

مخاطرات

طبیعی



ادوارد برایانت

ترجمه: دکتر داریوش یاراحمدی

موسسه انتشارات علمی دانشگاه لرستان

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ

مخاطرات طبیعی

تألیف:

ادوارد برایانت

ترجمه:

دکتر داریوش یاراحمدی

استادیار و عضو هیئت علمی دانشگاه لرستان



دانشگاه لرستان
۱۳۹۲

سرشناسه: بریانت، ادوارد، ۱۹۴۸ - م.

Bryant, Edward

عنوان و نام پدیدآور: مخاطرات طبیعی / تألیف ادوارد بریانت؛ مترجم داریوش یاراحمدی.

مشخصات نشر: خرم‌آباد: دانشگاه لرستان، ۱۳۹۱.

مشخصات ظاهری: ۴۴۲ص.: مصور، جدول، نمودار.

شابک: ۹۷۸-۶۰۰-۶۲۱۷-۰۲-۴

وضعیت فهرست نویسی: فیبا

یادداشت: عنوان اصلی: **Natural hazards 2nd ed, c2005.**

یادداشت: واژه‌نامه.

موضوع: بلاهای طبیعی

شناسه افزوده: یاراحمدی، داریوش، مترجم

شناسه افزوده: دانشگاه لرستان

رده‌بندی کنگره: ۵۰۱۴GB/بم۴ ۳ ۱۳۹۱

رده‌بندی دیویی: ۳۶۳/۳۴

شماره کتابشناسی ملی: ۳۱۰۴۴۱۶



دانشگاه لرستان

مخاطرات طبیعی

تألیف: ادوارد بریانت

ترجمه: دکتر داریوش یاراحمدی

ویراستاران علمی: دکتر علی محمد یاراحمدی و حُسن باوندپور

ویراستار ادبی: دکتر صفیه مرادخانی

ناشر: انتشارات دانشگاه لرستان

چاپ و صحافی: انتشارات نویسنده

نوبت چاپ: اول/۱۳۹۲

شمارگان: ۱۰۰۰ جلد

قیمت کتاب: ۲۵۰۰۰ تومان

شابک: ۹۷۸-۶۰۰-۶۲۱۷-۰۲-۴

حق چاپ برای ناشر محفوظ است

تقديم به:

پدرم

مقدمه مترجم

مخاطرات طبیعی بسیار قدیمی تر از تاریخ حیات بر روی کره زمین هستند. در واقع این پدیده‌ها که انسان واژه‌ی مخاطرات را برای آنها برگزیده بخشی از طبیعت کره زمین هستند و حتی قدیمی تر از اولین نشانه‌های حیات بر روی کره خاکی می‌باشند. کره زمین از بدو پیدایش همیشه آبستن حوادثی بس شگرف بوده است که تصور آنها هم برای انسان کنونی که در آرامش نسبی زمین به سر می‌برد بسیار سخت است. این آرامش شاید ناشی از گذران عمر و طی شدن دوران کودکی و نوجوانی پر شیطنت و شلوغ زمین باشد. شاید اشاره به برخی دوران‌های زمین‌شناسی مثلاً دوره‌ای که زمین به صورت گویی مذاب بوده، دوره‌ای که شهاب سنگ‌ها مانند قطرات باران از آسمان فرود می‌آمدند، دوره‌ای که آبر آتشفشان‌ها سینه زمین را دریده و آتش به آسمان می‌ریختند و یا دوره‌ای که زمین در زیر لایه‌های یخی مدفون می‌شد و سلام خورشید را هم پاسخی نمی‌داد به فهم برخی از این ویژگی‌های طبیعی یا مخاطرات عظیم کمک نماید. بنابراین شاید مخاطرات طبیعی کنونی که انسان‌ها را عاجز و تکنولوژی‌های آنها را به سخره گرفته است در مقابل آبر حوادث دوران پیش از انسان مانند نوازش‌های مادرانه باشند. برای یادآوری و مقایسه فقط یک مثال کوچک ذکر می‌نماییم: در روز جمعه ۲۷ بهمن ۱۳۹۱ یک شهاب سنگ پس از عبور از جو زمین، به یک توپ آتشین پر سرعت تبدیل گردید و در آسمان چلیابینسک در ۱۵۰۰ کیلومتری مسکو منفجر شد؛ شدت موج انفجار علاوه بر شکستن شیشه‌ها و مجروح کردن بیش از یک هزار و ۲۰۰ نفر، باعث آسیب به منازل، ساختمان‌های اداری و خودروها شد. بررسی‌ها قطر شهاب سنگ را ۱۷ متر و قدرت انفجاری آن را ۵۰۰ کیلو تن TNT که ۵۰ برابر قدرت بمب اتمی در هیروشیما است، نشان داد. ناسا وزن این شهاب سنگ را پیش از ورود به جو زمین هفت هزار تن اعلام کرد که در بررسی‌های جدید به ۱۰ هزار تن افزایش یافت. سرعت این شهاب در زمان انفجار ۶۴ هزار و ۳۷۳ کیلومتر در ساعت تخمین زده شد. موج شوک ناشی از برخورد شهاب سنگ با جو زمین باعث گرم شدن ناگهانی، انبساط و تبخیر آن گردید، گسترش و انبساط سریع بخار داغ در جو موجب ایجاد یک انفجار بزرگ شد. فرماندار منطقه میزان خسارات اولیه به مناطق مسکونی، ساختمان‌های اداری و تأسیسات شهری را بالغ بر ۳۳ میلیون دلار اعلام کرده است. حال حادثه تشریح شده در بالا که در آن حتی شهاب به سطح زمین هم برخورد نکرده است با دوره‌ای از عمر زمین که در آن هر ثانیه چندین هزار شهاب سنگ با سطح زمین برخورد داشته است مقایسه نماید که خود حدیثی مفصل از این مجمل است. آیا جز این است که حادثه شهاب سنگ روسیه که تیر خبرهای روز دنیا بود و بسیاری را در وحشت و نگرانی فرو برد در مقایسه با حوادث شهاب سنگی گذشته‌ی زمین نوازشی بیش نبود.

یادآوری این که زمین بسیار دراز سال است و انسان نوپا، زمین بسیار قدرتمند است، حادثه دیده، سرد و گرم چشیده و انسان خام و مغرور، بدان معنا نیست که منطق، عقل و توانمندی‌های انسان را به هیچ انگاریم بلکه می‌خواهیم خاطر نشان سازیم که در برابر خشم مادر طبیعت انسان‌ها حتی طفل یک روزه هم نیستند.

همه مخاطرات طبیعی صرفاً ناشی از بد اخلاقی مادر طبیعت نیستند بلکه برخی از آنها نیز ناشی از عملکرد زشت و ناپسند انسان‌ها هستند. تعامل ناصواب با طبیعت که ناشی از منیت و تکبر انسان و حذف حقوق سایر اجزاء و موجودات کره زمین است در مواردی با بر هم زدن نظم، موجب خشم طبیعت می‌گردد که با سیلاب، زلزله، طوفان و... موجب هلاکت انسان‌ها می‌شود. آمارها نشان می‌دهند که در عصر کنونی رخداد برخی از مخاطرات طبیعی بیشتر شده است یا بعضی از مخاطرات طبیعی که تا کنون در برخی از مناطق مسبوق به سابقه نبوده‌اند به کرات حادث می‌شوند. برای مثال تکرار سیلاب‌ها در استان گلستان ایران بیش از آنکه ناشی از تغییرات در میزان بارش باشد به علت تخریب بخش‌های عظیمی از جنگل‌های گلستان است. در مواردی دخالت‌ها و عملکردهای نادرست انسان منجر به تغییر در گردش عمومی جو و تغییر اقلیم شده است که خود در بروز بسیاری از مخاطرات اقلیمی نقش دارند. افزایش فراوانی وقوع هاریکان‌ها در ایالات متحده و سایر بخش‌های کره زمین مبین این مسئله می‌باشد. تغییر در تعادل ایزوستازی زمین در اثر بارگذاری‌ها (احداث سدهای عظیم) یا بار برداری‌های عظیم (استخراج معادن یا تخلیه آب پشت دریاچه‌های سدی) می‌تواند رخداد زلزله‌های محلی را افزایش دهند یا به عنوان تسهیل کننده شروع زلزله‌های بزرگ باشند. استخراج بیش از اندازه آب‌های زیرزمینی باعث رخدادهای زیادی از فرونشینی زمین و حوادث همراه آن می‌گردد. تمامی موارد مطرح شده در بالا درباره تأثیر دخالت‌های انسانی در افزایش مخاطرات طبیعی اندکی از مثال‌های فراوان از این دست می‌باشد.

در اینجا همچنین لازم است که اشاره‌ای به تفاوت تلفات ناشی از مخاطرات طبیعی در کشورهای پیشرفته و در حال توسعه داشته باشیم. هیچ گاه فراموش نخواهم کرد زمانی را که پس از ۱۳ یا ۱۴ ساعت پرواز از ایران به کانادا و خستگی و بی‌خوابی ناشی از تغییر زمان خواب، نیمه‌های شب در لابی هتل چه صحنه‌های دل‌خراشی از سونامی ۲۶ دسامبر ۲۰۰۴ از شبکه‌های تلویزیونی دیدم. درست در زمانی که من در پروازی بر روی آب‌های آرام اقیانوس اطلس بی‌خبر از همه جا از مناظر و ابرها لذت می‌بردم، آب‌های نا آرام اقیانوس هند، خروشان و سهمگین در اثر زمین لرزه ۹ ریشتری بستر اقیانوس هموعان مرا که اعضای یک پیکر بودیم در کام نیستی می‌کشاند. در این سونامی بر اساس آمارهای معتبر ۲۲۶۵۵۶ نفر کشته، ۳۵۰۰۰ نفر مفقود گردید. اکثر تلفات مخاطرات مربوط به کشورهای در حال توسعه و یا جهان سومی است که از سامانه‌های حفاظتی یا واکنشی مناسبی برخوردار نیستند. حال سونامی ۲۰۰۴ جنوب و جنوب شرق آسیا را با سونامی ۲۰۱۱ ژاپن مقایسه نماییم. سونامی ژاپن را نیز زلزله‌ای ۹ ریشتری ایجاد نمود که خیزاب‌های آن بر اساس آمارهای معتبر ۱۵۶۹۸ نفر کشته، ۴۶۶۶ نفر مفقود داشت. هر دو سونامی با یک قدرت و اندازه بودند ولی تعداد تلفات در یک کشور پیشرفته را با کشورهای در حال توسعه مقایسه نماید. نمونه دیگر این تفاوت در تلفات را از کشورمان، ایران پر گهر مثال می‌آوریم، زلزله بم را می‌گوییم که با بزرگی ۶ در مقیاس ریشتری بیش از ۲۶۲۷۱ هزار نفر از هم‌وطنانمان را کشت و ۳۰۰۰۰ نفر را مصدوم ساخت. در حالیکه حداکثر تلفات در زلزله‌هایی با همین بزرگی و قدرت در ژاپن یا امریکا در حد تعداد انگشت‌های یک دست می‌باشد. مثال‌ها در این زمینه بسیار است در هاریکان‌ها یا سیلاب‌های رخ داده در کشورهای در حال توسعه تعداد تلفات به علت ضعف مدیریت، ناکارآمدی ساختارهای مهندسی و... بسیار بالا است. برای مثال سیکلون ۱۳ نوامبر سال ۱۹۷۰ پاکستان، از سه روز قبل از وقوع به وسیله‌ی ماهواره‌ها پیش بینی شده بود، ولی تا عصر روزی که

سیکلون اتفاق افتاد، اداره هواشناسی پاکستان هیچ هشدار را اعلام نکرد. حتی زمانی که پیغام را در پایان روز و در ساعت ۱۱ شب صادر نمودند نیز آن را به صورت انحصاری فقط به ایستگاهی رادیویی فرستادند. اگر هشدار صادر شده در آن ساعت از رسانه‌های بیشتری هم پخش می‌شد، چون اکثر مردم خواب بودند آن را نمی‌شنیدند. در نیمه شب یک مد طوفانی با ارتفاع ۱۵ متر وارد منطقه مورد نظر می‌شود، این موج ۲۵ جزیره را از بین برد و بیش از ۲۰۰۰ باتلاق را به وجود آورد و حدوداً ۵۰۰۰۰۰ نفر را غرق نمود. بیش از ۴۰۰۰۰۰ هکتار از شالیزارهای غنی، زیر آب شور رفتند و یک میلیون رأس دام تلف شدند. در این حادثه بیش از ۵۰ میلیون نفر تحت تأثیر مد طوفان، سیل و بادهای قرار گرفتند. این حادثه را با هاریکان اندرو در سال ۱۹۹۲ در امریکا مقایسه نمایید. هاریکان اندرو طوفانی از نوع پنج بود که بالاترین قدرت را در مقیاس طوفان‌ها برخوردار است ولی در طی چندین روز رخداد این هاریکان و با وجود خسارت ۳۰ میلیارد دلاری فقط ۵۵ نفر تلفات داشت. موضوعات مطروحه فوق این بیت را تداعی می‌نماید:

رو قوی شو گر راحت جهان طلبی که در نظام طبیعت ضعیف پایمال است

از نظر حقیر کتاب حاضر یکی از کامل‌ترین کتاب‌های تألیف شده در زمینه مخاطرات طبیعی است و به نوعی دائرةالمعارف از علوم مرتبط با زمین (زمین‌شناسی، هواشناسی و اقیانوس‌شناسی) است که به صورت کاملاً منظم و ساختاری ضمن معرفی مخاطرات طبیعی به سازوکارهای پیدایش آنها به صورت مفصل پرداخته است. البته در نگارش این کتاب فرض بر این است که خواننده تا حدودی با دانش مقدماتی علوم زمین شناختی آشنایی دارد.

در این کتاب هر فصل به طور اختصاصی به تشریح یکی از مخاطرات پرداخته است. همچنین سازوکارهای کنترل کننده و پیش‌بینی وقوع این نوع مخاطرات نیز ذکر شده و برخی از مخاطره‌آمیزترین رخدادهای جهانی مورد بحث قرار گرفته‌اند. همچنین برخی از واکنش‌های بشری نسبت به مخاطرات، با تلاش برای کاهش اثرات آن، مورد مطالعه قرار گرفته است. مخاطرات ذکر شده در این کتاب تحت دو عنوان اصلی اقلیمی و زمین شناختی تنظیم شده‌اند. در فصل دوم به معرفی مخاطرات اقلیمی پرداخته شده است و مکانیسم‌های مسئول تنوع یا تغییر اقلیمی را مختصراً شرح می‌دهد. این فصل شامل فرایندهای بنیادی گردش هوا در سطح کره زمین، مفهوم جابه‌جایی پرفشارهای قطبی و رابطه متقابل هوا - دمای اقیانوس مرتبط با نوسانات جنوبی، اطلس شمالی و آرام شمالی و تأثیر چرخه‌های نجومی (از قبیل لکه‌های خورشیدی و چرخه ۱۸/۶ جزر و مد قمری) در زمان بندی وقوع مخاطرات اقلیمی می‌شود. نوسان‌های بزرگ مقیاس در فصل سوم شرح داده شده‌اند. این فصل اطلاعات مربوط به چرخه‌های حاره‌ای بزرگ مقیاس، معروف به سیکلون‌های حاره‌ای را مورد بحث قرار می‌دهد. فصل چهارم مخاطرات کوچک‌تری را که به وسیله بادهای وجود می‌آیند، خلاصه می‌کند در این فصل توجه بیشتری به توضیح طوفان‌های تندری و مخاطرات وابسته به آن شده است. این فصل همچنین شامل توضیح تورنادوها و توصیف مفصل برخی دیگر وقایع و حوادث مهم می‌شود. فصل پنجم به تأثیر فعالیت‌های انسانی در استمرار خشکسالی و واکنش‌های بعدی مردم نسبت به این مخاطره مصیبت‌بار می‌پردازد. در این فصل بیشتر تأکید بر تأثیرات قبل و بعد از ورود استعمار در منطقه ساحل آفریقا و به دنبال آن بررسی تأثیرات بر روی کشورهای با سطح تکنولوژی متفاوت است. نیمه دوم این فصل به واکنش انسان نسبت به خشکسالی در جوامع مختلف می‌پردازد و دیدگاه کسانی که خشکسالی را به عنوان عملی طبیعی در زندگی پذیرفته‌اند تا آنهایی که از وقوع آن حیرت زده می‌شوند و تلاش آن چنانی برای کاهش اثرات آن انجام نمی‌دهند را مورد بررسی قرار می‌دهد. این بررسی واکنش کشورهای جهان سومی آفریقا و همچنین کشورهای توسعه یافته غربی از قبیل ایالات متحده، انگلستان و استرالیا را شامل می‌شود. فصل ششم رخدادهای سیلاب ناگهانی و منطقه‌ای، که معمولاً امداد رسانی در شرایط اضطراری آنها بسیاری سخت است را مورد مطالعه و بررسی قرار

می‌دهد. به ویژه این که سیلاب‌های منطقه‌ای، نسبت به دیگر مخاطرات ثبت شده، تلفات بیشتری می‌گیرند. این بخش با معرفی فرایندهای اقلیمی که موجب سیلاب‌های ناگهانی هستند شروع شده و با مثال‌هایی از حوادث سیلاب ناگهانی در ایالات متحده و استرالیا دنبال می‌شود. خشکسالی‌هایی که موجب آتش سوزی بوته زارها یا آتش سوزی جنگل‌ها می‌شوند، به عنوان یک موضوع جداگانه در فصل هفتم مورد بررسی قرار می‌گیرند. شرایط مستعد آتش سوزی بوته زارها و علت وقوع چنین حادثه‌ای در این فصل توضیح داده شده‌اند. فصل هشتم در مورد مخاطرات دریایی همراه با تنوع پدیده‌های دریایی و دریاچه‌ای است. اکثر این مخاطرات بر تعداد کمتری از مردم تأثیر می‌گذارند، ولی باید اذعان داشت این مخاطرات عواقب و پیامدهای دراز مدتی دارند، به ویژه اگر روند گرمایش جهانی در طی ۵۰ سال بعدی افزایش یابد. مخاطرات زمین‌شناختی که دومین بخش این کتاب را تشکیل می‌دهند در برگزیده فصل‌های زیر هستند: دلایل وقوع و پیش‌بینی زلزله‌ها و آتشفشان‌ها؛ زلزله‌ها و سونامی‌ها؛ آتشفشان‌ها و ناپایداری زمین. فصل نهم به پراکندگی جهانی زلزله‌ها و آتشفشان‌ها و معرفی مقیاس‌های اندازه‌گیری شدت زمین‌لرزه‌ها می‌پردازد؛ این فصل با بررسی دلایل وقوع زلزله‌ها و آتشفشان‌ها تحت عنوان مرز صفحه‌ها، لکه‌های داغ، گسل‌های منطقه‌ای و وجود مخازن یا سدها ادامه می‌یابد. فصل دهم ابتدا، انواع امواج لرزه‌ای و احتمال وقوع زلزله‌های جهانی را توضیح می‌دهد، سپس وقوع زلزله و حوادث زلزله‌ای را برای آلاسکا، کالیفرنیا و ژاپن توضیح داده است. سونامی یکی دیگر از بزرگ‌ترین پدیده‌هایی است که علت اصلی آن زمین لرزه است. این پدیده به طور مفصل، همراه با معرفی بزرگ‌ترین حوادث جهانی سونامی، در این فصل توضیح داده می‌شود. فصل یازدهم بر آتشفشان‌ها، انواع و پدیده‌های مخاطره‌آمیز وابسته به آنها از قبیل جریان گدازه، ابرهای تفراف، جریان آذر آوری و امواج آتشفشانی، گازهای سمی و باران‌های اسیدی، جریان لاهار و سیلاب یخچالی، تأکید دارد. سپس حوادث بزرگ سانتورینی، وزوویوس، کراکاتوا، کوه پله و کوه سنت‌هلن به طور مفصل توضیح داده شده‌اند. بخش مخاطرات زمین‌شناختی با فصل ۱۲ و با بررسی جامع ناپایداری زمین به پایان می‌رسد. این فصل با توضیح مکانیسم‌های خاک از قبیل مفاهیم تنش و کشش، اصطکاک و چسبندگی، استحکام برشی خاک، تنش خنثی و فشار آب روزانه‌ای، کشسانی و شکل‌پذیری خاک آغاز می‌شود. این فصل با معرفی خلاصه‌ای از دلایل طبیعی ناپایداری زمین پایان می‌پذیرد. بیشتر تأکید فصل‌های این کتاب بر مکانیسم‌های فیزیکی مخاطرات است ولی فصل ۱۳ با بحثی در مورد تأثیرات اجتماعی بسیاری از این پدیده‌ها پایان می‌یابد. در این فصل شیوه‌های نگرش مخاطرات از دید جوامع و فرهنگ‌های مختلف بررسی می‌گردد. این فصل همچنین با توصیفی مفصل از واکنش‌های قبل، همزمان و بعد از حوادث دنبال می‌شود. در این فصل مشخص می‌گردد که افراد و گروه‌ها هر کدام روش متفاوتی برای رویارویی یا واکنش نسبت به بلایا دارند. فصل مذکور با تأکید بر تأثیرات فیزیولوژیکی یک حادثه بر روی قربانیان، بازماندگان و جامعه به پایان می‌رسد. در فصل ۱۴ یا آخرین فصل کتاب نیز به صورت مختصر به تغییر رژیم مخاطرات طبیعی و پیامدهای آنها پرداخته شده است.

در اینجا بر خود لازم میدانم از زحمات تمامی عزیزانی که مرا در انجام این کار یاری رساندند کمال سپاس‌گزاری را داشته باشم. از جناب آقای دکتر علی محمد یاراحمدی و سرکار خانم حسنا باوندپور به خاطر انجام ویراستاری علمی، از سرکار خانم دکتر صفیه مرادخانی برای انجام ویراستاری ادبی و از جناب آقای محسن اردستانی برای انجام امور مربوط به تایپ، صفحه آرایی و طراحی جلد کتاب متشکرم.

داریوش یاراحمدی

۱۳۹۱/۱۲/۱۰

فهرست مطالب

۲۵	فصل اول: مقدمه‌ای بر مخاطرات طبیعی
۲۵	بیان مسأله
۲۶	تاریخچه موضوع
۲۶	دنیای اسطوره و افسانه‌ها
۲۹	فاجعه گرایی در مقابل یکسان گرایی
۳۱	ارتباط بین انسان‌ها و مخاطرات طبیعی
۳۳	آمار مخاطرات
۳۷	تشریح فصل‌های کتاب
۴۲	مأخذ و منابعی برای مطالعه بیشتر
۴۳	بخش اول: مخاطرات اقلیمی
۴۳	فصل دوم: مکانیسم‌های تغییرپذیری اقلیم
۴۳	مقدمه
۴۳	مدل‌های گردش عمومی و تغییرات جوی
۴۳	چگونگی حرکت هوا
۴۵	مدل پالمن _ نیوتن از چرخش کره زمین
۴۷	تغییر در مسیر جت‌ها
۴۹	پرفشارهای قطبی سیار
۵۱	نوسان جنوبی
۵۱	مقدمه
۵۴	وقایع ال نینو- نوسان جنوبی (انسو)
۵۸	حوادث لانیو
۵۹	روابط بلند مدت با خشکسالی‌ها و سیلاب‌های کره‌ی زمین
۶۱	ارتباط با دیگر مخاطرات
۶۵	دیگر پدیده‌های نوسانی
۶۵	نوسان اطلس شمالی
۶۷	نوسان آرام شمالی
۶۷	چرخه نجومی
۶۷	چرخه خورشیدی
۷۰	چرخه قمری ۱۸/۶ ساله
۷۲	نتیجه‌گیری
۷۴	مأخذ و منابعی برای مطالعه بیشتر

۷۷	فصل سوم: مخاطرات طوفان‌های بزرگ مقیاس
۷۷	مقدمه
۷۸	سیکلون‌های حاره‌ای
۷۸	مقدمه
۸۰	مکانیسم‌های ایجاد سیکلون
۸۳	بزرگی و فراوانی
۸۶	بلایای سیکلونی جهان
۸۸	هاریکان اندرو در ۲۴ آگوست سال ۱۹۹۲
۹۰	هاریکان میچ، اکتبر/ نوامبر سال ۱۹۹۸
۹۱	عمل و عکس‌العمل
۹۱	استرالیا
۹۴	ایالات متحده
۹۵	بنگلادش (پاکستان شرقی)
۹۷	سیکلون‌های عرض‌های میانه
۹۸	کم‌فشارهای جبهه قطبی
۹۸	شکل‌گیری
۹۹	رویدادهای تاریخی
۱۰۳	کم‌فشارها یا بمب‌های سواحل شرقی
۱۰۵	طوفان اشونزدی ایالات متحده در ۷ مارس ۱۹۶۲
۱۰۶	طوفان هالوین در اکتبر ۱۹۹۱ (یک طوفان خارق‌العاده)
۱۰۶	طوفان‌های ساحل شرقی استرالیا در ماه می - ژوئن سال ۱۹۷۴
۱۰۸	طوفان در مسابقه قایق‌های بادی هوبارت سیدنی در ۲۹ - ۲۷ دسامبر ۱۹۹۸
۱۰۹	کولاک‌ها، بلیزاردها و باران یخ زده
۱۰۹	کولاک
۱۱۱	وقایع مهم
۱۱۲	تأثیر کولاک‌ها
۱۱۵	بلیزاردها
۱۱۶	باران یخ زده
۱۱۸	مدهای طوفان
۱۱۸	مقدمه
۱۲۱	احتمال رخداد
۱۲۲	فواصل بازگشت
۱۲۲	نمودارهای احتمال تجاوز
۱۲۵	طوفان‌های گرد و غبار
۱۲۵	مقدمه

۱۲۷	نقش گرد و غبار
۱۲۹	فراوانی طوفان‌های گرد و غبار
۱۲۹	رخداد‌های بزرگ طوفان گرد و غبار
۱۳۰	نتیجه‌گیری
۱۳۲	مأخذ و منابعی برای مطالعه بیشتر
۱۳۵	فصل چهارم: طوفان‌های محلی
۱۳۵	مقدمه
۱۳۵	طوفان‌های تندری، صاعقه - تگرگ
۱۳۵	طوفان‌های تندری
۱۳۸	صاعقه
۱۴۱	تگرگ
۱۴۵	تورنادوها
۱۴۵	مقدمه
۱۴۶	شکل و شکل‌گیری
۱۴۶	شکل‌گیری آب‌سلول تورنادو
۱۴۶	توره دیو، گردبادهای کوهزاد، تورنادوهای آتش و پیچندهای دریایی
۱۴۹	ساختار یک تورنادو
۱۵۱	رخداد
۱۵۳	ویرانگری تورنادو
۱۵۴	اعلام هشدار
۱۵۵	واکنش
۱۵۷	نتیجه‌گیری
۱۵۸	مأخذ و منابعی برای مطالعه بیشتر
۱۵۹	فصل پنجم: مخاطرات خشکسالی
۱۵۹	مقدمه
۱۶۰	واکنش پیش از استعمار به خشکسالی
۱۶۲	واکنش‌های پس از استعمار
۱۶۳	تشدید اثرات خشکسالی به وسیله‌ی جوامع مدرن
۱۶۴	واکنش‌های مدرن به خشکسالی‌ها
۱۶۴	جوامعی که با رخداد خشکسالی مواجه هستند: ایالت متحده
۱۶۶	جوامعی که با وقوع خشکسالی روبه‌رو نیستند: بریتانیا
۱۶۸	آنهايي که شکست خوردند
۱۷۰	آنهايي که پیروز شدند

۱۷۱	اقتصاد آزاد: سیاست استرالیایی
۱۷۳	واکنش بین‌المللی
۱۷۳	سازمان‌های امدادی بین‌المللی
۱۷۵	شکست کمک‌های بین‌المللی
۱۷۶	واکنش‌های غیردولتی: باب گلداف
۱۸۰	نتیجه‌گیری
۱۸۱	مأخذ و منابعی برای مطالعه بیشتر
۱۸۳	فصل ششم: مخاطرات سیلاب
۱۸۳	مقدمه
۱۸۳	سیلاب‌های ناگهانی
۱۸۳	بزرگی و فراوانی بارش‌های سنگین
۱۸۵	نیروی سیل
۱۸۹	الگوهای هم‌دید مناسب برای سیلاب‌های ناگهانی
۱۹۰	حداکثر بارش محتمل
۱۹۲	حوادث سیلاب‌های ناگهانی
۱۹۲	سیلاب‌های ناگهانی شهری
۱۹۷	سیلاب‌های پر قدرت منطقه‌ای
۱۹۷	سیلاب‌های رودخانه می‌سی‌سی‌پی
۱۹۹	سیلاب‌های بزرگ استرالیا
۲۰۳	وقوع سیلاب در چین
۲۰۵	نتیجه‌گیری
۲۰۵	مأخذ و منابعی برای مطالعه بیشتر
۲۰۷	فصل هفتم: آتش‌سوزی‌ها در طبیعت
۲۰۷	مقدمه
۲۰۸	شرایط مناسب برای آتش‌سوزی وسیع در بوته‌زارها
۲۱۲	دلایل پیدایش آتش‌سوزی
۲۱۴	فجایع آتش‌سوزی بوته‌زارها: چشم‌انداز جهانی
۲۱۶	ایالت متحده
۲۱۶	تاریخچه آتش‌سوزی در ایالت متحده
۲۱۸	حوادث اخیر
۲۲۱	استرالیا
۲۲۱	شرایط
۲۲۲	حوادث تاریخی
۲۲۷	نتیجه‌گیری

۲۲۹ مأخذ و منابعی برای مطالعه بیشتر
۲۳۱ فصل هشتم: مخاطرات اقیانوسی
۲۳۱ مقدمه
۲۳۲ مخاطرات امواج
۲۳۲ تئوری
۲۳۵ پراکنش جهانی امواج بلند
۲۳۶ مخاطرات امواج بر روی دریا
۲۳۸ مخاطرات امواج در سواحل صخره‌ای
۲۳۹ مخاطرات یخ دریا
۲۳۹ یخ در اقیانوس
۲۴۴ یخ در ساحل
۲۴۵ مخاطرات بالا آمدن سطح دریا
۲۴۵ مقدمه
۲۴۵ مقادیر کنونی تغییر سطح دریاها در سراسر جهان
۲۴۸ عوامل موثر در بالا آمدن سطح دریا
۲۴۸ سطح جهانی دریاها و چرخه آب شناختی
۲۴۹ مخاطرات فرسایش ساحلی
۲۴۹ مقدمه
۲۵۰ افزایش سطح دریا و قانون برون
۲۵۲ دیگر دلایل فرسایش
۲۵۶ نتیجه‌گیری
۲۵۷ مأخذ و منابعی برای مطالعه بیشتر
۲۵۹ بخش دوم: مخاطرات زمین‌شناسی
۲۵۹ فصل نهم: علل و پیش‌بینی زمین‌لرزه‌ها و آتشفشان‌ها
۲۵۹ مقدمه
۲۵۹ مقیاس‌های اندازه‌گیری شدت زلزله‌ها
۲۶۱ پراکنش زلزله‌ها و آتشفشان‌ها
۲۶۵ دلایل وقوع زلزله و آتشفشان
۲۶۵ مرزهای صفحات
۲۶۶ لکه‌های داغ
۲۶۸ گسلی شدن و کشش‌های دیگر
۲۷۰ اضافه شدن آب (سدّها و باران)
۲۷۰ پیش‌بینی زلزله‌ها و آتشفشان‌ها

۲۷۰ دسته‌بندی حوادث آتشفشانی و لرزه‌ای
۲۷۰ آتشفشانها
۲۷۴ زلزله‌ها
۲۷۵ ارتباط متقابل بین زلزله‌ها و آتشفشان‌ها
۲۷۷ پیش‌بینی فعالیت لرزه‌ای
۲۷۷ چرخه‌های لرزه‌ای
۲۷۸ پیش‌بینی کوتاه مدت فعالیت‌های لرزه‌ای
۲۸۱ تصادفی بودن در مقابل خوشه‌ای بودن
۲۸۳ پیش‌بینی آتشفشان‌ها
۲۸۵ نتیجه‌گیری
۲۸۶ مأخذ و منابعی برای مطالعه بیشتر
۲۸۹ فصل دهم: مخاطرات زلزله‌ها و سونامی‌ها
۲۸۹ انواع امواج تکانه‌ای
۲۹۰ نقشه‌های خطر زلزله
۲۹۲ وقایع ناگوار زلزله
۲۹۲ جهانی
۲۹۳ زلزله آلاسکا در ۲۷ مارس سال ۱۹۶۴
۲۹۶ مخاطره‌ی زلزله کالیفرنیا
۲۹۸ مخاطره زلزله ژاپن
۳۰۱ روان‌شدگی خاک یا گل شدن
۳۰۵ تسونامی
۳۰۵ تعریف
۳۱۲ مقیاس‌های اندازه‌گیری شدت سونامی‌ها
۳۱۴ توصیف بلایا
۳۱۷ پیش‌بینی در منطقه اقیانوس آرام
۳۲۰ نتیجه‌گیری
۳۲۱ مأخذ و منابعی برای مطالعه بیشتر
۳۲۳ فصل یازدهم: مخاطرات آتشفشان‌ها
۳۲۳ مقدمه
۳۲۶ انواع فوران‌های آتشفشانی
۳۲۸ مخاطرات آتشفشانی
۳۲۸ جریان‌های گدازه‌ای
۳۳۱ ابرهای تفر و مواد پرتابی
۳۳۳ جریان‌های آذر آواری و فوران‌های قاعده آتشفشان

۳۳۵	گازها و باران‌های اسیدی
۳۳۶	لاهار
۳۳۹	سیلاب‌های یخچالی یا جاکالاهلایس
۳۴۰	بلایای آتشفشانی
۳۴۰	سانتورینی، در حدود ۱۴۷۰ پیش از میلاد
۳۴۳	وزوویوس (۲۵ آگوست سال ۷۹ میلادی)
۳۴۵	کراکاتوا (۲۶-۲۷ آگوست سال ۱۸۸۳)
۳۴۸	کوه پله (۸ می سال ۱۹۰۲)
۳۵۱	کوه سنت هلن (۱۸ می ۱۹۸۰)
۳۵۳	نتیجه‌گیری
۳۵۳	مأخذ و منابعی برای مطالعه بیشتر
۳۵۵	فصل دوازدهم: مخاطرات ناپایداری زمین
۳۵۵	مقدمه
۳۵۶	مکانیک خاک
۳۵۶	فشار و کشش
۳۵۶	اصطکاک، چسبندگی و پیوستگی
۳۵۸	استحکام برشی خاک‌ها: رابطه موهر - کلمب
۳۵۹	فشار آب روزه‌ای
۳۶۰	جامدات صلب و کشسان
۳۶۱	جامدات شکل‌پذیر
۳۶۲	طبقه‌بندی ناپایداری زمین
۳۶۲	مقدمه
۳۶۴	خاک‌های انبساط‌پذیر
۳۶۷	خزش و سولیفلوکسیون
۳۶۹	جریان‌های گِل و واریزه
۳۷۱	زمین لغزه‌ها و غلتش‌ها
۳۷۱	مکانیسم
۳۷۲	دلایل زمین لغزه‌ها و غلتش‌ها
۳۷۴	حوادث مربوط به زمین لغزه‌ها
۳۷۶	ریزش‌های سنگ
۳۷۷	بهمن‌های واریزه
۳۷۸	جریان‌های همراه با هوا (بهمن‌ها)
۳۸۱	فرونشست زمین
۳۸۲	نتیجه‌گیری

۳۸۳ مأخذ و منابعی برای مطالعه بیشتر
۳۸۵ فصل سیزدهم: واکنش‌های فردی و گروهی نسبت به مخاطرات طبیعی
۳۸۵ مقدمه
۳۸۵ قبل از وقوع حادثه
۳۸۵ اعلام هشدار و تخلیه‌ی شهر
۳۸۹ آمادگی، در صورت اعلام خطر
۳۹۰ برخورد با حوادث و پیامدهای آن
۳۹۰ واکنش در طول حوادث
۳۹۲ مرگ و اندوه
۳۹۳ دارایی و خانه‌ها
۳۹۴ رفتارهای جامعه ستیز
۳۹۶ اسکان مجدد
۳۹۹ افسانه‌ها و قهرمان‌ها
۴۰۰ اثرات مضاعف
۴۰۰ مشکلات عاطفی
۴۰۴ بروز سندرم بحرانی استرس
۴۰۵ مأخذ و منابعی برای مطالعه بیشتر
۴۰۷ فصل ۱۴ چهاردهم: سخن پایانی
۴۰۷ تغییر رژیم مخاطرات
۴۱۰ پیامدهای جدید مخاطرات طبیعی
۴۱۲ مأخذ و منابعی برای مطالعه بیشتر
۴۱۳ واژه‌نامه
۴۳۷ فهرست اعلام

فهرست اشکال

- شکل ۱-۱- رخداد مخاطرات طبیعی بر اساس مناطق ۲۰۰۱-۱۹۷۵ (بر اساس CRED، ۲۰۰۲). ۳۴
- شکل ۳-۱- مرگ و میر ناشی از مخاطرات طبیعی در طی دوره ۲۰۰۱-۱۹۰۰ (بر اساس CRED، ۲۰۰۲). ۳۶
- شکل ۱-۲- جابه‌جایی باد در ارتباط با خطوط هم‌فشار با یا بدون در نظر گرفتن نیروی کوریولیس ۴۴
- شکل ۲-۲- مدل شماتیک پالمن نیوتن از گردش عمومی جو بین قطب و استوا. ۴۵
- شکل ۳-۲- مکان کمربندهای بادهای غربی عرض‌های میانه و بادهای تجارتي شرقی بر اساس اندازه‌گیری‌های ماهواره‌ای ۴۶
- شکل ۵-۲- مسیرهای پرفشارهای قطبی سیار (MPH) و گردش بادهای تجارتي حاصل آنها در مناطق استوایی ۴۹
- شکل ۶-۲- نمایش شماتیک از ساختار دینامیکی یک پرفشار قطبی سیار و کم‌فشار عرض‌های میانه همراه آن ۵۰
- شکل ۷-۲- نمایشی ایده آل از تکامل و اثرات رویداد ال‌نینو-نوسان جنوبی. ۵۲
- شکل ۸-۲- شاخص‌های از نوسانات فشار جوی در طول زمان، (A) نوسان جنوبی، (B) نوسان آتلانتیک شمالی ۵۳
- شکل ۹-۲- الف) رویداد لانیو ۱۹۸۸-۱۹۸۷ یکی از قوی‌ترین لانیوها در پایان قرن بیستم بود- بارندگی‌های شدیدی ۵۹
- شکل ۹-۲- ب) همان رویداد بارش در شکل الف، موجب وقوع زمین لغزش‌های متعدد و شستشوی‌های ۵۹
- شکل ۱۰-۲- شاخص نوسان جنوبی، شاخص‌های خشکسالی و بارش در هند به علاوه زمان متناظر دبی‌های پایین یا بالا. ۶۰
- شکل ۱۱-۲- سری‌های زمانی شاخص نوسان جنوبی، حوادث آتش‌سوزی‌های بزرگ بوته زارها ۶۳
- شکل ۱۲-۲- تعداد روزهای همراه با هاریکان در آتلانتیک شمالی و منطقه دریای کارائیب ۱۹۰۰-۲۰۰۳ ۶۴
- شکل ۱۳-۲- الگوهای گردش جوی و اثرات آب و هوایی همراه آنها، (A) فاز مثبت و (B) فاز منفی نوسان آتلانتیک شمالی ۶۶
- شکل ۱۴-۲- تعداد طوفان‌های زمستانه در شمال اقیانوس اطلس بین سال ۱۹۵۶ و ۱۹۹۴ با فشار زیر ۹۵۰ هکتوپاسکال ۶۷
- شکل ۱۵-۲- سری‌های زمانی متوسط سالانه تعداد لکه‌های خورشیدی رصد خانه زوریخ بین سال‌های ۱۵۰۰ و ۲۰۰۲ ۶۹
- شکل ۱۶-۲- نمودار شماتیک از خروج مداری ماه نسبت به استوای خورشید (A) برای کمینه قمری و (B) بیشینه قمری. ۷۱
- شکل ۱۷-۲- مدلی شماتیک از مدار ۱۸/۶ ساله ماه نسبت به زمین (A) ماه بیشینه و (B) ماه کمینه. ۷۱
- شکل ۱-۳- مخاطرات مربوط به وقوع سیکلون‌های حاره‌ای. ۷۸
- شکل ۲-۳- نقشه مکانی. ۷۹
- شکل ۳-۳- منشأ و تعداد سیکلون‌های حاره‌ای سالانه برای مدت ۲۵ سال از ۱۹۵۲ تا ۱۹۷۷ (بعد از گری، ۱۹۷۵). ۸۱
- شکل ۴-۳- ساختار دمای بالقوه ناشی از گرمای نهان تبخیر در طوفان آینز، ۲۸ سپتامبر سال ۱۹۶۶ ۸۲
- شکل ۵-۳- نیمرخ‌های عمودی باد و فشار در طوفان آینتا، ۲ سپتامبر ۱۹۷۷ (بر اساس شیتس، ۱۹۸۰). ۸۲
- شکل ۶-۳- خسارات ناشی از طوفان تریسی در دسامبر ۱۹۷۴ به یکی از حومه‌های داروین ۸۷
- شکل ۷-۳- تصویر مرکب ماهواره‌ای NOAA از مسیر طوفان آندرو، ۲۲-۲۵ اگوست ۱۹۹۲ (NOAA، ۲۰۰۲). ۸۹
- شکل ۸-۳- عبور تخته سه لا از میان تنه نخل سلطنتی به وسیله بادهای فوق‌العاده شدید هاریکان اندرو در جنوب فلوریدا. ۹۰
- شکل ۹-۳- A- خسارات حاصل از سیکلون تریسی در داروین استرالیا، ۲۵ دسامبر ۱۹۷۴. بادهای شدید با سرعت بیش از ۹۲ ۹۲
- شکل ۹-۳- B- در موارد شدیدتر، تندبادها کل ساختمان را تخریب و تنها بسترهای آهنی و ستون‌ها را به جای گذاشتند ۹۲
- شکل ۱۰-۳- مسیر سیکلون ۱۳ نوامبر ۱۹۷۰ در خلیج بنگال و محل استقرار سدهای حفاظتی جزیره‌های کم ارتفاع. ۹۶
- شکل ۱۱-۳- مراحل توسعه یک کم‌فشار عرض‌های میانه از نظر ظاهری در هر دو نیمکره (۱ و ۲). ۹۸
- شکل ۱۲-۳- رخداد طوفان‌های شدید در دریای شمال و کانال انگلیس در هر قرن در طی ۲۰۰۰ سال گذشته ۱۰۰
- شکل ۱۳-۳- محل رخداد برخی از طوفان‌های تاریخی مخرب در دریای شمال از جمله مسیر طوفان ۱ فوریه سال ۱۹۵۳. ۱۰۰

- شکل ۳-۱۴- الگوی فشار بر فراز شمال اروپا در طی حمله ناوگان اسپانیا به بریتانیا از ۲۴ ژوئن تا ۲ جولای..... ۱۰۱
- شکل ۳-۱۵- توسعه شماتیک یک کم‌فشار ساحل شرقی..... ۱۰۳
- شکل ۳-۱۶- تصویر ماهواره‌ای مادون قرمز از طوفان هالوین در اکتبر ۱۹۹۱ در سواحل شمال شرق ایالات متحده..... ۱۰۴
- شکل ۳-۱۷- خسارات ناشی از طوفان اش ونزدی در ۷ مارس سال ۱۹۶۲ در طول سواحل اطلس میانی ایالات متحده آمریکا..... ۱۰۵
- شکل ۳-۱۸- طوفان ۲۵ می - ۱۵ ژوئن سال ۱۹۷۴ در سیدنی، استرالیا- (A) ارتفاع موج (B) ارتفاع پیش‌بینی شده..... ۱۰۷
- شکل ۳-۱۹- الف) تخریب و فروپاشی خانه‌های ساحلی در ساحل بیلگولا، سیدنی پس از طوفان ۲۵ مه ۱۹۷۴..... ۱۰۸
- شکل ۳-۱۹- ب) همین طوفان در سواحل دیگر بیش از ۴۰ متر فرسایش ایجاد نمود..... ۱۰۸
- شکل ۳-۲۰- نمایش شماتیک از الگوهای بارش یک کم‌فشار سیکلونی عرض‌های میانه در فصل زمستان در نیمکره شمالی..... ۱۱۰
- شکل ۳-۲۱- الگوهای فشار طوفان کولاک فوریه سال ۱۹۸۴ که شرق ایالات متحده را فلج نمود..... ۱۱۱
- شکل ۳-۲۲- اثر طوفان کولاک سنگین در جاده‌ها سنت جان، نیوفونلند (عکس از خدمات محیط زیست جوی کانادا)..... ۱۱۲
- شکل ۳-۲۳- دمای معادل و یا سوزباد برای دماهای هوا و سرعت‌های باد معین..... ۱۱۶
- شکل ۳-۲۴- اثر بارش منجمد و برف آبدار بر روی سیم و شاخه درختان در انتاریو، کانادا..... ۱۱۷
- شکل ۳-۲۵- مسیر طوفان کارول ۱۹۵۴ و جزر و مد ثبت شده در امتداد سواحل شرقی ایالات متحده (پس از هریس، ۱۹۵۶)..... ۱۲۰
- شکل ۳-۲۶- اثر موج‌های کم عمق بر ارتفاع امواج بلند عبوری از فلات قاره..... ۱۲۱
- شکل ۳-۲۷- دوره بازگشت مدهای طوفان در دریای شمال و در امتداد سواحل هلند در دوره ۷۰ ساله قبل از طوفان ۱۹۵۳... ۱۲۳
- شکل ۳-۲۸- نمودار احتمال تجاوز برای همان سری از داده‌های که در شکل ۳-۲۷ به تصویر درآمده‌اند..... ۱۲۴
- شکل ۳-۲۹- طوفان گرد و غبار ۸ فوریه ۱۹۸۳، برخاسته از حومه مالی در ویکتوریای غربی، بر روی شهر ملبورن..... ۱۲۶
- شکل ۳-۳۰- مسیرهای طوفان گرد و غبار و مقادیر سالانه گرد و غبار جوی حمل شده به اقیانوس‌های جهان..... ۱۲۸
- شکل ۳-۳۱- وسعت و فراوانی طوفان‌های گرد و غبار رخ داده در مارس ۱۹۳۶ در ایالات متحده (پس از لاکرتز، ۱۹۸۷)..... ۱۳۰
- شکل ۴-۱- فراوانی سالانه روزهای همراه با رعد و برق در ایالات متحده (از ایگلن، ۱۹۸۳)..... ۱۳۶
- شکل ۴-۲- متوسط سالانه روزهای همراه با رعد و برق در استرالیا (بر اساس الیور، ۱۹۸۶)..... ۱۳۷
- شکل ۴-۳- نقشه مکانی..... ۱۳۸
- شکل ۴-۴- نمایش شماتیک از جدایی قطرات بار دار آب به وسیله‌ی فرایکه‌ها در ابر تندری و صعود آنها که..... ۱۳۹
- شکل ۴-۵- فراوانی سالانه طوفان‌های تگرگ در ایالات متحده (از ایگلن، ۱۹۸۳)..... ۱۴۲
- شکل ۴-۶- الف) دانه‌های بزرگ تگرگ که از به هم چسبیدن سریع ذرات گراپل تولید شده‌اند..... ۱۴۳
- شکل ۴-۶- ب) تگرگ لایه‌های که حاصل حداقل پنج بار عبور از مرز ذوب و انجماد است..... ۱۴۳
- شکل ۴-۷- تولید تورنادو از یک ابر سلول طوفان تندری (پس از گرازیلیوس، ۱۹۹۳)..... ۱۴۷
- شکل ۴-۸- شکل‌گیری یک گردباد کوه‌زاد از تقسیم یک تاوه افقی در حال چرخش در سطح زمین (پس از آیدسو، ۱۹۷۶)..... ۱۴۷
- شکل ۴-۹- یک اثر هنری از هجوم چندین واتر اسپات به کشتی بادبانی ترومبس. این طراحی اولین بار در لس متئورس،..... ۱۴۸
- شکل ۴-۱۰- اولین تصویر گرفته شده از تورنادو در یونیون سیتی، اوکلاهما، ۲۴ مه ۱۹۷۳ توسط رادار داپلر NSSL..... ۱۴۹
- شکل ۴-۱۱- مدل شکل‌گیری چرخندگی چندگانه در یک تورنادو (بر اساس فوجیتا، ۱۹۷۱ و گرازیولیس، ۱۹۹۳)..... ۱۵۱
- شکل ۴-۱۳- تعداد تورنادوها و مرگ و میر ناشی از آنها در ایالات متحده بین سال‌های ۱۹۱۶ و ۲۰۰۲..... ۱۵۳
- شکل ۴-۱۴- اثر توپوگرافی بر عبور یک گردباد در ایروینگ، کانزاس در ۳۰ مه ۱۸۷۹ (پس از فینلی، ۱۸۸۱)..... ۱۵۷
- شکل ۵-۱- نقشه مناطق نیمه خشک و ساحل در آفریقا..... ۱۶۰

- شکل ۱-۶ - مقدار بارش حداکثر در ارتباط با زمان (اقتباس از گریفیث، ۱۹۷۶)..... ۱۸۴
- شکل ۲-۶ - نقشه مکانی..... ۱۸۵
- شکل ۳-۶ - نمودار قدرت جریان حداکثری یک حوضه در مقابل وسعت حوضه زهکشی. منحنی حد نهایی..... ۱۸۷
- شکل ۴-۶ - سرعت جریان در ارتباط با عمق کانال برای سیلاب‌های مختلف همراه با ترسیم مرزهای جریان متلاطم..... ۱۸۸
- شکل ۵-۶ - الگوهای غیرمعمول جریان هوا در گردش عمومی جو که منجر به سیلاب ناگهانی می‌شود..... ۱۸۹
- شکل ۶-۶ - حداکثر بارش محتمل بر مبنای زمان در وسعت حوضه زهکشی (اداره هواشناسی استرالیا، ۱۹۸۴)..... ۱۹۱
- شکل ۷-۶ - منحنی‌های همبارش چهل و هشت ساعت برای سیل داپتو، وُلن گانگ، استرالیا، ۱۸ فوریه ۱۹۸۴..... ۱۹۳
- شکل ۸-۶ - الگوی همدیدی سیلاب‌های ناگهانی ۵-۹ نوامبر ۱۹۸۴ سیدنی، استرالیا..... ۱۹۴
- شکل ۹-۶ - منحنی‌های همبارش سه سیلاب ناگهانی ۵-۹ نوامبر ۱۹۸۴ سیدنی، استرالیا..... ۱۹۵
- شکل ۱۰-۶ - مکان سیلاب‌های ۱۹۸۵-۲۰۰۳ به استثنای ۱۹۸۹، ۱۹۹۲، ۱۹۹۶، و ۱۹۹۷..... ۱۹۷
- شکل ۱۱-۶ - حوضه زهکشی رودخانه می‌سی‌سی‌پی و گستره سیلاب‌های ۱۹۲۷ و ۱۹۹۳..... ۱۹۸
- شکل ۱۲-۶ - رخداد سیلاب‌های بزرگ در رودخانه می‌سی‌سی‌پی از سال ۱۷۰۰ همراه با فواصل بین سیلاب‌ها..... ۱۹۸
- شکل ۱۳-۶ - رودخانه‌های عمده شرق استرالیا..... ۲۰۰
- شکل ۱۴-۶ - محل مجرای رودخانه هوانگ هو از ۲۳۰۰ سال قبل از میلاد تا به امروز (بعد از سزایا، ۱۹۸۳)..... ۲۰۴
- شکل ۱-۷ - نقاشی ویلیام استرات از پنج شنبه سیاه (مجموعه لاتروب، با کسب اجازه از کتابخانه ایالتی ویکتوریا)..... ۲۰۸
- شکل ۲-۷ - نقشه مکانی..... ۲۰۸
- شکل ۳-۷ - الگوی متداول همدیدی هوا که منجر به آتش‌سوزی‌های ویرانگر بوته‌زارها در جنوب شرقی استرالیا می‌شود..... ۲۱۰
- شکل ۴-۷ - الف - آتش‌سوزی در تاج جنگل اکالیپتوس، استرالیا (عکس از ان. پی. چنی، واحد پژوهش ملی آتش‌سوزی..... ۲۱۰
- شکل ۵-۷ - ب - جنگلهای بورال در شمال انتاریو، کانادا (عکس از جیم برایانت، گروه محیط زیست انتاریو). به تشابهات..... ۲۱۱
- شکل ۷-۷ - الگوی آتش‌سوزی فصلی بوته‌زارها در استرالیا (پس از لاکو و مک آرتور، ۱۹۷۸)..... ۲۲۲
- شکل ۸-۷ - گستره آتش‌سوزی‌ها و محل لکه‌های آتش قبل از آتش‌سوزی‌های بوته‌زارهای هوبارت، تاسمانی..... ۲۲۴
- شکل ۹-۷ - ویرانی محله فیرهیون در امتداد خط ساحلی اتوتوی به ویکتوریا پس از آتش‌سوزی اش و نزدی..... ۲۲۵
- شکل ۱-۸ - نقشه مکانی..... ۲۳۲
- شکل ۲-۸ - نمایش شماتیک ویژگی‌های موج..... ۲۳۳
- شکل ۳-۸ - نمودارهای شماتیک رفتار موج در آب‌های کم عمق، (A) سطحی شدن، (B) پراش، (C) شکست..... ۲۳۳
- شکل ۴-۸ - توزیع جهانی ارتفاع امواج بر اساس سنجش ماهواره TOPEX/POSEIDON..... ۲۳۷
- شکل ۵-۸ - امواج عظیم بیش از ۴ متر در حال عبور از موج شکن بندر وُلن گانگ، استرالیا (عکس جان تلفورد، فیر میدو)..... ۲۳۹
- شکل ۶-۸ - توزیع جهانی ورقه‌های دائمی یخ قطبی و یخ دریا، قطعات یخ فصلی و آیسبرگ‌ها (پس از گروس، ۱۹۷۲)..... ۲۴۱
- شکل ۷-۸ - ترکیبی از وسعت یخ دریا در ماه آپریل از ۱۹۹۸-۱۸۱۸، بدست آمده از تنگه دیویس..... ۲۴۱
- شکل ۹-۸ - تغییرات سالانه سطح دریا از ۱۹۳۰ تا ۱۹۸۰ در جزر و مد سنج‌های منتخب که در آنها سطح دریا..... ۲۴۶
- شکل ۱۰-۸ - تغییرات جهانی سطح دریا بر اساس داده‌های جزر و مد سنج‌های ساحلی در بین سالهای ۱۹۶۰ و ۱۹۷۹..... ۲۴۷
- شکل ۱۱-۸ - تغییر جهانی سطح دریا، ۲۰۰۲-۱۹۹۲ (مرکز تحقیقات دینامیک نجومی کلرادو، ۲۰۰۳)..... ۲۴۷
- شکل ۱۲-۸ - قانون برون برای عقب‌نشینی خط ساحلی با افزایش سطح دریا..... ۲۵۱
- شکل ۱۳-۸ - تفاوت حجم ساحل استنول پارک در استرالیا. عکس بالا، ساحل را پس از عملیات‌های مقاوم‌سازی در فوریه... ۲۵۴

- شکل ۸-۱۴- خطوط رگرسیون خطی (با سطح اعتماد ۹۵ درصد) بین انحراف میانگین از موقعیت ارتفاع متوسط ۲۵۵
- شکل ۹-۱- توزیع مرزهای صفحات، زمین‌لرزه‌های شدید و فوران‌های آتشفشانی تاریخی (بر اساس پرس و سیور، ۱۹۸۶؛ ۲۶۲
- شکل ۹-۲- نقشه مکانی..... ۲۶۳
- شکل ۹-۳- فواصل بازگشت زلزله‌های با بزرگی مختلف در کالیفرنیا و استرالیا (پس از دنهام، ۱۹۷۹) ۲۶۴
- شکل ۹-۴- شکل‌گیری فعالیت‌های آتشفشانی در اثر باز شدن صفحات میان اقیانوسی..... ۲۶۵
- شکل ۹-۵- شکل‌گیری فعالیت‌های آتشفشانی بر روی زون فرورانش (بعد از هولمز، ۱۹۶۵)..... ۲۶۶
- شکل ۹-۶- سن و جهت حرکت جزایر هاوایی شناور بر روی یک نقطه داغ (بعد از مولر و اوپرلندر، ۱۹۸۴)..... ۲۶۷
- شکل ۹-۷- محل سایر نقاط داغ و رشته‌های جزیره‌ای مرتبط با آنها در صفحه اقیانوس آرام (بر اساس هولمز، ۱۹۶۵)..... ۲۶۸
- شکل ۹-۸- انواع گسل‌هایی که با فعالیت‌های زمین‌لرزه‌ای همراه هستند..... ۲۶۹
- شکل ۹-۹- نمودار احتمال فوران آتشفشان‌های انفرادی در هر قرن (بلانگ، ۱۹۸۴، با اجازه از گروه هارکورت بریس ۲۷۲
- شکل ۹-۱۰- فعالیت‌های آتشفشانی اخیر (۲۰۰۰-۱۶۰۰) که از طریق شاخص پرده گرد و غبار لمب و تراکم حلقه‌های ۲۷۳
- شکل ۹-۱۱- نمودار بزرگی زمین‌لرزه‌های اصلی در مقیاس ریشتر، (A در ژاپن، B در مدیترانه و C در ایالات متحده ۲۷۶
- شکل ۹-۱۲- محل وقفه‌های بزرگ زمین‌لرزه‌ای در «حلقه آتش» اقیانوس آرام (کواتس، ۱۹۸۵)..... ۲۷۸
- شکل ۱۰-۱- تشریح انواع موج لرزه‌ای و نحوه رفتار آنها در عبور از میان زمین (اقتباس شده از ویتو، ۱۹۸۰)..... ۲۹۱
- شکل ۱۰-۲- نقشه جهانی خطر زلزله. سایه‌ها حداکثر شتاب‌های افقی با احتمال تجاوز ۱۰ درصد در ۵۰ سال و یا دوره ۲۹۲
- شکل ۱۰-۳- نقشه مکانی..... ۲۹۲
- شکل ۱۰-۴- مشخصات زلزله و سونامی حاصل از زمین‌لرزه ۲۷ مارس ۱۹۶۴ آلاسکا: (A مکان فعالیت‌های لرزه‌ای..... ۲۹۵
- شکل ۱۰-۵- یکی از پرتگاه‌های حاصل از لغزش‌های فراوان در آنکوریدج آلاسکا که در اثر زمین‌لرزه ۲۷ مارس ۱۹۶۴ ۲۹۶
- شکل ۱۰-۶- مجموع گسل‌های فعال تاریخی جنوب کالیفرنیا و مراکز زلزله‌های بزرگ دو قرن گذشته ۲۹۷
- شکل ۱۰-۸- توزیع گسله‌ها در زلزله‌ی ۱ سپتامبر ۱۹۲۳ توکیو (هولمز، ۱۹۶۵)..... ۳۰۰
- شکل ۱۰-۹- اثر تجمعی امواج فشاری P بر فشار آب روزنه‌ای که منجر به روان‌گرایی می‌شود..... ۳۰۲
- شکل ۱۰-۱۰- روان‌گرایی پس از زمین‌لرزه ۱۶ ژوئن ۱۹۶۴ در نایاگاتا، ژاپن. این آپارتمان‌های کارگری از زلزله آسیب ۳۰۳
- شکل ۱۰-۱۱- (A) توزیع فضایی سونامی‌ها از ۴۷ سال قبل از میلاد؛ (B) مناطق منشاء برای حوادث اقیانوس آرام ۳۰۸
- شکل ۱۰-۱۲- نمودار یا کشنده‌نگارهای زنجیره امواج سونامی در جزر و مد سنج‌های مختلف منطقه اقیانوس آرام..... ۳۰۸
- شکل ۱۰-۱۳- الگوی پراکنش امواج سونامی در زمین‌لرزه ۲۲ مه ۱۹۶۰ شیلی در اقیانوس آرام (بر اساس ویگل، ۱۹۶۴)..... ۳۰۹
- شکل ۱۰-۱۴- عکس‌های متوالی از سونامی بزرگ ۹ مارس ۱۹۵۷ در ساحل لاپیوینت اوهایو در هاوایی. سونامی توسط ۳۱۰
- شکل ۱۰-۱۵- کشتی جنگی واتری آمریکا در جلوی صحنه و ناو جنگی پرو با نام «آمریکا» در پس زمینه. هر دو کشتی..... ۳۱۱
- شکل ۱۰-۱۶- ارتفاع بالاروی سونامی ۱ آوریل ۱۹۴۶ در اطراف جزایر هاوایی پس از زمین‌لرزه آلاسکا ۳۱۲
- شکل ۱۰-۱۷- محل ایستگاه‌های لرزه‌نگاری و جزر و مد سنجی مورد استفاده برای تهیه سیستم هشدار سونامی در اقیانوس ۳۱۹
- شکل ۱۱-۱- نقشه مکانی..... ۳۲۵
- شکل ۱۱-۲- تفرای خارج شده از کوه سنت هلن در ۲۲ جولای ۱۹۸۰. جریان مواد آذر آواری ابرهای کم ارتفاعی از ۳۳۲
- شکل ۱۱-۴- نقشه موقعیت کوه سنت هلن (اقتباس شده از بلانگ، ۱۹۸۴)..... ۳۳۷
- شکل ۱۱-۵- لاهار در بامبان پس از فوران کوه پیناتوبو در ژوئن ۱۹۹۱. لاهار جاده اصلی اتصال شهرهای بزرگ در شمال ۳۳۸
- شکل ۱۱-۶- منطقه مدیترانه شرقی که به دلیل فوران سانترونی در حدود سال ۱۴۷۰ قبل از میلاد تحت تاثیر قرار گرفت. ۳۴۲

- شکل ۱۱-۷- نقشه موقعیت کوه وزوویوس (بلانگ، ۱۹۸۴، با اجازه از گروه هارکورت بریس جوانویچ، استرالیا)..... ۳۴۴
- شکل ۱۱-۸- خط ساحلی در تنگه سوندا که توسط سونامی ناشی از فوران کراکاتوا در ۲۶-۲۷ آگوست ۱۸۸۳ متاثر گردید... ۳۴۶
- شکل ۱۱-۹- نقشه موقعیت آتشفشان‌ها و زمین‌لرزه‌های منطقه کارائیب در ۱۹۰۲..... ۳۴۸
- شکل ۱۱-۱۰- نقشه موقعیت کوه پله..... ۳۴۹
- شکل ۱۱-۱۱- شهر سنت پیر در مارتینیک، پس از فوران ۸ مه ۱۹۰۲ کوه پله. جریان آذرآواری که به تخریب این شهر..... ۳۵۱
- شکل ۱۱-۱۲- دامنه شمالی کوه سنت هلن پس از فوران ۱۸ مه ۱۹۸۰. کراتر به وسیله فروپاشی شکل نگرفته بلکه به دلیل انفجار... ۳۵۲
- شکل ۱۲-۱- اثر گرانش بر جسمی با جرم Ω در شیبی با زاویه A ۳۵۶
- شکل ۱۲-۲- استحکام اتصالات در ذرات با اندازه‌های مختلف (فینالسون و استیتهم، ۱۹۸۰ با اجازه از باترورث، سیدنی)..... ۳۵۸
- شکل ۱۲-۳- نمایش شماتیک از رابطه ماهر-کولومب. توجه نمایید که زاویه لزوماً به معنای زاویه شیب نیست بلکه زاویه... ۳۵۹
- شکل ۱۲-۴- نقشه مکانی..... ۳۶۱
- شکل ۱۲-۵- نمایش شماتیک از حدود اتربرگ (پس از گائودی، ۱۹۸۱)..... ۳۶۲
- شکل ۱۲-۶- طبقه‌بندی ناپایداری زمین بر اساس میزان جابه‌جایی (مشتق شده از فینالیسون و استاتهام، ۱۹۸۰)..... ۳۶۴
- شکل ۱۲-۷- وسعت خاک‌های انبساط‌پذیر در ایالات متحده (اقتباس از هیز، ۱۹۸۱)..... ۳۶۵
- شکل ۱۲-۸- نمایش شماتیک از تاثیر یک خانه در خیس و خشک شدن متناوب خاک‌های انبساط‌پذیر..... ۳۶۶
- شکل ۱۲-۹- مکانیزم جابه‌جایی رو به پایین مواد در سراسیمی در اثر خزش خاک..... ۳۶۸
- شکل ۱۲-۱۰- جریان‌های گسترده مواد آواری بر روی دامنه‌های با شیب ۳۰-۱۲ درجه در منطقه دره کیوی، وایرو، نیوزیلند... ۳۷۰
- شکل ۱۲-۱۱- منظره هوایی از فرسایش و رسوبات آبرفتی در طول سیل شهری دسامبر ۱۹۹۹ در کاراکاس ونزوئلا. ۳۷۱
- شکل ۱۲-۱۲- روند لغزش چرخشی (وایتو، ۱۹۸۰ و اجازه تکثیر از جان ویتو، گروه جغرافیا، دانشگاه ریدینگ)..... ۳۷۲
- شکل ۱۲-۱۳- پیچیدگی شروع لغزش در طول زمان (فینالیسون و استاتهام، ۱۹۸۰ با اجازه از باترورث، سیدنی)..... ۳۷۴
- شکل ۱۲-۱۴- مگا لغزش زمین در شیب شمالی رشته کوه ناکانای در نیو بریتان در پاپوا گینه نو. این لغزش به دلیل زمین... ۳۷۵
- شکل ۱۲-۱۵- گستره زمین لغزه‌ها در محدوده ایالات متحده (پس از هیز، ۱۹۸۱)..... ۳۷۶
- شکل ۱۲-۱۶- فرآیند و نیروهای تاثیر گذار بر تولید بهمین برف (ویتو، ۱۹۸۰، باز تولید با اجازه از جان ویتو از گروه جغرافیا، دانشگاه... ۳۷۹
- شکل ۱۳-۱- افراد حاضر در یک کلوب در لورن، ویکتوریا که به صورت اتفاقی به تماشای آتش سوزی/ش و نزدی در ۳۸۷
- شکل ۱۴-۱- تخته سنگ‌های روی هم انباشته شده بر روی پرتگاه صخره‌ای ۳۰ متری در ۴۰۸

فهرست جداول

- جدول ۱-۱- فراوانی مخاطرات طبیعی در طول قرن بیستم ۳۴
- جدول ۲-۱- هزینه‌های ۱۰۰ مورد از بزرگ‌ترین وقایع مخاطرات طبیعی بر اساس نوع خطر، ۱۹۰۰-۲۰۰۱ ۳۵
- جدول ۳-۱- تعداد افراد کشته، مجروح و آواره شده به علت مخاطرات طبیعی در طول قرن بیستم (بر اساس WHO، ۲۰۰۲) ۳۷
- جدول ۴-۱- رتبه‌بندی ویژگی‌های مخاطرات و تأثیرات آنها ۳۹
- جدول ۱-۲- مقایسه خشکسالی در اندونزی با حوادث ال نینو- نوسان جنوبی، ۱۸۴۴-۱۹۸۳ (کوئین و همکاران، ۱۹۷۸) ۶۲
- جدول ۲-۲- زمان‌بندی سیل (F) و خشکسالی (D) در شمال آمریکا، شمال چین، پاتاگونیا، دره نیل، هند ۷۱
- جدول ۱-۳- پایین‌ترین فشارهای مرکزی ثبت شده در سیکلون‌های حاره‌ای ۸۳
- جدول ۲-۳- مقیاس‌های اندازه‌گیری شدت سیکلون (دوژاک، ۱۹۷۵؛ سیمپسون و ریهل، ۱۹۸۱؛ اداره هواشناسی استرالیا ۸۵
- جدول ۱-۴- مقیاس فوجیتا از شدت تورنادو و فراوانی تورنادوها در مقیاس فوجیتا در ایالات متحده آمریکا ۱۵۱
- جدول ۱-۸- انرژی و قدرت موج برای امواج معمولی اقیانوس (بر اساس ویگل، ۱۹۶۴، دالریمل ۲۰۰۰) ۲۳۵
- جدول ۲-۸- عوامل مشخص کنترل‌کننده فرسایش ساحلی (بر اساس بیرد، ۱۹۸۸) ۲۵۳
- جدول ۱-۹- فراوانی سالانه زمین لرزه بر اساس بزرگی در مقیاس M_s ۲۶۰
- جدول ۲-۹- برخی از بزرگترین زمین لرزه‌ها بر اساس بزرگی در مقیاس M_s ۲۶۱
- جدول ۳-۹- شدت زلزله بر اساس مقیاس مرکالی ۲۶۲
- جدول ۱-۱۰- زمین‌لرزه‌های بزرگ تاریخی و تلفات آنها (سازمان زمین‌شناسی ایالات متحده، ۲۰۰۲) ۲۹۴
- جدول ۲-۱۰- درصد سونامی‌ها در اقیانوس‌ها و دریا‌های کره زمین ۳۰۷
- جدول ۳-۱۰- بزرگی زلزله، بزرگی سونامی و ارتفاع سونامی‌ها در ژاپن (بر اساس آیدا، ۱۹۶۳) ۳۱۳
- جدول ۴-۱۰- مقیاس سولوویو از بزرگی سونامی (هوریکاوا و شوتو، ۱۹۸۳) ۳۱۴
- جدول ۵-۱۰- علل سونامی در منطقه اقیانوس آرام در طول ۲۰۰۰ سال گذشته ۳۱۵
- جدول ۶-۱۰- تلفات بزرگ سونامی‌ها در منطقه اقیانوس آرام در طی ۲۰۰۰ سال گذشته ۳۱۵
- جدول ۱-۱۲- طبقه‌بندی کمیته‌ی تحقیق زمین لغزه بزرگراه در ایالات متحده از جابه‌جایی‌های توده‌ای ۳۶۳
- جدول ۱-۱۳- فراوانی مشکلات روانی در میان بازماندگان جوان طوفان تریسی در داروین، ۱۹۷۴، وسترن و مالین، ۱۹۷۹ ۴۰۲

فصل اول: مقدمه‌ای بر مخاطرات طبیعی

بیان مسأله

حوزه مطالعات محیطی معمولاً به دو صورت به دانشجویان معرفی می‌شود، شکل اول شامل تأثیرات انسان بر کره زمین است که در نهایت این سؤال را مطرح می‌کند که آیا انسان می‌تواند به طور جبران ناپذیری زمین را تغییر دهد یا خیر؟ چنین مطالعاتی، موضوعاتی از قبیل تأثیرگذاری بر آب و هوا، تأثیر فعالیت‌های کاربری زمین بر روی چشم اندازه‌های ماقبل تاریخ و امروزی و اثر جنگ هسته‌ای بر محیط کره زمین را در بر می‌گیرند. شکل دوم، به طور کلی مربوط به موضوع تأثیرگذاری انسان بر محیط نیست بلکه در این شکل فرض بر این است که مردم بلایا را به عنوان سرشت طبیعت می‌دانند؛ مثلاً حرکت گرد و غبار به عنوان ذات طبیعت است. با این حساب، بلایا و حوادثی که تیتراخبار شبانگاهی هستند، آنهایی که ممکن است برای بدترین دشمنانمان آرزو کنید و هیچ‌گاه نمی‌خواهید خود شاهد آنها باشید، همه خواست خداوند هستند.

در دوره‌های دانشگاهی معمولاً این شکل آخر از منظر دیگری مطرح می‌شود، به این صورت که انسان به عنوان موجودی زنده در محیط پر مخاطره‌ای زندگی می‌کند که کنترل اندکی بر آن دارد. چنین دوره‌هایی تحت عنوان مخاطرات طبیعی در دانشگاه ارائه می‌شوند. تفاوت بین دو موضوع، به طور دقیقی توسط *سیدل*^۱ و همکارانش تشریح شده است (۲۰۰۳). مخاطرات دارای دو شکل کلی هستند. اولین شکل شامل مخاطرات تدریجی و بطئی می‌شود درحالی که دومین شکل مخاطرات ناگهانی یا دوره‌ای را در برمی‌گیرد. مخاطرات تدریجی مواردی از قبیل بیابان زایی، فرسایش خاک و ذوب پرفراست را شامل می‌شود و دلیل وقوع این مخاطرات می‌تواند ناشی از فعالیت‌های انسانی یا گرمایش جهانی باشد. مخاطرات دوره‌ای یا ناگهانی، حوادث خیلی بزرگی هستند که در طول یک دوره کوتاه رخ می‌دهند و شامل پدیده‌هایی از قبیل زمین‌لرزه‌ها، سونامی، فوران آتشفشان‌ها و سیل‌های ناگهانی می‌شوند. این کتاب اساساً در مورد مخاطرات دوره‌ای بحث می‌کند، حوادثی که اثرات ویرانگری بر روی انسان‌ها دارد ولی پیام آنها تقدیر و ناامیدی مطلق نیست. انسان‌ها مناطق مخاطره‌آمیز را اغلب به خاطر مزایایی که دارند برمی‌گزینند. برای مثال خاکستر کوه‌های آتش فشانی موجب حاصلخیزی خاک‌ها می‌شود و موجب می‌گردد که در مناطق حاره‌ای در هر سال سه بار محصول برداشت کرد؛ یا در دشت‌های سیلابی منابع آبی مورد نیاز برای کشت و زرع به راحتی فراهم است.

مردمان ساکن این سرزمین‌ها مجبور هستند با وجود تمامی بلایای طبیعی از قبیل لغزش‌های زمین، سیکلون‌ها، زلزله‌ها و خشک‌سالی آنها را پیش‌بینی و از رویارویی با آنها اجتناب نمایند. یا همان‌طور که **میدلتون**^۱ (۱۹۵۵) بیان می‌کند، یک مخاطره جنبه نامساعد پدیده‌ای است که اغلب در مقیاس زمانی مختلف می‌تواند برای فعالیت‌های انسانی سودمند نیز باشد. به این دلیل که این دسته از مخاطراتی هستند که انسان مجبور به رویارویی با آنهاست، کتاب حاضر همچنین به بررسی چگونگی کاهش اثرات این مخاطرات و به حداقل رساندن پیامدهای منفی آنها می‌پردازد.

این کتاب پیرامون مخاطرات اقلیمی و زمین‌شناختی تنظیم شده است. طوفان‌ها و بادهای شدید، عوامل اقیانوس‌شناسی از قبیل امواج، تغییرات یخ و سطح دریا همراه با پدیده بارش‌های جوی شدید نیز تحت عنوان مخاطرات اقلیمی مورد مطالعه قرار گرفته‌اند. زلزله‌ها، آتشفشان‌ها و ناپایداری‌های زمین تحت عنوان مخاطرات زمین‌شناختی مورد بررسی قرار گرفته‌اند. این کتاب به طور کلی مخاطرات زیستی از قبیل طاعون، امراض و هجوم حشرات را مورد بررسی قرار نمی‌دهد، هرچند باید اشاره کرد که خطر مرگ و زیان مالی این مخاطرات اگر بدتر از مخاطرات اقلیمی و زمین‌شناختی نباشند، کمتر هم نخواهد بود. بخش آخر کتاب به بررسی تأثیرات اجتماعی این مخاطرات می‌پردازد.

تاریخچه موضوع

دنیای اسطوره و افسانه‌ها

(هلمز، ۱۹۶۵؛ دی، ۱۹۸۴؛ مایلس، ۱۹۸۵؛ مالین، ۱۹۸۶؛ برایانت، ۲۰۰۱)^۲

اسطوره‌ها داستان‌هایی تاریخی هستند که بر عمل خدایان و قهرمانان تأکید دارند و اغلب برخی پدیده‌های طبیعی را توضیح می‌دهند، درحالی‌که افسانه‌ها به برخی وقایع تاریخی که معمولاً به طور شفاهی در جوامع سنتی بر جای مانده‌اند می‌پردازند. هر دوی اسطوره‌ها و افسانه‌ها از وقوع مخاطرات طبیعی الهام می‌گیرند. انسان‌های ماقبل تاریخ ابتدا به اکثر بلایای طبیعی با وحشت می‌نگریستند و آنها را خطری برای هستی تلقی می‌کردند، سپس به توضیح این مخاطرات پرداختند و اغلب آنها را به دنیای روحانی خدایان نسبت می‌دادند. چنین اسطوره‌هایی به عنوان یک ویژگی در سیستم اعتقادی بسیاری از انسان‌ها در سراسر دنیا، از بومین استرالیا و مالزیایی^۳ در اقیانوس آرام جنوبی تا ساکنان بومی آمریکا و مدار قطبی شمالگان، باقی مانده‌اند. با گسترش زبان نوشتاری، بسیاری از اسطوره‌ها و افسانه‌های شفاهی در متون مذاهب بزرگ دنیا ادغام شدند. تقریباً در تمامی افسانه‌ها و کتاب‌های مذهبی نشانه‌هایی از سیلاب بزرگ وجود دارد. در کنار داستان‌های آفرینش، سیلاب نیز تقریباً یک موضوع همیشگی بوده است. گزارش‌های کتاب مقدس شباهت قابل توجهی با اشعار حماسی **گیل‌گمش** بابلیان دارد. در این اشعار رزمی، **اوتنا پیشتیم**^۴ که دهمین پادشاه بابل است جانشین نوح که دهمین نسل حضرت آدم است، می‌شود. گزارش‌های کتاب مقدس که قصه‌ی ساختن کشتی حضرت نوح، پر کردن آن از گونه‌های مختلف حیوانی و لنگر انداختن روی قله یک کوه دور افتاده را نقل می‌کند، با این اشعار رزمی مشابه هستند. تمدن بابلیان در جایی که **بین‌النهرین**^۵ یا **مزوپوتامیا** نام دارد و در حوضه‌ی رودخانه‌های دجله و فرات واقع شده است، شکل می‌گیرد که این منطقه از نظر تاریخی در معرض سیلاب‌های ناگهانی بزرگی بوده است. در منطقه **اور**^۶ بیش از دو متر رسوبات رس پیدا شده که این امر وقوع باران‌های سیلابی در سرچشمه دره و رودخانه‌های دارای بار معلق زیاد را ثابت می‌کند.

1- Middelton
2- Holmes; Day; Myles; Milne; Bryant
3- Melanesian
4- Utnapishtim
5- Mesopotamia
6- Ur

چنین حادثه‌ای غیر عادی نبوده است. بدون شک شعرهای حماسی و گزارش‌های کتاب مقدس، همزمانی داشته‌اند و در حقیقت در تمامی گزارشات ثبت شده از جوامع متمدن سراسر خاورمیانه به رخداد یک سیلاب بزرگ اشاره شده است. برای مثال بر روی الواح شکسته‌ی به دست آمده از کتابخانه آشور بانی پال اول (آشوریان در نیپور^۱ در پایین دره فرات مستقر بودند) که در افسانه بابلیان نیز نقل شده است. بر اساس آنچه که از افسانه‌های شفاهی و نوشتاری مناطق مختلف به دست آمده به نظر می‌رسد که واقعه سیلاب بزرگ جهان شمول بوده است. کاشفان اسپانیایی با خواندن افسانه‌های مربوط به سیلاب در مکزیک شگفت‌زده می‌شوند، زیرا آنها شباهت قابل توجهی به نوشته‌های کتاب مقدس داشتند، ولی چون این متجاوزان متعصب کاتولیک، افسانه‌ها را کفرآمیز می‌دانستند دستور دادند تمام نوشته‌های مربوط به سیلاب بزرگ نابود شود. این شباهت‌ها به طور قابل توجهی در افسانه‌های متعلق به زاپوتک‌ها^۲ در مکزیک پررنگ‌تر است. قهرمان افسانه‌ای آنها تزاپسی^۳ بود که یک کلک شناور می‌سازد و خانواده و حیواناتش را بر آن سوار می‌کند، وقتی الهی تزاتلیپوکا^۴ به سیلاب‌ها دستور فروکش می‌دهد، تزاپسی ابتدا یک کرکس و سپس پرندگی دیگری را آزاد می‌سازد و می‌بیند که برنمی‌گردند. وقتی یک مرغ مگس خوار برگ کوچکی را برمی‌گرداند، تزاپسی از کلکش در کوه کولوکان^۵ خارج می‌شود. یک افسانه هاوایی یای^۶ وجود دارد که اشاره دارد به اینکه رنگین کمان زمانی ظاهر می‌شود که خدایشان، کانای^۷، به تقاضای عفو و بخشش آنها به خاطر کارهای ناشایستشان پاسخ می‌دهد. تقریباً همه افسانه‌ها سیل را به خشم و غضب یک الهه نسبت داده‌اند. بومیان استرالیایی یک داستان در مورد قورباغه‌ای به نام «تیدالیک»^۸ دارند که تمام آب‌های جهان را می‌بلعد. به منظور حل این مشکل حیوانات تصمیم می‌گیرند که با خندانن قورباغه آب را بازگردانند، سرانجام یک مار ماهی زرنج این کار را انجام می‌دهد، ولی قورباغه آب زیادتری از آنچه انتظار داشتند بالا می‌آورد و تمام زمین را سیلاب فرا می‌گیرد. در برخی افسانه‌ها سیلاب‌ها را به ادرار کردن دست جمعی حیوانات نسبت داده‌اند. بسیاری از افسانه‌ها این بلایا را ناشی از گناهان ممنوعه، قاعده شدن زنان یا بی‌مبالاتی انسان‌ها می‌دانند. تقریباً همه داستان‌ها پیش‌احضارهایی برای وقوع فاجعه، زنده ماندن تعدادی برگزیده و آغاز باران‌های ناگهانی دارند. با این حال کتاب مقدس آب را ناشی از زمین می‌داند، همان طور که در گزارش‌های چینی‌ها، مصری‌ها و مالزیایی‌ها نیز آمده است؛ این جنبه ممکن است به زمین‌لرزه‌هایی منجر به شکسته شدن مخازن یا آبگیرهای مصنوعی اشاره داشته باشد. بسیاری از افسانه‌های مردمان جزیره‌ی اقیانوسیه و شیلی، خیزاب یا امواج بزرگ اقیانوسی که همان سونامی هستند را نقل می‌کنند. علی‌رغم شباهت جهانی افسانه‌ها در میان فرهنگ‌های مختلف، هیچ مدرک زمین‌شناختی دال بر وقوع سیلاب‌های همزمان در تمام دنیا یا در سرتاسر قاره‌ها وجود ندارد، به نظر می‌رسد که اغلب افسانه‌های وقوع سیلاب به سیلاب‌های محلی اشاره دارند و ناشی از تلاش انسان‌ها برای درک مخاطره سیلاب‌ها هستند.

تقریباً در همه جا افسانه‌های مربوط به سیلاب، آتشفشان خیزی یا ناپدید شدن قاره‌ها را نیز توضیح می‌دهند. بومیان آمریکای شمالی خود را به سرزمین غرق شده‌ای در مشرق نسبت می‌دهند؛ مردمان آزتک^۹ مکزیک معتقدند، آنها از سرزمین گم شده آزتلان^{۱۰} و از نسل مردمانی که آز^{۱۱} نامیده می‌شوند، هستند. مایاهای آمریکای مرکزی خود را به جزیره گم شده میو^{۱۱} در

-
- 1- Nippur
 - 2- Zapotecs
 - 3- Tezpi
 - 4- Tezxtalipoca
 - 5- Colhuacan
 - 6- Hawaiian
 - 7- Kane
 - 8- Tiddalik
 - 9- Aztlan
 - 10- Az
 - 11- MU

اقیانوس آرام نسبت می‌دهند و نقل می‌کنند که چگونه این جزیره از هم می‌پاشد و میلیون‌ها نفر از ساکنانش با زیر آب رفتن جزیره ناپدید می‌شوند. همچنین افسانه‌های چینی و هندو نیز ناپدید شدن قاره‌ها را نقل می‌کنند. داستان ناپدید شدن جزیره *آتلاتیس* که به وسیله *افلاطون* در کتاب *کرتیاس*^۱ آورده شده است، شاید مهمترین افسانه در مورد ناپدید شدن قاره‌ها باشد. او یک داستان مصری را نقل می‌کند که شباهت‌های زیادی به افسانه‌های *کارتاژی و فنیقیایی*^۲ دارد. به راستی اگر آرتک‌ها از شمال آفریقا کوچ کرده‌اند، ممکن است افسانه آرتک‌ها از جزیره گم شده در شرق تغییر یافته و برگرفته از افسانه‌های مدیترانه باشد که به آمریکای مرکزی برده شده است. ناپدید شدن جزیره آتلانتیس احتمالاً منشأ در فاجعه‌ی فوران *ساتورینی* در حدود ۱۴۷۰ پیش از میلاد دارد. افسانه‌های یونانی در مورد سیلاب بزرگ نیز به وقوع این حادثه یا حوادث مشابهی که باعث سونامی در *دریای اژه* شده‌اند، اشاره دارند. کاملاً این امکان وجود دارد که این حادثه وارد دیگر افسانه‌های کهن یونان از جمله بارش آتش از آسمان، شناور بودن جزایر و تاریک شدن آسمان به وسیله زئوس نیز شده باشد. همچنین فوران آتشفشان *کراکاتوا* در سال ۱۸۸۳ منشأ پیدایش بسیاری از افسانه‌ها در اطراف جزایر بوده است. *بلانگ* (۱۹۸۲) توضیح داد که افسانه‌های مدرن در *گینه نو*^۳ می‌توانند مربوط به فوران آتش‌فشانی در قرن ۱۷ باشند. حوضه اقیانوس آرام به خاطر فعالیت‌های آتشفشانی‌اش، پر از افسانه‌های کهن در مورد فوران است. برای مثال: *پله* الهه آتش هاوایی، به وسیله خواهرش از جزیره‌ای به جزیره‌ای دیگر در شرق اقیانوس آرام رانده می‌شود. هر زمان که وی به کوه آتشفشانی پناه می‌برد خواهرش او را پیدا نموده و قربانی می‌کند ولی دوباره او زنده می‌شود. سرانجام *پله*، پیروزمندانه در شرقی‌ترین جزیره هاوایی ساکن می‌شود. این افسانه به میزان زیادی با توالی زمانی آتشفشان خیزی در جزایر هاوایی هم‌زمانی دارد. همچنین در بسیاری از افسانه‌ها قصه‌هایی از زلزله‌ها نقل شده است. در *هندوستان* آنها به جوامع حیوانی و حیواناتی که سعی می‌کنند از زمین خارج شوند، نسبت داده شده‌اند. گاهی اوقات کل کره زمین به عنوان یک حیوان در نظر گرفته می‌شود. *مکزیک‌های باستان* زمین را به عنوان یک قورباغه‌ی غول پیکر تصور می‌کردند که گاهی پوستش را تکان می‌دهد. *مردمان جزایر تیمور*^۴ فکر می‌کردند که یک غول عظیم‌الجثه کره زمین را روی شان‌اش نگه داشته است و هر وقت که احساس سنگینی و خستگی می‌کند آن را بر روی شان‌ه دیگرش می‌گذارد. *یونانیان*، زمین لرزه‌ها را به *اطلس*^۵ - در اساطیر یونانی قهرمانی که دنیا را روی شان‌ه‌هایش نگه داشته است - نسبت نداده‌اند و آن را به پریشانی *پوزئیدون*^۶، خدای دریا، نسبت می‌دهند که باعث لرزش زمین می‌شود. آنها نوسانات سطوح آب را در اطراف جزایر یونان در طول زلزله‌ها دلیلی بر فعالیت این الهه می‌دانستند. در کتاب مقدس آمده است که خداوند از زلزله برای مجازات انسان‌ها به خاطر گناهانشان استفاده می‌کند. شهرهای *سودوم و عموره*^۷ به خاطر امتناع از ترک گناهانشان در یک چشم به هم زدن با خاک یکسان شدند. آتش و گوگردی که از آسمان بر سر این شهرهای نابود شده فرود آمده، احتمالاً به صاعقه‌هایی که اغلب در بالای زمین لرزه‌ها به واسطه حرکت روبه بالای گرد و غبار به وجود می‌آید، ارتباط داشته است. ممکن است دلیل دیگر این فرایند ناشی از آثار شهاب سنگ‌ها باشد. کتاب مقدس همچنین زمین‌لرزه‌ها را به عنوان نشانه‌ای از دیدار الهی در نظر می‌گیرد. قبل از ورود فرشته فرستاده شده برای کنار زدن سنگ قبر مسیح یک زمین لرزه رخ می‌دهد (*ماتیو*: ۲۸).

اسطوره‌ها، افسانه‌ها و کتاب مقدس وضعیت دشوار و پیچیده‌ای را ایجاد می‌کنند، زیرا حوادث آنها مانند حوادث رخ داده در سه قرن اخیر مورد بررسی دقیق علمی قرار نگرفته‌اند. امروزه یک رویداد تا زمانی که مورد بررسی قرار نگیرد و توسط چندین

1- Critias

2- Carthaginian and Phoenician

3- Papua New Guinea

4- Timorese

5- Atlas

6- Poseidon

7- Sodom and Gomorrah

شاهد تأیید نشود (البته اگر قابل تکرار باشد) و در چندین مجله منتشر نشود، قابل باور و معتبر نیست. اخبار رسانه‌ای که ممکن است برای اهداف خاصی از قبیل فروش سریع یک محصول یا بی هدف و تحت تأثیر احساسات تولید شوند، همراه با سوءظن هستند. امروزه نسبت به حوادثی که منتشر نمی‌شوند یا در ناحیه‌ای پرت و دور افتاده به وقوع می‌پیوندد و جوامعی آن را به صورت شفاهی تأیید می‌کنند، اعتمادی نیست. با این حال افسانه‌ها می‌توانند باورکردنی هم باشند، مثلاً وقتی افسانه **کوینا تیچیچت**^۱ که مربوط به وقوع یک سونامی در ساحل غربی ایالات متحده است به طور ناگهانی از نظر علمی تأیید می‌شود و صفحه اول مجله نیچر (طبیعت) را به خود اختصاص می‌دهد. با استفاده از مدل‌سازی پیچیده کامپیوتری نشان داده شد که منبع سونامی ۲۶ ژانویه سال ۱۷۰۰ ساحل شرقی ژاپن می‌تواند تنها ناشی از فرو رانش منطقه **کاسکدین**^۲ در ساحل غربی ایالات متحده باشد. با وجود این هنوز هیچ توضیحی در مورد افسانه‌هایی که به پوشیده شدن رأس تپه‌ها با آب اشاره دارند، داده نشده است. در آینده که ارزیابی مقالات دقیق‌تر صورت می‌گیرد، پذیرفتن گزارش‌های منتشر شده به عنوان مقالات اعتقادی بسیار سخت‌تر خواهد شد. بدون شک افزایش اطلاعات در اینترنت بسیاری از برداشته‌های علمی قرن بیستم را به چالش می‌کشاند.

فاجعه‌گرایی در مقابل یکسان‌گرایی

(هاگت، ۳، ۱۹۹۷)

تا اواسط قرن هجدهم، تمدن‌های غربی مخاطرات را به عنوان کارهای خداوند و در معانی دقیق کتاب مقدس به عنوان مجازات برای گناهان انسان در نظر می‌گرفتند. در نوامبر سال ۱۷۵۵، یک زمین لرزه احتمالاً با بزرگی سطحی ۹ در مقیاس ریشتر شهر **لیسبون** را که در آن وقت بزرگ‌ترین مرکز تمدن اروپا بود، با خاک یکسان کرد. کمی بعد از زمین لرزه یک سونامی شهر را ویران کرد و طی چند روز بعدی آتش آنچه را که باقی مانده بود تبدیل به خاکستر کرد. این فاجعه در آغاز عصر روشنگری باعث موجی از نگرانی در محافل اروپا شد. زلزله در تمام روزهای مقدس وقتی که بسیاری از حواریون مسیح، مسیحیان، در کلیساها در حال دعا کردن بودند اتفاق افتاد. **جان ولسلی**^۴ زمین لرزه را به عنوان مجازات خداوند برای رفتار شهوت‌ران حواریون عیسی در شهر لیسبون و مکافات عمل برای رفتار خشونت‌آمیز پرتغالی‌ها در نظر گرفت. **ایمانول کانت** و **ژان ژاک روسو**، بلافاصله به عنوان یک حادثه طبیعی در نظر گرفتند و بر اجتناب از ساختمان‌سازی در مکان‌های مخاطره‌آمیز تأکید داشتند.

زلزله لیسبون همچنین باعث راه اندازی مطالعات علمی جدید در مورد وقایع زمین‌شناختی شده، **جان میشل**، استاد زمین‌شناسی دانشگاه کمبریج، در سال ۱۷۶۰ تأثیرات مکانی زلزله بر سطح دریاچه‌های سراسر اروپا را ثبت کرد. وی پی‌برد که هیچ نوسانی ناشی از پدیده سش در آب دریاچه‌ها تا ۷۰۰ کیلومتری نزدیکی شهر و ۲۵۰۰ کیلومتری دورتر از شهر گزارش نشده است. پدیده سش بر خطوط ساحلی باز در دریای شمال و خطوط ساحلی در آب فیوردهای **نروژ**، دریاچه‌های کوچک **اسکاتلند**، دریاچه‌های آلپی **سوئیس** و رودخانه‌ها و کانال‌ها در **آلمان غربی** و **هلند** تأثیر می‌گذارد. **جان میشل** استنتاج کرد که در آنجا یک حرکت پیش رونده موجی شکل مورب، از زمین به سمت بیرون از مرکز زلزله، متفاوت با موجی که به وسیله انفجار یک آتشفشان به وجود می‌آید، وجود داشته است.

اقدامات میشل در سال ۱۷۶۰ بر روی زمین لرزه لیسبون در واقع جدایی دو فلسفه کاملاً متفاوت، برای مشاهده عکس‌العمل‌های فیزیکی جهان طبیعی را نشان می‌دهد. قبلاً فاجعه‌گرایان بر روش زمین‌شناختی اعتقاد داشتند. این افراد معتقد

1- Kwenaitchechat
2- Cascadian
3- Huggett
4- John Wesley

بودند که شکل سطح زمین و گسستگی چینه‌شناختی به وجود آمده در ستون‌های سنگی و هم چنین حوادث بزرگ مرتبط با فرایندهای قابل مشاهده، دگرگونی‌هایی عظیم و ناگهانی هستند. فاجعه‌گرایان می‌خواهند از این طریق تاریخ‌های زمین‌شناسی را با آنچه که کتاب مقدس در ارتباط با تاریخ آفرینش زمین در ۴۰۰۴ سال قبل از میلاد نقل کرده است، هماهنگ کنند. چارلز لیل^۱ یکی از بنیان‌گذاران زمین‌شناسی در صدد جایگزینی تئوری فاجعه‌گرایی به تئوری تدریجی‌گرایی برآمد. ایده‌ای که ثابت می‌کرد عوارض زمین‌شناختی و زمین ریخت‌شناسی نتیجه‌ی تجمیع تغییرات تدریجی از طریق عملکرد فرایند طبیعی با سرعت نسبتاً ثابت هستند. مدت‌ها پیش از آن «بیکن» گفته بود، این ایده نشان می‌دهد که فرایندهای شکل‌گیری سطح زمین، همان گونه که فیزیک‌دانان و ریاضی‌دانان آن را توضیح داده‌اند، قانون‌های طبیعت را دنبال می‌کنند. ویلیام ویویل^۲ در بررسی اقدامات لیل، واژه یک نواخت‌گرایی را ابداع کرد و سپس یک بحث طولانی پیرامون کاربرد فرایندهای تدریجی گرما در وقایع غیر قابل مشاهده و گذشته به راه انداخت. عبارت «زمان حال کلید گذشته است» در این زمان به وجود آمد و سپس به موضوع اضافه شد.

در حقیقت اندیشه یکنواخت‌گرایی دو مفهوم را در برمی‌گیرد: در مفهوم اول فرایندهای زمین‌شناختی در ادامه قوانین طبیعی علمی تبیین می‌گردند. در این مفهوم، عمل خداوند یا قهر خداوند وجود ندارد. این نوع یکنواخت‌گرایی به سبب مخالفت با بحث‌های مطرح شده به وسیله فاجعه‌گرایان به وجود آمده است. مفهوم دوم بر ثبات سرعت تغییرات یا حالت‌های ماده در طول زمان دلالت می‌کند. این مفهوم چیزی بیش از یک استدلال استقرایی نیست. امروزه نوع و آهنگ فرایندهای عامل کنونی را در ادامه همان فرایندهایی تصور می‌کنند که در دوره‌های زمین‌شناختی عمل می‌کردند. برای مثال، موج‌هایی که امروزه به ساحل می‌خورند، به همان روش صدها میلیون سال پیش عمل می‌کنند و سونامی‌های قبل از تاریخ نیز به سونامی‌های امروزی که در گزارشات مکتوب تشریح شده‌اند، شباهت دارند. اگر شخصی بخواهد رسوب‌گذاری ناشی از جزر و مد را در یک خلیج کوچک در دوره‌ی تاریخی معینی بررسی نماید، چاره‌ای جز رفتن به آنجا ندارد تا فرایندها را به صورت عملی مورد مطالعه قرار دهد. از جمله مفاهیم موجود در این بحث این است که چشم اندازه‌های طبیعی مانند دشت‌های سیلابی جدید و خطوط ساحلی به تدریج شکل می‌گیرند.

تعدادی از ژئومرفولوژیست‌ها یا زمین‌شناسان که فرایندهای سطح زمین و تکامل تدریجی چشم اندازه‌های جدید را بررسی کردند مفاهیم فوق از ثبات را مورد انتقاد قرار دادند. هر چند این موضوع به طور دقیقی مورد بررسی قرار نگرفته است. برای مثال هیچ هم‌خوانی قابل قبولی برای فرایندهای کوه‌زایی که رشته‌کوه‌های آلپ اروپا را تشکیل می‌دهند با نابودی کلی و انقطاع ناگهانی‌ای که بر پیشینه زمین‌شناختی ثبت شده باشد، وجود ندارد. علاوه بر این هنوز کسی در زمان یک زمین لرزه بالاوری خط گسل یا در طی یک فوران ناگهانی از هم پاشیدن کوه سنت هلن^۳ را ندیده است. باید بپذیریم که تمام چشم اندازه‌ها به تدریج تکوین می‌یابند. با وجود این همان طور که *توماس هاکسلی*^۴ بیان می‌کند، یکسان‌گرایان با تأکید بر عبارت «طبیعت افزایش ناگهانی ندارد» خود را شرمسار و مقصر ساختند. *جی هارلن برتر*^۵ از دانشگاه شیکاگو در سال ۱۹۲۰ این عقیده را به چالش کشید. *برتر* شکل‌گیری چشم اندازه‌های شرق *واشنگتن* را به سیلاب‌های فاجعه ساز نسبت داد. به مدت چهل سال، سازمان زمین‌شناسی وی را برای ارائه این ایده انقلابی، مورد استهزا و انتقاد شدید قرار داد. در دهه ۱۹۶۰، که *ویک باکر*^۶ از دانشگاه آریزونا، با تفسیر تصاویر به دست آمده از فضا کانال‌های عظیم روی کره مریخ را از نظر ویژگی به اسکابلندهای^۶

1- Charles Lyell
2- William Whewell
3- Thomas Huxley
4- J. Harlen Bretz
5- Vic Baker
4- Washington scabland

واشنگتن تشبیه کرد، معلوم گردید که حق با برتر بوده است. سرانجام برتر در سن ۸۳ سالگی از طرف همتایانش به جهت آثار ارزشمند و ماندگارش، مورد تقدیر و تشکر قرار گرفت.

حوادث ناگهانی و غیرقابل کنترل، از مهمترین فرایندهای اقلیمی و زمین‌شناختی هستند. ولی آیا امروزه احتمال وقوع آنها وجود دارد؟ این مهمترین سؤالی است که در سراسر این کتاب به آن پرداخته شده است.

فرایندهای زمین‌شناختی و اقلیمی به وجود آورنده اکثر مخاطرات را می‌توان به‌طور مختصر توضیح داد. لیکن آیا این فرایندها لزوماً دلیل وقایعی هستند که خارج از گزارش‌های تاریخی (در حقیقت در برخی جاها به طور خیلی جزئی به آنها اشاره شده است) اتفاق افتاده‌اند؟ در برخی موارد نمی‌توان دلیلی برای این حوادث فاجعه بار توضیح داد. برای مثال: در اینجا بحث پیچیده‌ای پیرامون این مسأله وجود دارد که آیا یک سونامی بزرگ یا ابر طوفان، می‌تواند تخته سنگ‌ها را تا ۳۰ متری یک پرتگاه یا بیشتر حرکت بدهند. تئوری سونامی بزرگ اساساً به خاطر این‌که از نظر تاریخی در هیچ سونامی تهنشینی رسوبات قابل ملاحظه‌ای وجود نداشته‌است، مورد انتقاد قرار گرفت. لیکن چنین مباحثی را می‌توان برای فرضیه‌های دوره‌ای یا دگرسانی در طوفان‌های بزرگ به‌کار برد. در پایان این کتاب، مباحث پیچیده مربوط به تغییر الگوی مخاطرات مورد بررسی و بحث قرار خواهد گرفت.

ارتباط بین انسان‌ها و مخاطرات طبیعی

(ساسمن و همکاران ۱۹۸۳؛ واتس، ۱۹۸۳)^۱

مفاهیم فوق بر جنبه طبیعی مخاطرات طبیعی تأکید می‌کنند. همچنین بلایا را می‌توان از دیدگاه جامعه‌شناختی و انسان‌شناسی نیز مورد بررسی قرار داد. در پایان این کتاب در یک فصل جامع به واکنش انسان نسبت به مخاطرات طبیعی در سطح شخصی یا گروهی می‌پردازیم.

حال آن‌که در میان فرهنگ‌ها، جوامع و نظام‌های سیاسی مختلف، شباهت زیادی در واکنش نسبت به مخاطره طبیعی وجود دارد. همچنین این بررسی نشان می‌دهد که تفاوت‌های بنیادی در واکنش به مخاطرات وجود دارد. این موضوع نشان می‌دهد که کشورهایی با ایدئولوژی سیاسی متفاوت یا با سطوح مختلف توسعه اقتصادی به صورت متفاوت با خشک‌سالی رو برو می‌شوند. هر دو کشور *استرالیا* و *اتیوپی* در اوایل دهه‌ی ۱۹۸۰ با خشک‌سالی ناگواری با شدت یکسان مواجه شدند. در اتیوپی خشک‌سالی منجر به گرسنگی و قحطی عمومی شد که به دنبال خود درخواست‌های گسترده بین‌المللی برای کمک به مردم را در پی داشت ولی در استرالیا کسی گرسنگی نکشید و کاهش اثرات خشک‌سالی به صورت داخلی مدیریت شد.

در برخورد تاریخی با توصیف علمی و ریاضیاتی مخاطرات طبیعی، شایسته است که دیدگاه جامعه‌شناختی ارائه شده در قرن بیستم را مورد بحث قرار دهیم. این دیدگاه جامعه‌شناختی بیان می‌کند که شدت یک مخاطره طبیعی به این عوامل بستگی دارد، که شما چه کسی هستید؟ و در زمان وقوع خطر به چه جامعه‌ای تعلق دارید؟ تئوری *مارکسیست* این موضوع را با مثال و دلایل مؤکد توضیح داده است. خشک‌سالی‌ها، زلزله‌ها و دیگر بلایا یا مخاطرات، مردم را با روش‌های یکسانی از پای در نمی‌آورند. نتایج این مخاطرات برای فقرا رنج و محنت زیاد با تأثیرات طولانی مدت بحران و اثرات مخرب بسیار بزرگ‌تری است. در فلسفه *مارکسیست*، جدایی طبیعت از جامعه بی‌معنی است: مردم برای تأمین نیازهای اساسی شان به طبیعت وابسته‌اند. در طول تاریخ، انسان‌ها نیازهایشان را با تلاش و از به خدمت گرفتن محیط طبیعی‌شان به دست آورده‌اند. انسان و محیط پیمانی نبسته‌اند ولی برای تولید انسان و محیط ارتباط متقابل برقرار می‌کنند و کیفیت ذاتی این ارتباط میزان وابستگی افراد و گروه‌ها به طبیعت را مشخص می‌سازد. از این رو کارگران به یک حلقه فعال و موثر بین جامعه و طبیعت تبدیل می‌شوند. اگر کارگران یا

دهقانان قادر به اداره فعالیت خود باشند، آنها در برخورد با تغییرات محیط طبیعی بهتر عمل می‌کنند. دوری کارگران از وسایل تولیدی باعث می‌شود که افراد دیگری، عموماً افرادی که وسایل تولیدی را در اختیار دارند، سرمایه‌داران یا اربابان، ارتباط آنها با طبیعت را اداره و کنترل می‌کنند. در این شرایط چون سرمایه‌داران کارگران و فعالیت‌های تولیدی را کنترل می‌کنند، در رویارویی با بلایای طبیعی، امکانات و تجهیزات بیشتری برای زنده ماندن در مقایسه با کارگران در اختیار دارند.

نکته اصلی نظریه‌ی *مارکسیست* در مورد مخاطرات طبیعی این است که واکنش نسبت به مخاطره، مشروط بر محل به‌کارگیری مردم در فرایند تولید است. این تفاوت اجتماعی در واکنش‌ها نسبت به مخاطرات طبیعی، یک پدیده رایج در جهان سوم است، جایی که حاکی از وجود زندگی انسان در حاشیه جامعه و در خطرناک‌ترین و ناسالم‌ترین مکان‌ها است. یک محله فقیرنشین بزرگ در *سن جوان*^۱ پورتوریکو وجود دارد که غالباً با جزر و مدهای بزرگ زیر آب می‌رود. فقرای *ریودوژانیرو* که روی دامنه‌های بسیار تند کوهستان *شوگرلوف*^۲ زندگی می‌کنند در معرض رانش‌های زمین قرار دارند. ساکنین محلات فقیرنشین *گواتمالا* که روی دامنه‌های پرشیب زندگی می‌کنند، با وقوع زلزله‌ها روبه‌رو هستند. کشاورزان بنگلادشی در *چارس*^۳ (جزیره‌های کم ارتفاع یا سطحی در دهانه دلتای گنگ، براهام پوترا در خلیج بنگال) که در زمین‌های ساحلی زندگی می‌کنند در معرض مد طوفان هستند.

تفاوت واکنش کشورهای جهان سوم و جوامع غربی نسبت به حوادث را می‌توان به وسیله مقایسه تأثیرات سیکلون *تریسی*^۴ که در سال ۱۹۷۴ در *داروین استرالیا* رخ داد با تأثیرات هاریکان *فیفی*^۵ که در ماه سپتامبر همان سال در *هندوراس* اتفاق افتاد، توضیح داد. هر دوی این شهرها در مسیر طوفان‌های حاره‌ای بزرگ قرار دارند و هر دو دارای قابلیت‌های هشدارهای مناسب بودند. طوفان‌های حاره‌ای شدت یکسانی داشتند و در منطقه اصلی سیل زده جمعاً ۸۰ درصد از ساختمان‌ها، از بین رفتند. در *هندوراس* بیش از ۸۰۰۰ نفر به کام مرگ کشیده شدند، در حالی که در *داروین* تنها ۶۴ نفر کشته شدند. یک نظریه پرداز مارکسیستی چنین استدلال می‌کند که وجود فقر ناشی از توسعه‌نیافتگی در *هندوراس* دلیل تفاوت بین تعداد کشته‌های گزارش‌شده این دو حادثه است. جوامع دارای گروه‌های مختلف با سطوح متفاوت هستند که از نظر آسیب‌پذیری نیز با هم فرق دارند.

از طرف دیگر ممکن است چنین برداشت شود که بسیاری از مردم کشورهای جهان سوم که در حال حاضر با مخاطرات بزرگ متأثر می‌شوند، متأسفانه در مناطقی زندگی می‌کنند که تغییرات بزرگ مقیاس اقلیمی یا فعالیت زمین‌ساختی را زیاد تجربه می‌کنند. علی‌رغم آن‌چه که گفته شد، جمعیت زیادی از اروپاییان به طور وحشتناکی با سرماهای اقلیمی که بعد از نیمه‌ی قرن چهاردهم اتفاق افتادند، از پای درآمدند و بر کسی پوشیده نیست که در منطقه‌ی *لس‌آنجلز* زلزله عظیمی رخ داد که بیش از این اتفاق نیفتاده بود. همچنین ممکن است تصور شود که کشورهای جهان سوم متحمل مخاطرات بیشتری هستند. در بسیاری از کشورهایی که بر اثر خشک‌سالی و طوفان کشته‌های زیادی داشتند، نظام‌های سیاسی ناکارآمد، رو به اضمحلال یا در حال جنگ‌های داخلی بوده‌اند. اگر حکومت‌های کشورهای جهان سوم برای تغییر ساختار اجتماعی اقدامات ملی به عمل بیاورند، در برابر مخاطرات طبیعی خیلی آسیب‌پذیر نخواهند بود. برای مثال، *ژاپن* که در یک منطقه‌ی زلزله‌خیز پر مخاطره واقع شده‌است، در قرن بیستم این عمل را از طریق صنعتی‌سازی انجام داد. با بحث بیشتر ممکن است ثابت شود که استرالیایی‌ها و آمریکایی‌ها نمی‌توانند علت بدبختی و فلاکت کشورهای جهان سوم باشند. صرفه نظر از کمک‌های خارجی، در اینجا اقدامات خیلی محدودی برای کاهش وضع بد آنها می‌توان انجام داد.

1- San Juan
2- Sugarloaf
3- Chars
4- Tracy
5- Fifi

نظریه مارکسیست با همه‌ی این نظریه‌ها مخالف است، مارکسیست تصریح می‌کند که کشورهای توسعه یافته غربی تا حدودی مسوول تأثیرات مخاطرات بر روی مردم جهان سوم هستند؛ زیرا منابعشان را استخراج می‌کنند و آنها را در وضعیت کشاورزی معیشتی قرار می‌دهند. در واقع کمک‌ها یا مساعدت‌های خارجی نیز بی‌ارزش است. اگر کمک‌های خارجی به وسیله مقامات فاسد یا رشوه خوار مورد اختلاس قرار بگیرند یا از آنها برای ساخت پروژه‌های فوق فنی استفاده شود که به طور مستقیم منجر به کاهش فقر نشود، آن وقت این عمل ممکن است باعث فقر بیشتر مردم محروم گردد. همچنین ثابت شده که این عمل منجر به حاشیه‌نشینی افراد مظلوم و ستمدیده می‌شود و از این رو موجب می‌گردد که آنها بیشتر در معرض خطر وقوع مخاطرات طبیعی قرار می‌گیرند. آنها همچنین بر این عقیده هستند که امداد رسانی باعث حفظ وضع موجود می‌گردد و به طور کلی مانع تغییر در خصوص نحوه تولید یا وضعیت محرومیت دهقانان می‌شود. اصول تئوری مارکسیست در مورد مخاطرات طبیعی به صورت زیر خلاصه شده‌اند:

- روش‌های بهره برداری در کشورهای جهان سوم به همان نسبتی که منجر به مشکلات اقتصادی اجتماعی و تخریب محیط طبیعی می‌شوند، فراوانی بلایای طبیعی را نیز افزایش می‌دهند.

- فقیرترین طبقات خسارت بیشتری می‌بینند.

- فعالیت‌های امدادی در بلایا و اقدام علیه فقر حتی اگر واقعاً به این منظور هم باشند نیز باعث تغییر وضع موجود نمی‌شوند.

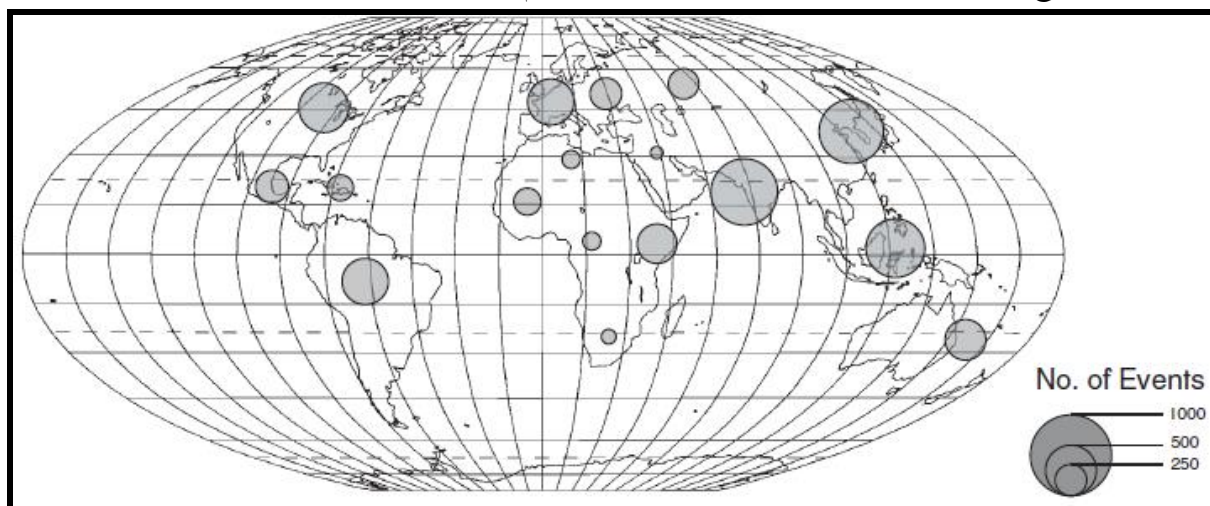
- اقدامات به‌کار گرفته‌شده برای جلوگیری از بلایا و به حداقل رساندن تأثیرات آنها در صورتی که به تکنولوژی بالایی نیاز داشته باشند منجر به تقویت توسعه‌نیافتگی، استثمار و فقر می‌شوند.

فلسفه مارکسیست اساس این کتاب را تشکیل نمی‌دهد. این فلسفه صرفاً برای آگاهی خواننده ارائه شده است که بدانند نظرات متفاوتی در مورد تأثیرات مخاطرات طبیعی وجود دارد. نظریه مارکسیست بر اساس ساختار جوامع یا فرهنگ‌ها و چگونگی واکنش این جوامع نسبت به تغییر در محیط طبیعی به وجود آمده است، از طرف دیگر چهار چوب این کتاب بر شرح و توضیح مخاطرات طبیعی تأکید دارد که اساساً می‌توان این مخاطرات را به عنوان وقایع یا حوادث غیرقابل کنترل که به‌طور پیوسته در طول زمان اتفاق می‌افتند، در نظر گرفت. کثرت وقوع و شدت این حوادث ممکن است در طول زمان تغییر کند و گونه‌های خاصی از این حوادث ممکن است به صورت جهانی رخ بدهند. لیکن مخاطرات طبیعی را نمی‌توان منحصر به زمان و مکان خاصی دانست و نباید تنها زمانی که در یک جامعه آسیب‌پذیر اتفاق می‌افتند، آنها را در نظر گرفت. از این رو تنها به کمک مطالعات همه جانبه وقوع حوادث، می‌توان به چگونگی مکان و زمان وقوع این مخاطرات دست یافت. ورود یک سیکلون حاره‌ای به شهر *دروین* با ۶۴ نفر کشته با ورود سیکلون مشابه به شهر *هندوراس* با ۸۰۰۰ نفر کشته را بررسی نمود. مطالعه هردو این حوادث به دانش و آگاهی ما از تأثیرات وقوع چنین حوادثی در یک جامعه کمک می‌کند و این امکان را به ما می‌دهد که پس از وقوع یک حادثه واکنش جوامع را مورد ارزیابی قرار دهیم.

آمار مخاطرات

شکل ۱-۱ تعداد مخاطرات رخ داده در طول دوره ۱۹۷۵ تا ۲۰۰۱ را از نظر منطقه‌ای بر روی نمودار نشان داده است. نقشه جغرافیایی ارائه شده شامل بیماری‌های همه‌گیر و قحطی نیز می‌شود. آفریقا علی‌رغم جمعیت زیادش، نسبتاً عاری از مخاطرات طبیعی است. این امر به خاطر پایداری تکنونیک این قاره و این حقیقت است که طوفان‌های حاره‌ای به جز در دورترین نقطه جنوب شرقی، در این قاره رخ نمی‌دهد، ولی مردم آفریقا به طور بی‌تناسبی با خشک‌سالی مواجه می‌شوند. تکرار وقوع حوادث در دیگر نقاط جهان نشانگر تأثیرات اقلیم به مانند یک عامل کنترل کننده وقوع مخاطرات طبیعی است. از این جنبه مخاطرات قرن بیستم در جدول ۱-۱ به خوبی شرح داده شده است. بیشترین مخاطرات اتفاق افتاده، تورنادوها هستند که اکثراً در ایالات متحده به وقوع می‌پیوندند. در نیمه دوم قرن بیستم تکرار و کثرت وقوع تورنادوها (بیشتر از ۲۵۰ بار در هر سال) از دیگر

مخاطرات فراتر می‌رود. از نظر آب و هوایی، سیلاب‌ها و سیکلون‌های حاره‌ای، غالباً به دنبال این پدیده به وجود می‌آیند. سونامی‌ها رتبه چهارم از رتبه‌بندی پر وقوع‌ترین مخاطرات طبیعی را به خود اختصاص داده است و پس از آن زلزله‌ها هستند که نُه حادثه بزرگ در هر سال را ایجاد می‌نمایند. روی هم رفته مخاطرات اقلیمی ۸۶/۲ درصد از عمده حوادث خطرناک قرن بیستم را به خود اختصاص داده‌اند. در جدول ۱-۲ هزینه‌های اقتصادی صد مورد از بزرگترین مخاطرات رخ داده در همین دوره خلاصه شده است. مقادیر به دلار آمریکا و بدون در نظر گرفتن مقدار تورم می‌باشند. با این‌که زلزله‌ها در جایگاه پنجم رده‌بندی سوانح اتفاق افتاده قرار دارند، ولی جزء پر خسارت‌ترین و پر هزینه‌ترین مخاطرات (۲۴۹ میلیارد دلار آمریکا) بوده‌اند، و به دنبال آن خسارت سیلاب‌ها (۲۰۷ میلیارد دلار آمریکا) طوفان‌های حاره‌ای (۸۰ میلیارد دلار آمریکا) و طوفان‌ها (۴۴ میلیارد دلار) در رده‌های بعدی قرار دارند. در مجموع، صدها مورد از پر هزینه‌ترین بلایای طبیعی قرن بیستم، باعث خسارت ۶۳۱ میلیارد دلار آمریکا شده‌اند.



شکل ۱-۱- رخداد مخاطرات طبیعی بر اساس مناطق ۲۰۰۱-۱۹۷۵ (بر اساس CRED، ۲۰۰۲).

جدول ۱-۱- فراوانی مخاطرات طبیعی در طول قرن بیستم- داده‌های سونامی برگرفته از کمیسیون بین دولتی اقیانوس‌شناسی (۲۰۰۳) است- آمارهای مربوط به تورنادو در ایالات متحده آمریکا فقط برای دوره ۱۹۹۵-۱۹۵۰ است و داده‌های آن از مرکز اقلیم منطقه‌ای دشت‌های مرتفع (۲۰۰۳) به دست آمده است- سایر داده‌ها از WHO (۲۰۰۲) گرفته شده است.

تعداد رخداد	نوع مخاطره
۹۴۷۶	تورنادو (آمریکا)**
۲۳۸۹	سیلاب
۱۳۳۷	سیکلون حاره‌ای
۹۸۶	تسونامی
۸۹۹	زمین لرزه
۷۹۳	باد (انواع باد)
۷۸۲	خشک‌سالی
۴۴۸	زمین لغزه
۲۶۹	آتش‌سوزی‌های عظیم
۲۵۹	دماهای حدی
۲۴۰	طوفان‌های متوسط زمستانه
۱۶۸	آتش‌فشان
۸۴	تورنادو (خارج از آمریکا)
۷۷	قحطی
۱۸	مد طوفان
**تورنادوهای F2-F5 از ۱۹۵۰ تا ۱۹۹۵	

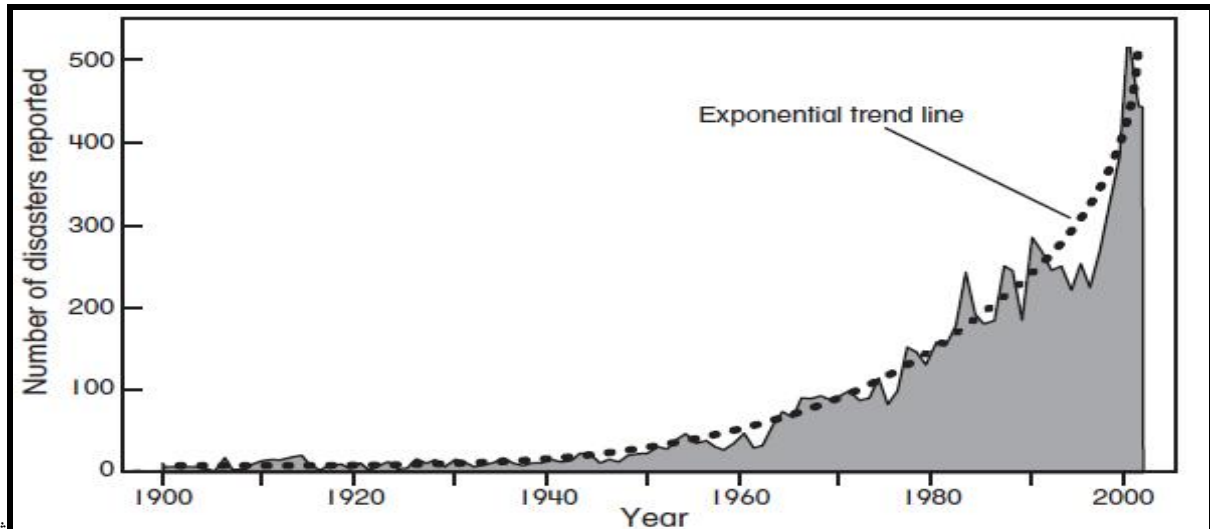
بزرگ‌ترین حادثه پر هزینه قرن بیستم زلزله کوبه^۱ در ۲۰ ژانویه ۱۹۹۵ بود که ۱۳۱/۵ میلیارد دلار خسارت به بار آورد. در حالی که این حادثه برای همگان شناخته شده است ولی دومین بلا یا مخاطره پر هزینه قرن بیستم - یعنی سیلاب‌هایی که در قسمت اروپایی شوروی سابق در ۲۷ آوریل ۱۹۹۱ اتفاق افتادند و موجب خسارت ۶۰ میلیارد دلار آمریکا شدند - واقعاً ناشناخته باقی ماندند.

شکل ۱-۲ تعداد مخاطرات گزارش شده در هر سال برای قرن بیستم را نشان می‌دهد. ظاهراً فراوانی وقوع مخاطرات طبیعی در این فاصله زمانی حدوداً از ۱۰ حادثه در سال‌های آغازین قرن، به ۴۵۰ حادثه در پایان قرن افزایش یافته است. در عین حالی که بخشی از این افزایش ناشی از افزایش مراقبت و هوشیاری و شناخت مخاطرات طبیعی است ولی سایر اطلاعات به دست آمده هم نشان می‌دهند که وقوع مخاطرات طبیعی نیز در حال افزایش هستند. در حقیقت این ارقام که شامل هر دوی مخاطرات اقلیمی و زمین‌شناختی می‌شوند، چنین توضیحات ساده‌ای مثل گرم شدن کره زمین به عنوان عامل اصلی افزایش این وقایع را رد می‌کنند.

شکل ۱-۳ شمار کشته شدگان قرن بیستم را بر اثر مخاطرات طبیعی نشان می‌دهد. این توالی زمانی شامل مخاطرات زیست محیطی، از قبیل امراض واگیردار، یا هجوم حشرات نمی‌شود؛ ولیکن شامل خشک‌سالی‌هایی می‌گردد که منجر به قحطی شده‌اند. شمار کشته شدگان در یک مقیاس لگاریتمی بر روی نمودار نشان داده شده‌اند. چون حوادث جداگانه‌ای وجود دارد که در دراز مدت شمار قربانی‌هایشان به فراتر از چندین میلیون نفر رفته است. روی هم رفته هر ساله ۲۷۵۰۰۰ نفر بر اثر مخاطرات طبیعی جانشان را از دست می‌دهند. اگر آمار و اطلاعات مربوط به قحطی از این رقم کسر شود، این تعداد به ۱۴۰۲۰۰ قربانی در سال کاهش می‌یابد. این کاهش تلفات نشان می‌دهد که قحطی، سالانه ۱۳۴۸۰۰ نفر، تقریباً ۵۰ درصد کل تلفات را به کام مرگ می‌کشاند. اگر چه مقداری از این تلفات در دهه ۱۹۳۰ اتفاق افتاده‌اند - رقمی که می‌توان آن را به اغتشاشات سیاسی و جنگ‌های داخلی نسبت داد - ولی در کل تغییر مهمی در قرن بیستم اتفاق نیفتاده است. این حقیقت نشان می‌دهد که پیش آگاهی و جلوگیری از مخاطرات طبیعی منجر به تعادل افزایش جمعیت در برابر تعداد قربانیان شده است. بسیاری از سازمان‌های جهانی، رقم چند صد هزار تلفات سالانه بر اثر مخاطرات طبیعی را غیر قابل قبول می‌دانند.

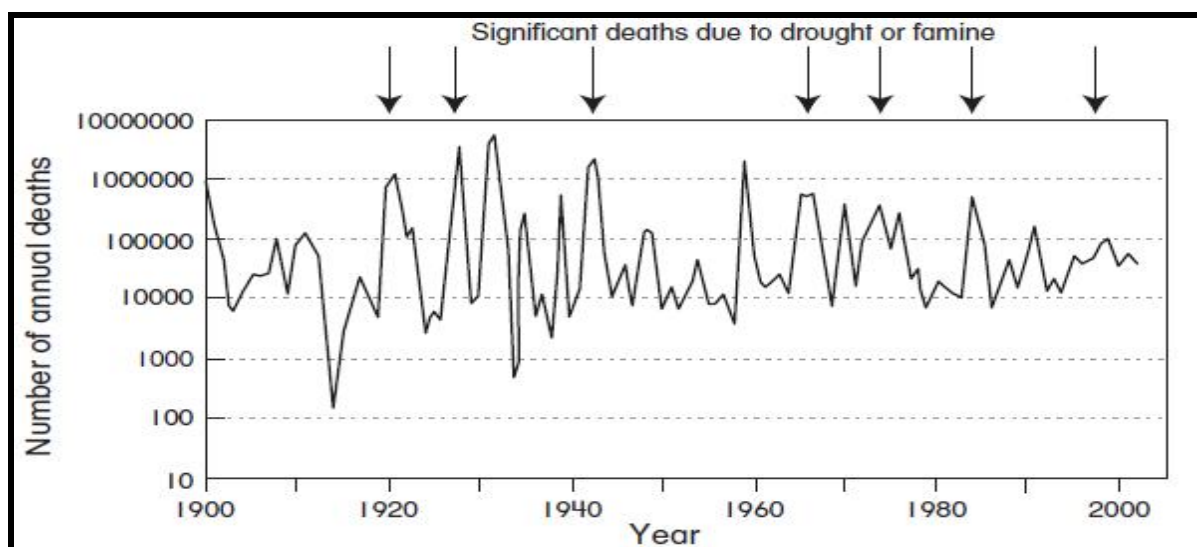
جدول ۱-۲ - هزینه‌های ۱۰۰ مورد از بزرگ‌ترین وقایع مخاطرات طبیعی بر اساس نوع خطر، ۲۰۰۱-۱۹۰۰ (بر اساس WHO، ۲۰۰۲).

نوع مخاطره	خسارات بر حسب دلار آمریکا
زمین لرزه	۲۴۸,۶۲۴,۹۰۰,۰۰۰
سیلاب	۲۰۶,۶۳۹,۸۰۰,۰۰۰
سیکلون حاره‌ای	۸۰,۰۷۷,۷۰۰,۰۰۰
طوفان‌های بادی	۴۳,۸۹۰,۰۰۰,۰۰۰
آتش‌سوزی‌های عظیم	۲۰,۲۱۲,۸۰۰,۰۰۰
خشک‌سالی	۱۶,۸۰۰,۰۰۰,۰۰۰
موج سرما	۹,۵۵۵,۰۰۰,۰۰۰
موج گرما	۵,۴۵۰,۰۰۰,۰۰۰
مجموع خسارات	۶۳۱,۲۵۰,۲۰۰,۰۰۰



کل ۱-۲- رخدادهای گزارش شده مخاطرات طبیعی در طی دوره ۱۹۰۰-۲۰۰۱ (بر اساس CRED، ۲۰۰۲).

جدول ۱-۳ مجموع تعداد قربانیان، مجروحین و بی‌خانمان‌های مربوط به هر یک از مخاطرات را در قرن بیستم نشان می‌دهد. تعداد قربانیان هر حادثه نشانگر بزرگی آن حادثه است. بزرگ‌ترین حادثه‌ی قرن بیستم وقوع سیل است؛ هرچند بیشتر این ارقام به خاطر آشوب‌های داخلی بوده‌اند. نیمی از ۶/۹ میلیون نفر کشته شده در سال ۱۹۳۰ در چین جانشان را از دست دادند، جایی که غفلت و خرابکاری عمدی تعداد تلفات را افزایش داد. زلزله‌ها و سیکلون‌های حاره‌ای عامل افزایش قربانیان در قرن بیستم می‌باشند. جالب است بدانید که در طول سه سال آغازین قرن بیست و یکم ۴۲۴۲ نفر بر اثر موج سرما جان خود را از دست داده‌اند. این رقم ۶۰ برابر تعداد کشته شدگان قرن بیستم بر اثر سرما است و این علی‌رغم گرمایش جهانی است. در مقایسه شمار کشته شدگان سال ۲۰۰۳ فرانسه بر اثر موج گرما به ۱۵۰۰۰ تن رسید که بیشتر از کل کشته شدگان قرن بیستم ناشی از این پدیده است. بدیهی است که در آمار ارائه شده در جدول ۱-۳ به دلیل این که اطلاعات برخی مخاطرات جمع‌آوری نشده است، تعداد واقعی قربانیان کم برآورد گردیده است.



شکل ۱-۳- مرگ و میر ناشی از مخاطرات طبیعی در طی دوره ۱۹۰۰-۲۰۰۱ (بر اساس CRED، ۲۰۰۲).

جدول ۱-۳- تعداد افراد کشته، مجروح و آواره شده به علت مخاطرات طبیعی در طول قرن بیستم (بر اساس WHO، ۲۰۰۲).

نوع مخاطره	کشته‌شدگان	مجروحین	بی سرپناه شدگان	مکان و تاریخ بزرگترین حادثه منجر به مرگ و میر	تعداد کشته‌شدگان در حادثه مذکور
سیلاب‌ها	۶,۸۵۱,۷۴۰	۱,۰۳۳,۵۷۲	۱۲۳,۰۰۹,۶۶۲	چین، جولای ۱۹۳۱	۳,۷۰۰,۰۰۰
زمین لرزه‌ها	۱,۸۱۶,۱۱۹	۱,۱۴۷,۶۷۶	۸,۹۵۳,۲۹۶	تانگ‌شان، چین، جولای ۱۹۷۶	۲۴۲,۰۰۰
سیکلون‌های حاره‌ای	۱,۱۴۷,۸۷۷	۹۰۶,۳۱۱	۳۴,۲۷۲,۴۷۰	بنگلادش، نوامبر ۱۹۷۰	۳۰۰,۰۰۰
آتشفشان‌ها	۹۶,۷۷۰	۱۱,۱۵۴	۱۹۷,۷۹۰	مارتینیک، می ۱۹۰۲	۳۰,۰۰۰
زمین لغزه‌ها بهمین‌ها و روانه‌های گلی	۶۰,۵۰۱	۸,۰۷۱	۳,۷۵۹,۳۲۹	شوروی سابق، ۱۹۴۹	۱۲,۰۰۰
توفان‌های عرض‌های میانه	۳۶,۶۸۱	۱۱۷,۹۲۵	۱۲,۶۰۶,۸۹۱	اروپای شمالی، فوریه ۱۹۵۳	۴,۰۰۰
موج گرمایی	۱۴,۷۳۲	۱,۳۶۴	۰	هند، می ۱۹۹۸	۲,۵۴۱
تسونامی	۱۰,۷۵۴	۷۸۹	-	سانریکو، ژاپن، مارس ۱۹۳۳	۳,۰۰۰
موج سرمایی	۶,۸۰۷	۱,۳۰۷	۱۷,۳۴۰	هند، دسامبر ۱۹۸۲	۴۰۰
تورنادو	۷,۹۱۷	۲۷,۸۸۷	۵۷۵,۵۱۱	بنگلادش، آپریل ۱۹۸۹	۸۰۰
آتش‌سوزی‌ها	۲,۵۰۳	۱,۶۵۸	۱۴۰,۷۷۶	ایالات متحده، اکتبر ۱۹۱۸	۱,۰۰۰
مجموع	۱۰,۰۵۲,۴۰۱	۳,۲۵۷,۷۱۴	۱۸۳,۵۳۳,۰۶۵		

جدول ۱-۳ همچنین شمار مجروحین و افراد بی خانمان و آواره به خاطر فاجعه‌های طبیعی قرن بیستم را نیز نشان می‌دهد. اغلب آمار مخاطرات بر روی تعداد کشته شدگان تأکید دارد و بر مجروحین سرپایی و بی‌خانمان‌هایی که تحت فشار زیادی در جامعه هستند، تأکید ندارد. در قرن بیستم ۱۸ برابر تعداد افرادی که بر اثر سیل کشته شدند، افرادی هستند که خانه‌هایشان را از دست دادند. این رقم به ۳۰ و ۳۴۴ برابر به ترتیب برای سیکلون‌های حاره‌ای و ابر طوفان‌های حاره‌ای افزایش می‌یابد. برای مثال: در ژانویه ۱۹۹۸ طوفان بیخ با کاهش دمای هوا تا ۴۰- درجه سانتی‌گراد شهر *مونت‌رال* را فلج کرد و ۲۵ نفر را از پای درآورد. تا یک ماه بعد از این حادثه بیش از ۱۰۰۰۰۰ نفر به خاطر عدم تأمین نیروی الکتریسیته آواره شدند.

تشریح فصل‌های کتاب

در نگارش این کتاب فرض بر این است که خواننده تا حدودی با دانش مقدماتی در مورد علوم زمین‌شناختی در سطح دانشگاهی آشنا است. در این کتاب مواردی وجود دارد که از اصطلاحات فنی برای توضیح آنها استفاده شده است و توضیحات برخی اصطلاحات را نیز می‌توان در پایان کتاب در بخش واژه نامه پیدا کرد. اگر توجه کرده باشید، برخی کلمات این کتاب با حروف ایتالیک نوشته شده‌اند، این کلمات در بخش واژه نامه، بیشتر توضیح داده شده‌اند. دقت کنید که عنوان‌ها، اسم کشتی‌ها و اسم‌های گیاه‌شناختی، نیز با حروف ایتالیک نوشته شده‌اند ولی در واژه نامه ذکر نگردیده‌اند.

در این کتاب هر فصل به‌طور اختصاصی به تشریح یکی از مخاطرات پرداخته است. همچنین ارگانیزم کنترل‌کننده و پیش‌بینی وقوع این نوع مخاطرات ذکر شده و برخی از مخاطره‌آمیزترین رخداد‌های جهانی مورد بحث قرار گرفته‌اند. همچنین

برخی از واکنش‌های بشری نسبت به مخاطرات، با تلاش برای کاهش اثرات مخاطرات مطرح شده، مورد مطالعه قرار گرفته‌است. مخاطرات ذکر شده در این کتاب در جدول ۱-۴ همراه با فصل رجوع به هر مخاطره (ستون آخر) خلاصه شده است. مخاطرات به ترتیبی که منعکس‌کننده تأکید و اهمیت در متن هستند، فهرست شده‌اند. جدول ۱-۴ همچنین مخاطرات را در مقیاسی از ۱ تا ۵ و بر اساس درجه شدت، فاصله زمانی حادثه، وسعت مکانی، مجموع شمار کشته شدگان، پیامدهای اقتصادی، عوارض اجتماعی، تأثیرات دراز مدت، عدم آگاهی قبلی یا آغاز ناگهانی و تعداد مخاطرات وابسته به آن، رتبه‌بندی کرده است. روی هم رفته تأثیرات اجتماعی - اقتصادی و فیزیولوژیکی مخاطرات با استفاده از این معیارها طبقه‌بندی می‌شوند. مهم‌ترین مخاطرات جهانی خشک‌سالی‌ها هستند که به دنبال آن سیکلون‌های حاره‌ای، سیلاب‌های منطقه‌ای و زلزله‌ها قرار دارند. از نظر هزینه (جدول ۱-۲) و تأثیرات انسانی (جدول ۱-۳) سه مورد از این چهار مخاطرات مهم، بالاترین رتبه‌ها را به خود اختصاص داده‌اند. این دو جدول اخیر خشک‌سالی را مورد ارزیابی قرار نمی‌دهند؛ زیرا خشک‌سالی‌ها آنقدر به تدریج و بدون اطلاع رخ می‌دهند، که اغلب فراموش می‌شود چه موقع آمار حوادث گرد آوری شده‌اند. از ده مورد مخاطرات مهم، شش مورد آنها به موجب آب و هوا یا اقلیم به وجود می‌آیند. جدول ۱-۴ برای مخاطرات جهانی ترسیم شده است. رتبه‌بندی برای کشورها و عرض‌های جغرافیایی مختلف فرق می‌کند. برای مثال: مخاطرات ایالات متحده بر حسب ضرر اقتصادی، به ترتیب طوفان‌های حاره‌ای، سیلاب‌ها، طوفان‌های تندری شدید، تورنادوها، ابر طوفان‌های حاره‌ای، تگرگ و باد رتبه‌بندی می‌شوند.

مخاطرات ذکر شده در این کتاب تحت دو عنوان اصلی اقلیمی و زمین‌شناختی تنظیم شده‌اند. در فصل دوم به معرفی مخاطرات اقلیمی خواهیم پرداخت که مکانیسم مسؤل تنوع یا تغییر اقلیمی را مختصراً شرح می‌دهد. این فصل شامل فرایندهای بنیادی گردش هوا در سطح کره زمین، مفهوم جابه‌جایی پرفشارهای قطبی و رابطه متقابل هوا - دمای اقیانوس، ناشی از نوسانات جنوبی، اطلس شمالی و آرام شمالی و تأثیر چرخه‌های نجومی (از قبیل لکه‌های خورشیدی و چرخه ۱۸/۶ جزر و مد قمری) در زمان‌بندی وقوع مخاطرات اقلیمی می‌شود.

نوسان‌های بزرگ مقیاس در فصل سوم شرح داده شده‌اند. این فصل اطلاعات مربوط به چرخه‌های حاره‌ای بزرگ مقیاس، معروف به سیکلون‌های حاره‌ای را مورد بحث قرار می‌دهد. سیکلون‌های حاره‌ای دومین مورد از مهم‌ترین مخاطرات طبیعی به شمار می‌آیند که دامنه بزرگی از مخاطرات وابسته به خود را تولید می‌کنند. وقوع سیکلون‌ها، همراه با گسترش، شدت و فراوانی، اهمیت زمین‌شناختی و تأثیر آنها در این فصل توضیح داده شده است. پس از پرداختن به وقوع سیکلون‌ها در *استرالیا*، رخداد این پدیده در *ایالات متحده* و *بنگلادش* مورد مقایسه قرار گرفته است و سیکلون‌های بزرگ حاره‌ای با اشاره بر طوفان‌های بزرگ در نیمکره شمالی توضیح داده شده‌اند. این طوفان‌ها همانند مخاطرات بزرگ با باران، برف و باران یخ زده همراه هستند. مدهای طوفان ایجاد شده به وسیله پدیده ذکر شده در بالا بعداً توضیح داده می‌شوند. همچنین مفاهیم احتمال وقوع و کثرت وقوع تشریح شده‌اند. فصل مذکور با توضیح طوفان گرد و غبار به عنوان یک عامل مهم در فرسایش دراز مدت به پایان می‌رسد.

فصل چهارم مخاطرات کوچک‌تری را که به وسیله بادها به وجود می‌آیند، خلاصه می‌کند در این فصل توجه بیشتری به توضیح طوفان‌های تندری و مخاطرات وابسته به آن شده است. این فصل همچنین شامل توضیح تورنادوها و توصیف مفصل برخی دیگر وقایع و حوادث مهم می‌شود. فصل چهارم با توضیح اقدامات به‌کار گرفته شده، برای جلوگیری از وقوع تورنادوها در ایالات متحده پایان می‌پذیرد. این دو فصل مقدمه‌ای برای بلایای اقلیمی طولانی مدت، یعنی خشک‌سالی و سیلاب‌ها هستند. فصل پنجم به تأثیر فعالیت‌های انسانی در استمرار خشک‌سالی و واکنش‌های بعدی مردم نسبت به این مخاطره مصیبت‌بار می‌پردازد. در این فصل بیشتر تأکید بر تأثیرات قبل و بعد از ورود استعمار در منطقه ساحل آفریقا و به دنبال آن بررسی تأثیرات آن بر روی کشورهای با سطح تکنولوژی متفاوت است. نیمه دوم این فصل به واکنش انسان نسبت به خشک‌سالی در جوامع

مختلف می‌پردازد و دیدگاه کسانی که خشک‌سالی را به عنوان عملی طبیعی در زندگی پذیرفته‌اند تا آنهایی که از وقوع آن حیرت زده می‌شوند و تلاش آن‌چنانی برای کاهش اثرات آن انجام نمی‌دهند را مورد بررسی قرار می‌دهد. این بررسی واکنش کشورهای جهان سومی آفریقا و همچنین کشورهای توسعه یافته غربی از قبیل ایالات متحده انگلیس و استرالیا را شامل می‌شود.

جدول ۱-۴- رتبه‌بندی ویژگی‌های مخاطرات و تأثیرات آنها.

راهنما: بزرگترین و مهمترین (۱) کوچک‌ترین و بی‌اهمیت‌ترین (۵)										رخداد	ردیف
فصل بررسی در کتاب	تعداد مخاطرات مرتبط	سرعت رخداد	اثرات بلند مدت	اثرات انسانی	مجموع خسارات اقتصادی	مجموع تلفات	وسعت پوشش	مدت رخداد	درجه شدت		
۵،۶	۳	۴	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱	خشک‌سالی	۱
۲	۱	۵	۱	۲	۲	۲	۲	۲	۱	سیکلون حاره‌ای	۲
۵،۸	۳	۴	۲	۱	۱	۱	۲	۲	۲	سیلاب منطقه‌ای	۳
۱۰،۱۱	۳	۳	۲	۱	۱	۲	۱	۵	۱	زمین لرزه‌ها	۴
۱۰،۱۲	۱	۳	۱	۲	۲	۲	۴	۴	۱	آتشفشان	۵
۲	۳	۵	۲	۲	۲	۲	۲	۳	۱	طوفان عرض‌های میانه	۶
۱۱	۵	۴	۳	۲	۲	۲	۱	۴	۲	تسونامی	۷
۱۱	۵	۱	۳	۳	۳	۳	۳	۳	۳	آتش سوزی بوته زارها	۸
۱۳	۵	۱	۳	۵	۴	۵	۱	۱	۵	خاک‌های انبساط‌پذیر	۹
۴	۴	۵	۱	۵	۳	۵	۱	۱	۵	افزایش سطح دریا	۱۰
۴	۵	۲	۵	۵	۴	۴	۱	۱	۴	آیسبرگ‌ها	۱۱
۴	۵	۱	۴	۵	۴	۵	۲	۳	۳	توفان‌های گرد و غبار	۱۲
۱۳	۵	۲	۵	۴	۴	۴	۲	۲	۴	زمین لغزه‌ها	۱۳
۴	۵	۲	۴	۴	۴	۵	۲	۲	۵	فرسایش ساحلی	۱۴
۱۳	۵	۱	۵	۳	۴	۳	۵	۵	۲	بهم‌های واریزه	۱۵
۱۳	۵	۲	۴	۵	۴	۵	۲	۱	۵	خزش، سولیفولوکسیون	۱۶
۳	۵	۲	۵	۴	۴	۴	۳	۵	۲	تورنادو	۱۷
۷	۴	۲	۵	۴	۴	۵	۳	۳	۴	بوران	۱۸
۴	۵	۱	۴	۵	۴	۵	۱	۴	۵	یخ ساحلی	۱۹
۸	۵	۱	۵	۴	۴	۴	۴	۵	۳	سیلاب‌های ناگهانی	۲۰
۷	۴	۲	۵	۵	۴	۴	۲	۵	۴	توفان تندری	۲۱
۷	۵	۱	۵	۵	۴	۴	۲	۵	۴	برخورد آذرخش	۲۲
۷	۵	۱	۵	۵	۴	۴	۴	۳	۴	بلیزارد	۲۳
۴	۵	۳	۵	۵	۴	۴	۲	۴	۴	امواج اقیانوسی	۲۴
۷	۵	۱	۵	۵	۳	۵	۴	۵	۴	توفان تگرگ	۲۵
۷	۵	۱	۵	۴	۴	۵	۵	۴	۴	باران یخ زده	۲۶
۳	۵	۱	۵	۵	۵	۵	۳	۴	۵	بادهای پر قدرت محلی	۲۷
۱۳	۵	۳	۵	۴	۴	۵	۵	۳	۴	فرونشست	۲۸
۱۳	۵	۴	۵	۵	۴	۴	۵	۴	۴	روانه‌های گلی و واریزه	۲۹
۱۳	۵	۲	۵	۵	۵	۴	۵	۵	۴	بهم‌ها	۳۰
۱۳	۵	۱	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	ریزش‌های سنگ	۳۱

فصل پنجم با توضیح اقدامات صورت گرفته توسط جوامع بین‌المللی، برای کاهش خشک‌سالی‌ها، به پایان می‌رسد. همچنین این بخش بر نقش روحانی و الهام بخش **باب گلداف**^۱ در طول خشک‌سالی **اتیوپی** در نیمه‌ی ۱۹۸۰ تأکید می‌کند. وی با استفاده از ابتکارش، افراد را صرف نظر از وابستگی‌های اقتصادی یا سیاسی متأثر ساخت و این امید را به وجود آورد که حتی اثرات بدترین بلایای طبیعی را بر انسان می‌توان به حداقل رساند.

فصل ششم رخدادهای سیلاب ناگهانی و منطقه‌ای، که معمولاً امداد رسانی در شرایط اضطراری آنها بسیاری سخت است را مورد مطالعه و بررسی قرار می‌دهد. به ویژه این که سیلاب‌های منطقه‌ای، نسبت به دیگر مخاطرات ثبت شده، تلفات بیشتری می‌گیرند. این بخش با معرفی فرایندهای اقلیمی که موجب سیلاب‌های ناگهانی هستند شروع شده و با مثال‌هایی از حوادث سیلاب ناگهانی در ایالات متحده و استرالیا دنبال می‌شود. وقوع سیل منطقه‌ای به طور مفصلی برای رودخانه‌های می‌سی‌سی‌پی در ایالات متحده، رودخانه **هوانگ هو** در چین و رودخانه‌های استرالیا، جایی که سیلاب‌ها یک ویژگی متداول برای آنجا هستند، مورد بحث قرار می‌گیرد.

خشک‌سالی‌هایی که موجب آتش‌سوزی بوته زارها یا آتش‌سوزی جنگل‌ها می‌شوند، به عنوان یک موضوع جداگانه در فصل هفتم مورد بررسی قرار می‌گیرند. شرایط مستعد آتش‌سوزی بوته‌زارها و علت وقوع چنین حادثه‌ای در این فصل توضیح داده شده‌اند. سپس بلایای بزرگ آتش‌سوزی طبیعی، از جمله آتش‌سوزی در ایالات متحده و استرالیا مورد بررسی قرار گرفته‌اند. دو مورد از مسائل اساسی که در این فصل مورد بحث اند، بحث‌های همیشگی مربوط به آتش‌سوزی‌های انسانی، به عنوان یک استراتژی جهت کاستن خطرات آتش‌سوزی (به خصوص در مناطق شهری) و بحث در مورد ترتیب دوره‌های آتش‌سوزی که به صورت خود به خود تکرار می‌شوند، هستند. به نظر می‌رسد علت هر دوی این آتش‌سوزی‌ها و واکنش نسبت به آنها، تا حدودی در بین سال‌های پایانی قرن نوزدهم و سال‌های آغازین قرن بیستم تغییر یافته است.

این فصل‌های اقلیمی با بحث فصل هشتم در مورد مخاطرات دریایی همراه با تنوع پدیده‌های دریایی و دریاچه‌ای ادامه می‌یابد. اکثر این مخاطرات بر تعداد کمتری از مردم تأثیر می‌گذارند، ولی باید اذعان داشت این مخاطرات عواقب و پیامدهای دراز مدتی دارند، به ویژه اگر روند گرمایش جهانی در طی ۵۰ سال بعدی افزایش یابد. اکثر پدیده‌های این فصل به خاطر وسعت مکانی و تأثیرات طولانی مدتشان می‌توانند به عنوان مخاطرات متوسط دسته‌بندی شوند. در این فصل ابتدا امواج از نظر تئوری تولید یا ایجاد توضیح داده می‌شوند. وقوع امواج بزرگ جهانی بر اساس مشاهدات کشتی‌ها و ماهواره‌ها مورد بحث قرار می‌گیرند. این فصل با توضیح مختصری در مورد پدیده یخ دریا در اقیانوس و در ساحل ادامه می‌یابد. امروزه یکی از بزرگ‌ترین نگرانی‌ها، بالا آمدن سطح آب دریا است. فرض بر این است که این پدیده به خاطر ذوب شدن توده‌های یخی یا انبساط گرمایی اقیانوس‌ها، در اثر افزایش دمای زمین به وقوع می‌پیوندد. داده‌های سطح دریاهای جهان در این ارتباط نشان می‌دهند که سطح دریاها ممکن است به صورت جهانی بالا نیایند ولی تحت تأثیر تغییرات اقلیمی منطقه‌ای قرار بگیرند. در نهایت فصل هشتم مکانیسم‌های محیطی مختلف را در فرسایش سواحل ماسه‌ای که اساساً به وسیله تغییرات در سطح دریا، بارندگی یا طوفان‌ها به وجود می‌آیند مورد بحث قرار می‌دهند. این ارزیابی بر پایه مجموعه‌ی گسترده‌ای از داده‌های بدست آمده از موقعیت خط ساحلی و تغییر پذیری محیطی پارک ساحلی **استان ویسل**^۲ استرالیا انجام شده است. بیشتر مباحث این فصل بر اساس پژوهش‌های علمی نویسنده شکل گرفته است.

مخاطرات زمین‌شناختی که دومین بخش این کتاب را تشکیل می‌دهند در برگیرنده فصل‌های زیر هستند: دلایل وقوع و پیش‌بینی زلزله‌ها و آتشفشان‌ها؛ زلزله‌ها و سونامی‌ها؛ آتشفشان‌ها و ناپایداری زمین. فصل نهم به پراکندگی جهانی زلزله‌ها و

1- Bob Geldof

2- Stanwell Park Beach

آتشفشان‌ها و معرفی مقیاس‌های اندازه‌گیری شدت زمین‌لرزه‌ها می‌پردازد؛ این فصل با بررسی دلایل وقوع زلزله‌ها و آتشفشان‌ها تحت عنوان مرز صفحه‌ها، لکه‌های داغ، گسل‌های منطقه‌ای و وجود مخازن یا سدها ادامه می‌یابد. سپس دسته‌بندی دلایل وقوع زلزله‌ها و آتشفشان‌ها مورد بررسی قرار می‌گیرد و فصل مذکور با بحثی در مورد پیش‌بینی طولانی مدت آتشفشان‌ها و لرزه خیزی دنبال می‌شود. فصل نهم با معرفی تکنیک‌های ژئوفیزیکی، ژئوشیمیایی و زمین مغناطیسی برای پیش‌بینی کوتاه مدت فعالیت‌های آتشفشانی و لرزه خیزی پایان می‌پذیرد.

دو فصلی که جداگانه به زمین‌لرزه‌ها و آتشفشان‌ها می‌پردازند، به دنبال این فصل مقدماتی، ارائه شده‌اند. هر دو این مخاطرات به خاطر وقوع ناگهانی و آزادسازی میزان زیادی از انرژی، این توانایی را دارند که انسان‌ها را به طور فیزیکی، اقتصادی و اجتماعی مورد تأثیر قرار بدهند. هر دو زلزله‌ها و آتشفشان‌ها به عنوان مخاطرات خیلی شدید زمین‌شناختی، رتبه‌بندی می‌شوند. فصل دهم ابتدا، انواع امواج لرزه‌ای و احتمال وقوع زلزله‌ای جهانی را توضیح می‌دهند، سپس وقوع زلزله و حوادث زلزله‌ای را برای *آلاسکا، کالیفرنیا و ژاپن* توضیح داده است. در ادامه پدیده‌های مشترک یا وابسته به زلزله‌ها؛ یعنی گل‌روانی یا تیکسوتروپی و نقش آن در خسارت زلزله مورد بررسی قرار گرفته است. سونامی یکی دیگر از بزرگ‌ترین پدیده‌هایی است که به وسیله‌ی زمین لرزه به وجود می‌آید. این پدیده به طور مفصل، همراه با معرفی بزرگ‌ترین حوادث جهانی سونامی، توضیح داده شده است. سپس پیش‌بینی سونامی در منطقه اقیانوس آرام مورد بررسی قرار می‌گیرد. فصل یازدهم بر آتشفشان‌ها، انواع آتشفشان‌ها و پدیده‌های مخاطره‌آمیز وابسته به آن از قبیل جریان گدازه، ابرهای تفر، جریان آذر آوری و امواج آتشفشانی، گازهای سمی و باران‌های اسیدی، جریان لاهار و سیلاب یخچالی، تأکید دارد. سپس حوادث بزرگ *سانتورینی*^۱ (حدود ۱۴۷۰ پیش از میلاد)، *وزوویوس*^۲ (۷۹ میلادی)، *کراکاتوا*^۳ (۱۸۸۳)، *کوه پله*^۴ (۱۹۰۲) و *کوه سنت هلن* (۱۹۸۰) به طور مفصل توضیح داده شده‌اند. بخش مخاطرات زمین‌شناختی با فصل ۱۲ و با بررسی جامع ناپایداری زمین به پایان می‌رسد. این فصل با توضیح مکانیسم‌های خاک از قبیل مفاهیم تنش و کشش، اصطکاک و چسبندگی، استحکام برشی خاک، تنش خنثی و فشار آب روزانه‌ای، کشسانی و شکل‌پذیری خاک آغاز می‌شود. سپس ناپایداری زمین طبقه‌بندی می‌شود و تحت عنوان کشش خاک، خزش و سولی فلوکسیون، جریان گل و واریزه، زمین لغزه و ریزش، ریزش سنگ، سقوط بهمن یا بهمن واریزه و جریان‌های ایجاد شده به وسیله هوا توضیح داده می‌شوند. بسیاری از مخاطرات بر اساس شدت و تأثیراتشان به عنوان حوادث متوسط رتبه‌بندی می‌شوند. برای مثال: توسعه یا کشش خاک‌ها با این که باعث مرگ کسی نمی‌شوند، ولی به خاطر فراگیریشان به عنوان یکی از پر هزینه‌ترین مخاطرات دراز مدت رتبه‌بندی می‌شوند. برای هر یک از مقوله‌ها، نوع ناپایداری زمین به طور مفصل با توصیفی از حوادث بزرگ توضیح داده شده‌اند. این فصل با معرفی خلاصه‌ای از دلایل طبیعی ناپایداری زمین پایان می‌پذیرد.

چون تأکید فصل‌های قبلی بیشتر بر مکانیسم‌های فیزیکی مخاطرات بوده است، کتاب حاضر در فصل ۱۳ با بحثی در مورد تأثیرات اجتماعی بسیاری از این پدیده‌ها پایان می‌یابد. در این فصل تأکید بر شیوه‌های نگرش مخاطرات از دید جوامع و فرهنگ‌های مختلف است. این فصل همچنین با توصیفی مفصل از واکنش‌های قبل، همزمان و بعد از حوادث دنبال می‌شود. تا آنجایی که امکان دارد ویژگی واکنش‌ها در هر یک از موضوعات با استفاده از مثال‌هایی توضیح داده شده‌اند. این امر نشان می‌دهد که افراد و گروه‌ها هر کدام روش متفاوتی برای رویارویی یا واکنش نسبت به بلایا دارند. فصل مذکور با تأکید بر تأثیرات فیزیولوژیکی یک حادثه بر روی قربانیان، بازماندگان و جامعه به پایان می‌رسد.

1- Santorini
2- Vesuvius
3- Krakatau
4- Mt Pelée

مأخذ و منابعی برای مطالعه بیشتر

- Balling, R.C. and Cerveny, R.S. 2003. Compilation and discussion of trends in severe storms in the United States: Popular perception v. climate reality. *Natural Hazards* 29: 103–112.
- Blong, R.J. 1982. *The Time of Darkness, Local Legends and Volcanic Reality in Papua New Guinea*. Australian National University Press, Canberra.
- Bryant, E.A. 2001. *Tsunami: The Underrated Hazard*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Changnon, S.A. and Hewings, G.J.D. 2001. Losses from weather extremes in the United States. *Natural Hazards Review* 2: 113–123.
- CRED 2002. *EM-DAT: The OFDA/CRED International Disasters Data Base*. Center for Research on the Epidemiology of Disasters, Université Catholique de Louvain, Brussels, <<http://www.em-dat.net/>>
- Day, M.S. 1984. *The Many Meanings of Myth*. Lanham, NY. High Plains Regional Climate Center 2003. *Annual average number of strong-violent (F2–F5) tornadoes 1950–1995*. University of Nebraska, Lincoln, <http://www.hprcc.unl.edu/nebraska/USTOR/NADOMAPS.html>
- Holmes, A. 1965. *Principles of Physical Geology*. Nelson, London.
- Huggett, R. 1997. *Catastrophism: Asteroids, Comets and Other Dynamic Events in Earth History*. Verso, London.
- Intergovernmental Oceanographic Commission 2003. On-line Pacific..., Atlantic..., and Mediterranean Tsunami Catalog.
- Tsunami Laboratory, Institute of Computational Mathematics and Mathematical Geophysics, Siberian Division, Russian
- Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia, <<http://omzg.sscs.ru/tsulab/>>
- Middleton, N. 1995. *The Global Casino*. Edward Arnold, London.
- Milne, A. 1986. *Floodshock: the Drowning of Planet Earth*. Sutton, Gloucester.
- Myles, D. 1985. *The Great Waves*. McGraw-Hill, NY.
- Sidle, R.C., Taylor, D., Lu, X.X., Adger, W.N., Lowe, D.J., de Lange, W.P., Newnham, R.M. and Dodson, J.R. 2003. Interaction of natural hazards and society in Austral-Asia: evidence in past and recent records. *Quaternary International* 118–119: 181–203.
- Susman, P., O’Keefe, P. and Wisner, B. 1983. Global disasters, a radical interpretation. In Hewitt, K. (ed.) *Interpretations of Calamity*. Allen and Unwin, Sydney, pp. 263–283.
- Watts, M. 1983. On the poverty of theory: natural hazards research in context. In Hewitt, K. (ed.) *Interpretations of Calamity*. Allen and Unwin, Sydney, pp. 231–261.

بخش اول: مخاطرات اقلیمی

فصل دوم: مکانیسم‌های تغییرپذیری اقلیم

مقدمه

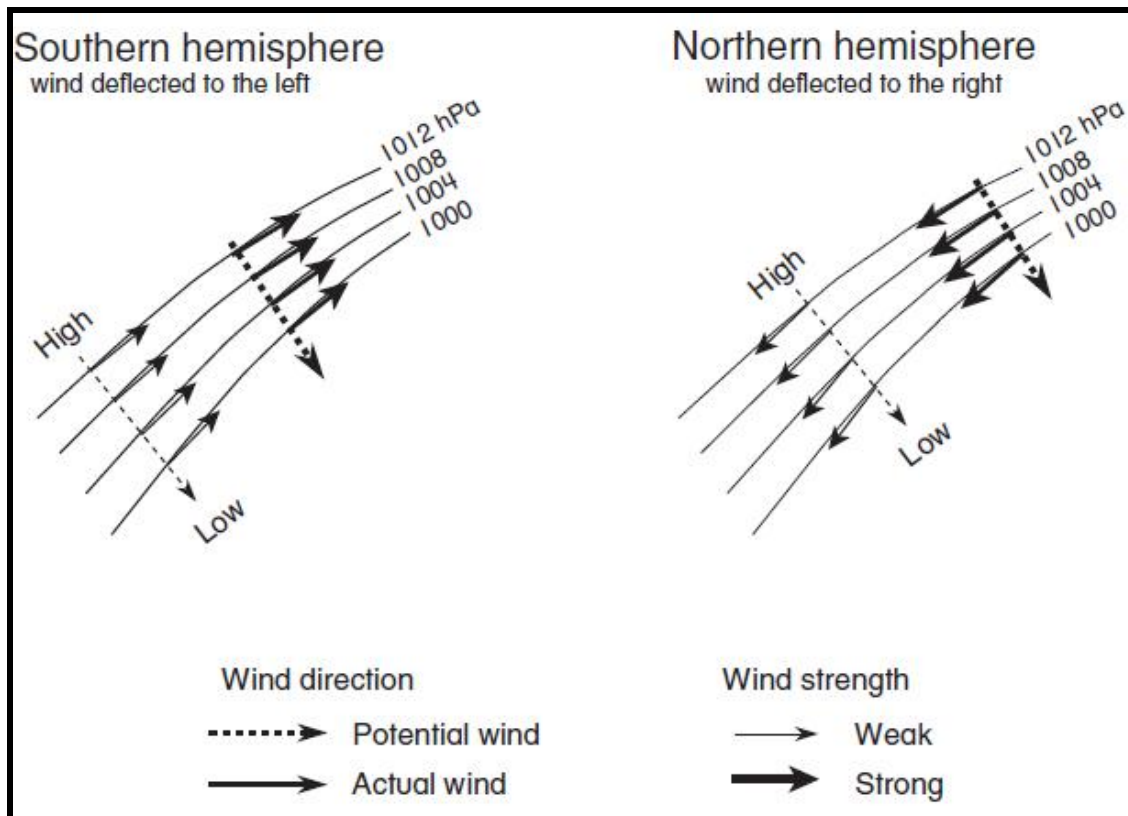
مخاطرات اقلیمی ناشی از فرایندهایی هستند که به علت تفاوت گرمایی و سرمایی، هوا را در سراسر سطح زمین به گردش در می‌آورند. بررسی این فرایندها بر گرمایش مناطق حاره‌ای و نقش حرکات توده‌های هوای سرد از نواحی قطبی در نتیجه‌ی کاهش انرژی تابشی خورشیدی در نواحی قطبی، تأکید دارند. نوسانات در شدت وزش و گسترش هوای سرد به خارج نواحی قطبی یا گرمایش در مناطق استوایی و محل تلاقی بین این توده‌های هوایی سرد و گرم، فاکتورهای خیلی مهمی در میزان قدرت، فراوانی و محل رخداد سیستم‌های طوفانی عرض‌های میانی هستند. باید در نظر داشت که بیشتر این حالت‌ها به وسیله فاکتورهای درونی سیستم زمین-اتمسفر و همچنین تغییر چرخه‌های ژئومغناطیسی ۱۱ ساله مرتبط با فعالیت خورشیدی و کشند قمری با چرخه ۱۸/۶ ساله تعیین می‌شوند. فصل دوم این فرایندها و مکانیسم‌ها را مورد بررسی قرار می‌دهد. در فصل بعدی واکنش‌های مراکز فعالیت طوفان‌ها، مورد بررسی قرار خواهند گرفت.

مدل‌های گردش عمومی و تغییرات جوی

(بریسون و مورای، ۱۹۷۷؛ لمب، ۱۹۸۲)^۱

چگونگی حرکت هوا

فشار جوی، سنگینی هوای روی یک منطقه از سطح زمین را نشان می‌دهد. وقتی وزن یا بار هوا بر روی یک منطقه بیشتر از فشار هوا در منطقه مجاور باشد، این منطقه پرفشار نامیده می‌شود، وقتی بار هوا یا فشار هوا کم باشد کم‌فشار نامیده می‌شود. همچنین با استفاده از خطوط هم‌فشار، می‌توان نقاطی دارای فشار یکسان در سطح زمین را با خطوط تراز نشان داد. عموماً خطوط تراز بر روی نقشه‌های آب و هوایی به فاصله‌ی ۴ هکتوپاسکال یا میلی بار نشان داده می‌شوند. میانگین فشار برای کره زمین ۱۰۱۳/۶ هکتوپاسکال است. باد فقط به وسیله‌ی حرکت هوا از نقطه پرفشار به نقطه کم‌فشار ایجاد می‌شود، زیرا به سبب تفاوت در چگالی هوا (شکل ۲-۱)، شیو فشار به وجود می‌آید، هرچه شیو فشار بیشتر باشد، باد شدیدتر می‌شود.



شکل ۱-۲- جابه‌جایی باد در ارتباط با خطوط هم فشار با یا بدون در نظر گرفتن نیروی کوریولیس (یعنی به صورت بالقوه و بالفعل).

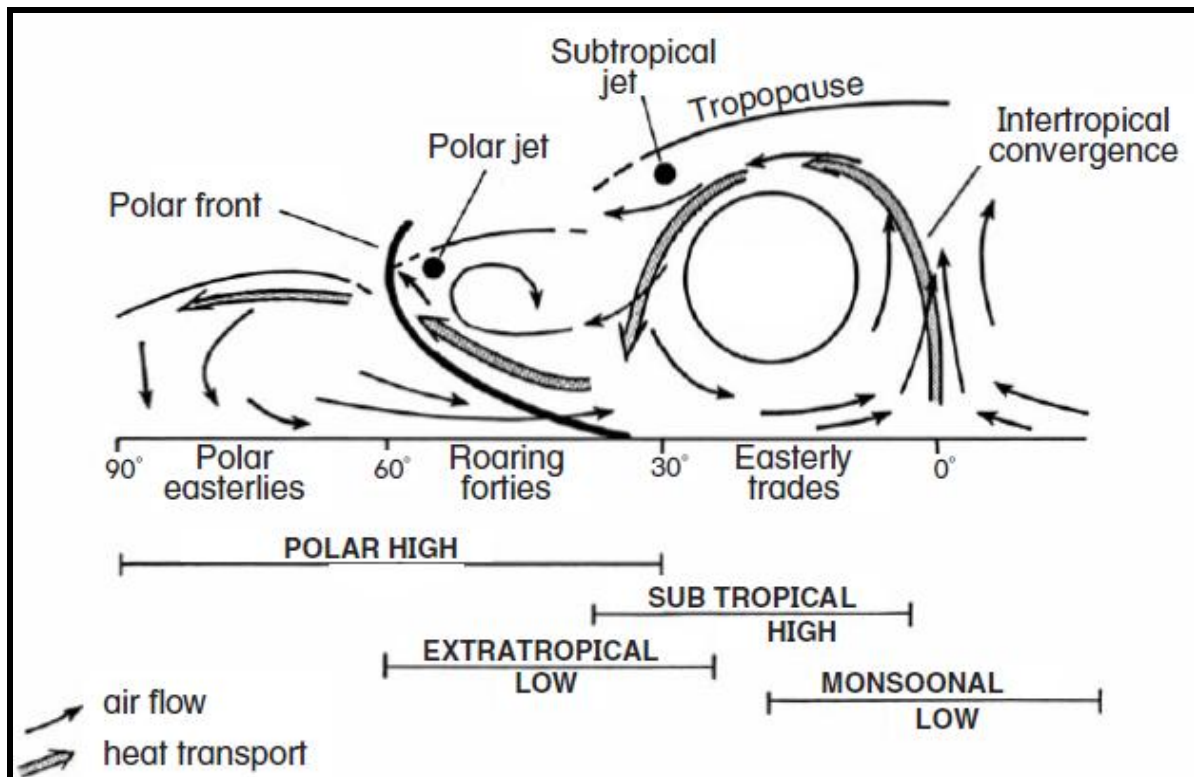
این فرایند به صورت گرافیکی بر روی نقشه‌های هوا به وسیله فاصله نسبتاً نزدیک خطوط هم‌فشار نشان داده می‌شود. در واقع جریان هوا در راستای شیو فشار نمی‌باشد، بلکه به خاطر نیروی کوریولیس به صورت موازی با خطوط هم فشار در سطح زمین می‌وزد (شکل ۱-۲). این نیرو به خاطر چرخش زمین به وجود می‌آید و از این رو موضوعی فریبنده است. برای مثال: فرض کنید که یک نفر بدون حرکت در قطب ایستاده است، از نظر یک ناظر در کره ماه، چنین به نظر می‌رسد که وی هر ۲۴ ساعت مطابق با چرخش وضعی زمین یک دور کامل اطراف دایره‌ای می‌چرخد. این در حالی است که اگر فردی بدون حرکت روی استوا بایستد چنین به نظر می‌رسد با جهت مشابه، اطراف چیزی نمی‌چرخد. به سبب نیروی کوریولیس بادهای در نیمکره شمالی به سمت راست و در نیمکره جنوبی به سمت چپ منحرف می‌شوند. نیروی کوریولیس از نظر ریاضیات می‌تواند به شکل رابطه زیر بیان شود.

$$\text{رابطه ۱-۲} \quad 2 \omega \sin \phi v = \text{نیروی کوریولیس}$$

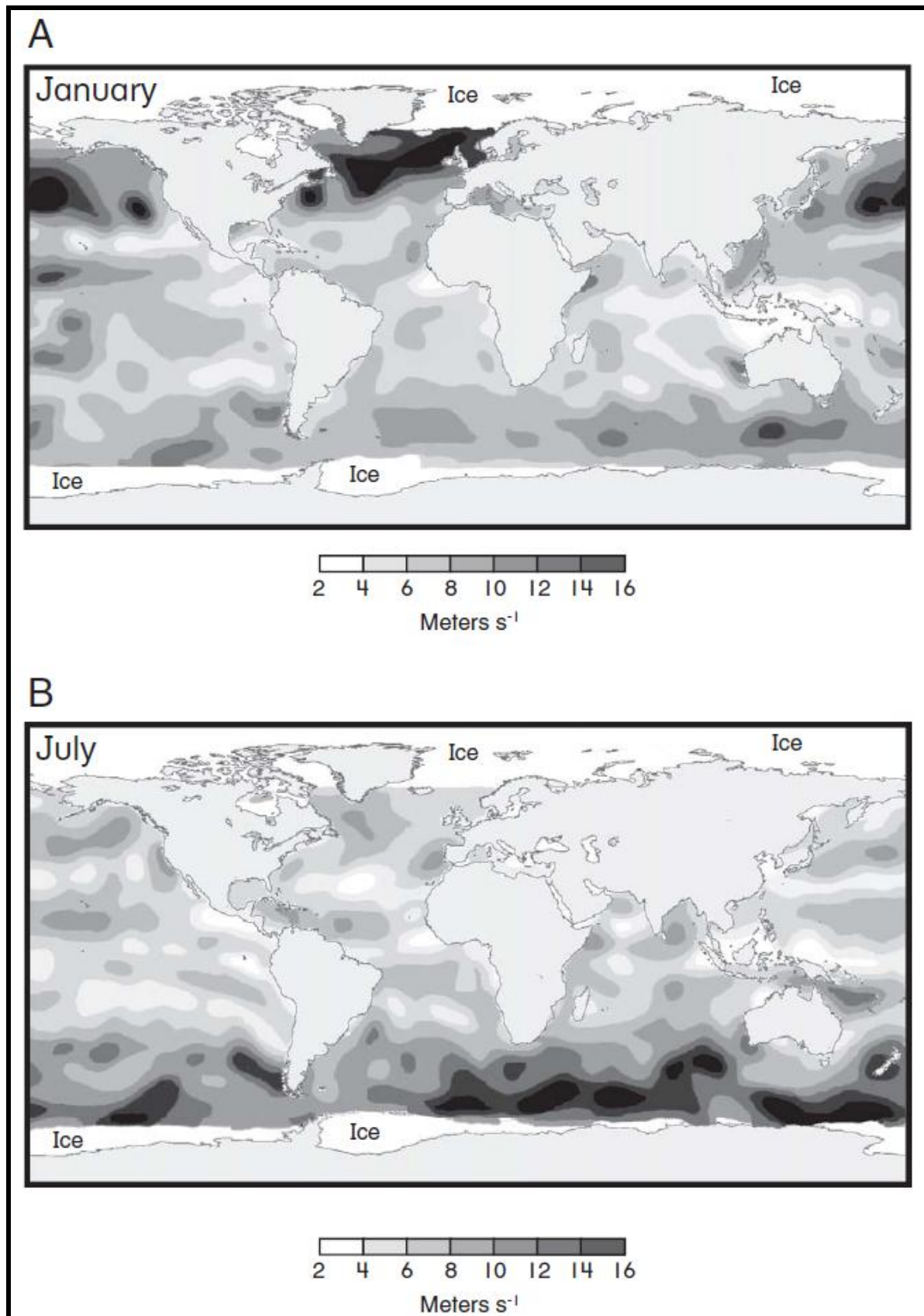
در اینجا ω برابر با میزان چرخش زمین، $\sin \phi$ برابر با عرض جغرافیایی و v برابر با سرعت باد است. واضح است که هرچه شیو فشار بیشتر باشد، باد شدیدتر می‌شود و بیشتر انحراف می‌یابد. این انحراف باد باعث به وجود آمدن یک تاوایی می‌گردد. همچنین هرچه باد شدیدتر باشد منجر به کوچک‌تر و شدیدتر شدن تاوایی می‌شود. تاوایی‌های خیلی شدید به عنوان هاریکان‌ها، تیفون‌ها، سیکلون‌ها و تورنادوها، شناخته می‌شوند. نیروی کوریولیس متناسب با عرض جغرافیایی و سرعت باد، در سراسر سطح زمین تغییر می‌کند. نیروی کوریولیس در خط استوا صفر ($\sin 0^\circ = 0$) و در قطب حداکثر نیرو ($\sin 90^\circ = 1$) است. خط استوا یک مانع در جابه‌جایی طوفان‌ها در بین نیمکره است، چون گردبادها در هر نیمکره در جهت عکس می‌چرخند. برای مثال: سیکلون‌های حاره‌ای نمی‌توانند از خط استوا عبور کنند، چون آنها در نیمکره شمالی در جهت عکس عقربه‌های ساعت و در نیمکره جنوبی در جهت عقربه‌های ساعت می‌چرخند.

مدل پالمن - نیوتن از چرخش کره زمین

لازمه‌ی شکل‌گیری و گسترش یک چرخند حرکت بالا رونده هوا است و در این بین باید ۱۰ درصد از کل هوایی که جابه‌جا می‌شود به طور عمودی حرکت کند. هنگامی که هوا بالا می‌رود به خاطر نیروی کوریولیس مارپیچی صعود می‌کند و هوای مجاور در سطح را به سوی خود می‌کشد. اگر هوای صعود کننده، گرم‌تر از هوای مجاور باشد ناپایدار است و اگر گرمای نهان بتواند از طریق چگالش آزاد شود، ناپایداری تشدید می‌شود. هرچه هوا سریع‌تر بالا برود، سرعت بادهای سطحی در حال چرخش در مرکز چرخند بیشتر می‌شود. البته در حالت عکس، هوای پایین رو در سطح زمین به سمت بیرون می‌چرخند. این مفاهیم را نیز می‌توان برای توصیف حرکت هوا در تروپوسفر به کار گرفت. مدل گردش کلی هوا پالمن - نیوتن یکی از چندین مدل دقیق و کامل در این خصوص است (شکل ۲-۲). گرمای شدید خورشید در استوا باعث می‌شود هوا بالا رود و در بالای تروپوسفر به طرف قطب گسترش یابد. هنگامی که این هوا به سمت قطب‌ها حرکت می‌کند از طریق پخش موج بلند، خنک می‌شود و در اطراف مدار ۳۰-۲۰ درجه شمالی و جنوبی از استوای خورشیدی به سمت سطح زمین شروع به پایین آمدن می‌کند و بر روی زمین پرفشار تشکیل می‌دهد. با رسیدن به سطح زمین این هوا یا به طرف قطب حرکت می‌کند یا از طریق یک شبکه چرخش که *سلول هدلی* نام دارد، به استوا بر می‌گردد. به دلیل نیروی کوریولیس، حرکت استوا سوی هوا کمربند بادهای تجارتی یا به سامان شرقی را در دو طرف خط استوا به وجود می‌آورد. هوا با نزدیک شدن به سمت استوای خورشیدی همگرا می‌شود و صعود می‌کند، این منطقه بالاروی منطقه همگرایی میان حاره‌ای نامیده می‌شود. بر روی حاشیه غربی اقیانوس‌ها، بادهای شرقی حاره‌ای بر روی آب‌های گرم منبسط می‌شوند که منجر به همرفت هوا می‌گردد. این همرفتی کم‌فشار و ناپایداری شدیدی را به وجود می‌آورد. در این نواحی، ابتدا چرخندهای شدیدی که سیکلون‌های حاره‌ای نامیده می‌شوند، گسترش می‌یابند. این فرایند در فصل سوم مورد بررسی قرار گرفته است.



شکل ۲-۲- مدل شماتیک پالمن نیوتن از گردش عمومی جو بین قطب و استوا.



شکل ۲-۳- مکان کمربندهای بادهای غربی عرض‌های میانه و بادهای تجارتی شرقی بر اساس اندازه‌گیری‌های ماهواره‌ای TOPEX/POSEIDON (الف) ژانویه ۱۹۹۵، (ب) جولای ۱۹۹۵ (آزمایشگاه پیش‌رانش جت، ۱۹۹۵، a, b).

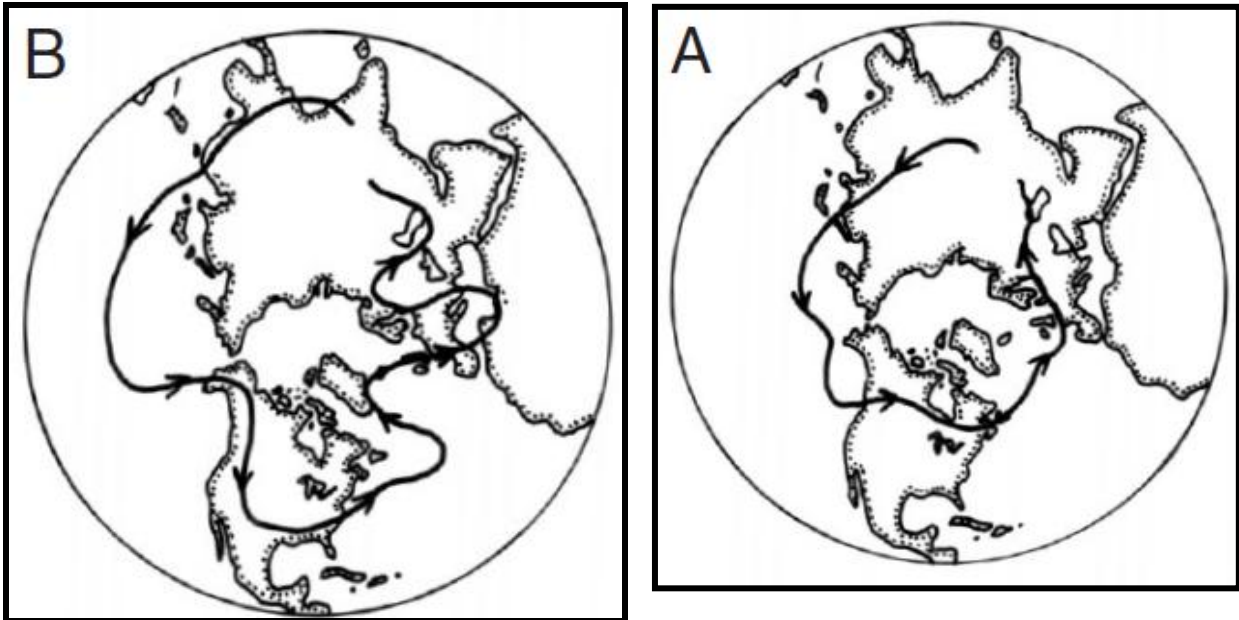
در قطب‌ها، هوا سرد می‌شود و در امتداد سطح زمین به سمت استوا گسترش می‌یابد. جایی که هوای سرد قطبی با هوای نسبتاً گرم جنب حاره در عرض‌های میانه روبرو می‌شود یک جبهه سرد قطبی با بالا روندگی شدید و ناپایداری گسترش می‌یابد. تورنادوها و بادهای غربی شدید می‌توانند در نزدیکی جبهه قطبی بر روی زمین شکل بگیرند در حالی که طوفان‌های فوق حاره‌ای شدید، نزدیک جبهه قطبی به خصوص بر روی پهنه‌های آبی گسترش می‌یابند. در فصل چهارم تورنادوها را توضیح خواهیم داد، ولی طوفان‌های فوق حاره‌ای در فصل بعدی مورد بررسی قرار می‌گیرند. یک کمربند از طوفان‌ها و بادهای شدید - با غلبه بادهای غربی قطب سو از جبهه قطبی - در اطراف عرض ۴۰ درجه هر نیمکره به وجود می‌آید. این بادهای که آنها را به عنوان بادهای چهل‌گانه‌گران می‌شناسند، به ویژه در نیمکره جنوبی بارزترند، جایی که موانع زمینی به خصوص رشته کوه‌های بزرگ، بر سر راه وزش این بادهای وجود ندارد. نقشه بادهای جهانی، این جنبه از مدل **پالمن - نیوتن** را تأیید می‌کند (شکل ۲-۳).

مدل **پالمن - نیوتن** دو نقطه ضعف دارد: اول اینکه محل مراکز فشار در این مدل، بر اساس میانگین‌های بلند مدت است. دوم، به دلیل وضعیت‌های میانگین، موقعیت مراکز ثابت هستند، در صورتی که جو زمین خیلی پویا و متغیر است. علاوه بر این مفهوم گردشی هدلی، بیش از اندازه ساده است. در حقیقت صعود هوا در مناطق استوایی یکنواخت نیست و تقریباً به طور مشخصی به فرایکته‌های باریک درون طوفان‌های تندری، محدود می‌شود. در عرض‌های بالاتر، گردش‌های بزرگ مقیاس به وسیله چرخه‌های کوچک، مختل می‌گردند. در واقع فاکتورهای دیگری نیز وجود دارد که بادهای را کنترل می‌کنند. برای مثال: بر روی پهنه‌های یخ‌گرینلند یا جنوبگان، افزایش سرمایش انعکاسی، چاله‌های بزرگی از هوای سرد را به وجود می‌آورد، که می‌تواند در سراسری‌ها و کشش ناشی از جاذبه سرعت حرکت هوا را به خاطر ضریب پایین اصطکاک یخ، افزایش دهد. دیگر مدل‌هایی که برخی از این محدودیت‌ها را رفع می‌کنند در قسمت‌های بعدی ارائه خواهند شد.

تغییر در مسیر جت بادهای

بادهای شدیدی در اتمسفر بالایی، نزدیک به مرز تروپوپاز وجود دارد (شکل ۲-۲). عمده‌ترین این بادهای جت باد قطبی است که در سمت استوایی جبهه قطبی قرار دارد. این جریان جت باد شامل یک منطقه از بادهای شدیدی است که بیشتر از یک کیلومتر عمق و ۱۰۰ کیلومتر پهنا دارند و در جهت باد در یک فاصله ۱۰۰۰ کیلومتری می‌وزند. سرعت باد می‌تواند به فراتر از ۲۵۰ کیلومتر در ساعت برسد. جت باد قطبی در نیمکره شمالی خیلی بارز و پیوسته است. در اینجا این جریان بر روی فلات تبت شکل می‌گیرد، جایی که مرتبط با شروع و مرگ بادهای موسمی اقیانوس هند است. جریان جت باد بر روی ژاپن به سمت شمال شروع به پیچ خوردن می‌کند و در برخورد با رشته کوه‌های **راکی** به شمال منحرف می‌شود. سپس این جریان به سمت جنوب تاب بر می‌دارد و در سراسر دشت‌های بزرگ ایالات متحده با جهت شمال - شرق سو (موازی با رشته کوه‌های **آپالاش**) جریان و در ساحل **نیوفونلند** از آمریکای شمالی خارج می‌شود و بر روی ایسلند پراکنده می‌گردد. هر دوی فلات تبت و رشته کوه‌های راکی در نیمکره شمالی یک تأثیر شدید کننده در الگوهای امواج ایجاد می‌کنند و سلول‌های پرفشار را بر روی سبیری و آمریکای شمالی و سلول کم‌فشار روی اقیانوس آرام را محدود می‌سازند. اندازه گیری فشار جوی در امتداد ۶۰ درجه شمالی، موازی با عرض جغرافیایی این سلول‌ها، یک موج نسبتاً پایدار سیاره‌ای یا امواج **رُزبای** را نشان می‌دهد.

در نیمکره شمالی، جت باد سه‌الی چهار موج رُزبای را شکل می‌دهد که در سراسر عرض ۵ الی ۱۰ درجه اطراف زمین گسترده شده‌اند (شکل ۴-۲). امواج رُزبای در مقایسه با چرخش زمین، چند صد کیلومتر در ساعت سریع‌تر حرکت می‌کنند و از این رو به نظر می‌رسد از غرب به شرق انتقال می‌یابند. هرگونه آشفستگی یا اختلال در موج رُزبای، منجر به تغییر در راستای انتشار باد می‌شود، به طوری که یک تغییر در هوای آمریکای شمالی چند روز بعد در اروپا رخ می‌دهد. این جنبه، باعث رخداد هماهنگ وقایع هوای شدید در سراسر نیمکره شمالی می‌شود. چون تأخیر زمانی در رسیدن تغییرات مسیر وزش امواج رُزبای از آمریکا به اروپا وجود دارد، پیش‌بینی کنندگان می‌توانند پیش‌پیش وقوع حوادث شدید در اروپا را پیش‌بینی کنند.



شکل ۲-۴- مسیر جریان جت در نیمکره شمالی که الگوهای مشابه موج رزبای را به نمایش می‌گذارد، الف) برای تابستان، ب) برای زمستان شدید (بریسون و موری ۱۹۷۷، با اجازه از انتشارات دانشگاه ویسکانسین).

در برخی زمستان‌ها، امواج رزبای دست‌خوش تغییر می‌شوند و بیشتر از حد نرمال به شمال و جنوب پیچ می‌خورند و یا انحراف می‌یابند. برخی پژوهشگران معتقدند که ایجاد تغییر در این چرخش نه تنها دلیل خشک‌سالی کوتاه مدت (یا ترسالی) است، بلکه دلیل تغییرات اقلیمی نیمه پایدار منطقه‌ای که از چین تا اروپا کشیده شده نیز است. گاهی اوقات پیچش‌ها یا حلقه‌ها آنقدر شدیدند که جت باد حداقل تداوم مسیری را پیدا می‌کند و پس از آن جریان‌ها مداری می‌شوند (موازی با مدارات می‌وزند) و حلقه‌ها را قطع می‌کنند. در این حالت سلول‌های کم‌فشار و پرفشار روزها یا هفته‌ها می‌توانند در محلی باقی بمانند و قادر به جابه‌جایی به شرق به وسیله بادهای غربی غالب نیستند. سلول‌های پرفشار به طور خاصی در این فرایند آسیب‌پذیر هستند و پرفشار مانع را ایجاد می‌کنند. پرفشارهای مانع نسبت به آنچه به طور معمول انتظار می‌رود، فروبراهای جبهه‌ای را به عرض‌های بالاتر و پایین‌تری منحرف و هواهای حدی را ایجاد می‌کنند. سدکنندگی یا بلوکه کردن مهم‌ترین ویژگی فصل زمستان بخصوص در نیمکره شمالی است. این فرایند همچنین به طور غیر طبیعی بر روی دریاها گرم و بر روی سمت غرب اقیانوس‌ها رخ می‌دهد.

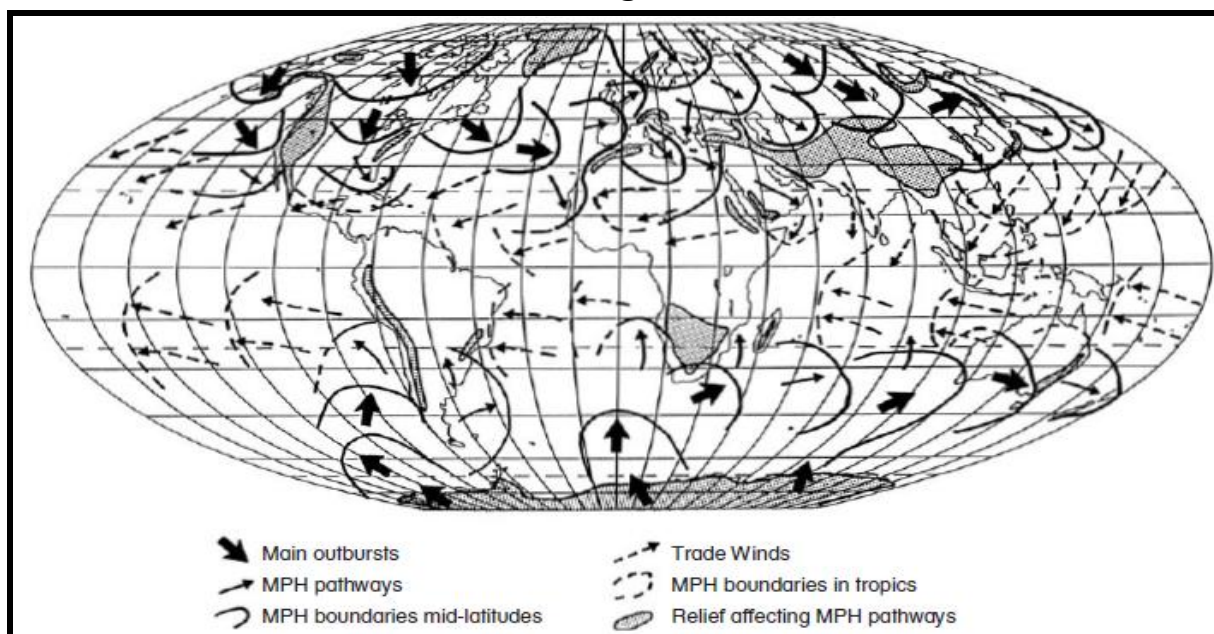
گسترش بادهای غربی ناشی از افزایش چرخندگی امواج رزبای، می‌تواند عامل کاهش اخیر باران‌های موسمی باشد که این پدیده در سال ۱۹۷۰ منجر به خشک‌سالی در منطقه ساحل آفریقا شد. در منطقه صحرای آفریقا، باران معمولاً در اثر همگرایی میان حاره‌ای فرود می‌آید که به طور فصلی به سمت شمال حرکت می‌کند. اگر بادهای غربی گسترش بیابند، آن وقت این حرکت همگرایی میان حاره‌ای سد می‌شود و حالت‌های خشک‌سالی رواج پیدا می‌کند. همچنین خشک‌سالی در بریتانیا نیز می‌تواند نتیجه‌ی جابه‌جایی شمال سوی جت باد و فروبراهای جبهه قطبی باشد که به جای وزش در سراسر اسکاتلند و نروژ به سمت شمالگان تغییر جهت می‌دهند. این جابه‌جایی بریتانیا را تحت تأثیر گسترش سیستم پرفشار آزور که سیستم پایدار و کاهنده بارش است، قرار می‌دهد. سد شدن این سیستم پرفشار منجر به خشک‌سالی چند ماهه می‌شود. پرفشارهای مانع در ساحل کالیفرنیا دلیل خشک‌سالی ۱۹۹۷ در ایالات متحده بوده است، همچنین پرفشارهایی بر روی شرق استرالیا منجر به وقوع برخی از بدترین خشک‌سالی‌ها در تاریخ این قاره شده‌اند. واکنش اجتماعی نسبت به این نوع از خشک‌سالی‌ها در فصل ۵ مورد بررسی قرار گرفته است.

پرفشارهای قطبی سیار

(لروکس، ۱۹۹۸، ۱۹۹۳؛ برایانت، ۱۹۹۷)^۱

گردش بادهای موسمی که در بالا توضیح داده شدند، متناسب با مدل گردش کلی پالمن- نیوتن نیستند. در حقیقت موقعیت سلول‌های هدلی و ویژگی‌های نیمه پایداری مثل کم‌فشار ایسلند یا کم‌فشار آلتوسین، بر اساس داده‌های ساختگی و آماری هستند. کم‌فشار ایسلندی که فقط بر روی ایسلند قفل شده باشد، وجود ندارد، همچنین بادهای به سامان یا تجارتی پایدار و یا بادهای شرقی قطبی مطلق وجود ندارند. همچنان که شکل‌گیری و از بین رفتن سلول‌های فشار نشان می‌دهند گردش هوا در سراسر سطح کره زمین کاملاً پویا است. در حقیقت کم‌فشار ایسلندی ممکن است به عنوان یک واحد یا سلول شدید کم‌فشار برای چندین روز متوالی وجود داشته باشد ولی در ادامه در جریان بادهای غربی به سمت شرق و اروپا حرکت می‌کند. تغییر اقلیمی در مدل پالمن- نیوتن به حرکت، جابه‌جایی و تغییر در بزرگی فعالیت این مراکز اشاره دارد. برای مثال: کاهش و یا ضعیف شدن کم‌فشار ایسلندی، این مفهوم را می‌رساند که گردش زمستان زیاد شدید نیست، در صورتی که گسترش سلول‌های هدلی به سمت عرض‌های بالاتر نشان می‌دهد که عرض‌های میانه از خشک‌سالی‌ها متأثر می‌شوند.

همچنین مشکلاتی در ارتباط با اصطلاحات یا واژگان فنی مدل پالمن- نیوتن وجود دارد، این واژگان مبنای تاریخی دارند. کم‌فشار، سیکلون برون حاره‌ای یا کم‌فشار قطبی ابتدا به پدیده‌های گرمایشی و بعداً به صعود جبهه‌ای همراه با جبهه قطبی و به آشفتگی‌های هوای بالایی و اخیراً به امواج سیاره‌ای یا امواج ژزبای نسبت داده شده‌اند. فرض بر این است که همراه با جت باد، جبهه قطبی بالا و پایین می‌رود و چرخندزایی در عرض‌های میانی را کنترل می‌کند. لیکن رابطه بین جت باد و جبهه قطبی تقریبی است و ارتباطی واضح و روشن بین جت باد در بالای تروپوسفر و شکل‌گیری کم‌فشارها در عرض‌های میانی به اثبات نرسیده است. در واقع هیچ تئوری به طور کامل شکل‌گیری اولیه کم‌فشارها در عرض‌های میانه را توضیح نداده است. مدل گردشی عمومی پالمن- نیوتن، یک مدل آموزشی خیلی خوب است ولی مدلی ایده‌آل برای توضیح و بررسی دلایل تغییرات آب و هوایی نیست.

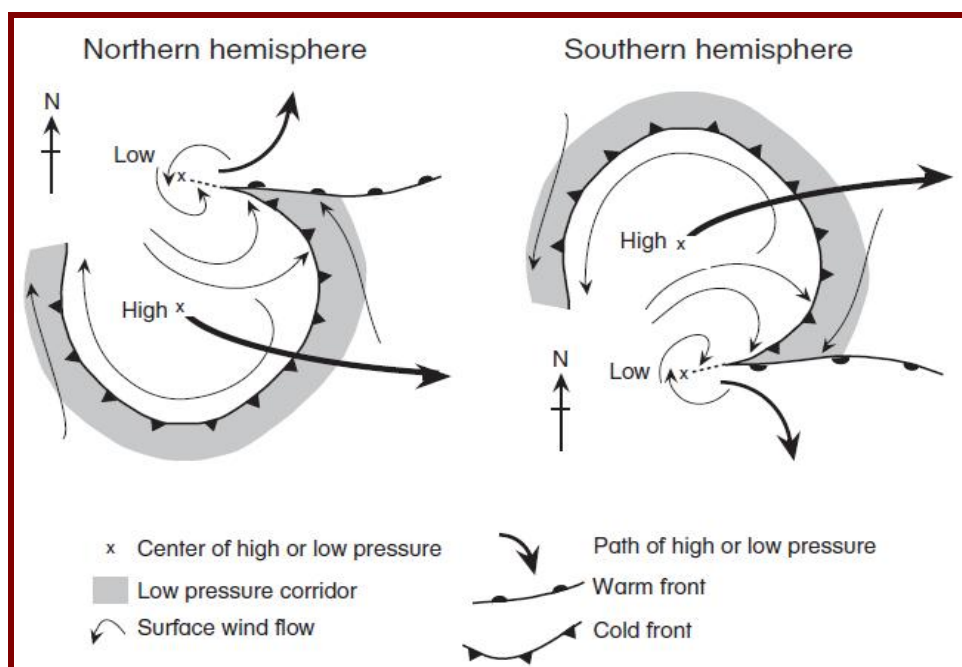


شکل ۲-۵- مسیرهای پرفشارهای قطبی سیار (MPH) و گردش بادهای تجارتی حاصل آنها در مناطق استوایی (بر اساس لروکس، ۱۹۹۳).

به طور معقول در ساده‌ترین شکل، مدل پالمن- نیوتن دارای دو منطقه اصلی است: یکی حرکت روبه بالا یا صعودی هوا در استوا به سبب گرمایش سطح زمین و دیگری نزول هوا در قطب‌ها به خاطر سرمایش شدید ناشی از انعکاس در طول موج

بلند. در استوا، هوای عرض‌های بالایی برای جایگزینی هوای صعود کرده حرکت می‌کند در صورتی که در قطب‌ها هوای نزول کرده به صورت توده سرد متراکم چسبیده به سطح زمین به طرف استوا حرکت می‌کند. حرکت افقی هوا در استوا خیلی کند و ضعیف است ولیکن این حرکت در قطب‌ها شدید و سریع است. امواج قطبی می‌تواند تا ۱۰ درجه‌ای استوا برسند و حتی قسمتی از هوای صعود کرده در این ناحیه می‌تواند متناسب با قدرت و محل اغتشاش‌های قطبی باشد. از این رو اغتشاش‌ها یا فوران هوای سرد در سلول‌های پرفشار قطبی تأثیر عظیمی در کنترل گردش عمومی هوا دارند. هر یک از این فوران‌ها، واقعه‌ای را به وجود می‌آورند که پرفشار قطبی سیار نام دارد. هیچ کمربند پراکنده‌ای از پرفشار یا سلول هدلی در نواحی جنب حاره وجود ندارد. همان گونه که بر روی نقشه‌های همدید مشخص است این سلول‌ها فقط میانگین‌های آماری بلند مدتی از مسیرهای حرکت هوای قطبی به سمت استوا هستند.

گسترش پرفشارهای قطبی سیار در نواحی قطبی ابتدا در مناطق با سرمایش سطحی، نزول هوا و فرا رفت هوای گرم در ارتفاعات بالاتر شروع می‌شود. وقتی هوای سرد به قدر کافی متراکم می‌شود، به طور ناگهانی از قطب‌ها دور می‌شود و یک عدسی با ضخامت ۱۵۰۰ متر از هوای سرد را به وجود می‌آورد. در هر دو نیمکره، پرفشارهای قطبی تمایل دارند از غرب به شرق حرکت کنند. از این رو چرخندگی خود را حفظ می‌کنند. علاوه بر این در نیمکره جنوبی، مسیرهای حرکت و آهنگ حرکت به شکل‌گیری بادهای پایین رو یا **بادهای کاتاباتیک** از روی پهنه یخ جنوبگان نیز کمک می‌کنند (شکل ۲-۵). در نیمکره شمالی مسیر حرکت زبانه‌ها به وسیله توپوگرافی و توده‌های پرفشار قطبی سیار که تمایل رخداد بر روی زمین‌های پست خلیج هودسون، اسکانداویاوی و دریای برینگ را دارند، کنترل می‌شوند (شکل ۲-۵). پراکندگی اقیانوس‌ها و قاره‌ها، همراه با کوه‌های سطح آنها توضیح دهنده این موضوع است که چرا مسیرهای اصلی این سیستم‌های پرفشار همیشه یکسان و یکنواخت هستند. برای نمونه زبانه هوای قطبی بر روی استرالیا همیشه از جنوب غربی وارد این قاره می‌شود و بر روی قاره به سمت استوا پیچ می‌خورد و در داخل کمربند هدلی منحرف و وارد دریای تاسمانی می‌شود. توده‌های پرفشار به ندرت مستقیماً از روی این قاره به سمت شمال حرکت می‌کنند یا از روی دریای تاسمانی به طرف عرض‌های بالا جابه‌جا می‌شوند. در آمریکای شمالی نیز پرفشارهای قطبی سیار، به دلایل مشابه‌ای معمولاً وارد دشت‌های بزرگ در جنوب می‌شوند.



شکل ۲-۶- نمایش شماتیک از ساختار دینامیکی یک پرفشار قطبی سیار و کم‌فشار عرض‌های میانه همراه آن (بر اساس لروکس، ۱۹۹۳).

چون پرفشارهای قطبی سیار^۱ ترکیبی از هوای متراکم هستند، توده‌های هوای کم چگال و گرم‌تر را منحرف و وادار به صعود می‌کنند یا به اطراف می‌رانند. میزان انحراف در مسیری که پرفشار قطبی حرکت می‌کند بسیار بزرگ‌تر و بیشتر است. به این دلیل که پرفشار قطبی یک تاوه پرفشار گسترده لایه لایه را تشکیل می‌دهد بوسیله فروپکه‌ای از یک شاخه سیکلونی یا سلول کم‌فشار (شکل ۲-۶) احاطه می‌گردد. معمولاً سلول پرفشار به وسیله قوسی از جبهه سرد قطبی با یک سلول کم‌فشار چسبیده به لبه جلویی آن، محدود می‌شود. از این رو در نیمکره شمالی زبان‌های انفرادی با هم پوشانی و تداخل مواجه می‌شوند به طوری که چرخندگی کم‌فشار بین دو سیستم پرفشار قرار می‌گیرد. این فرایند یک منطقه ۷ شکل کلاسیک را از سیستم جبهه‌ای که با سیستم‌های کم‌فشار فوق حاره‌ای یا فروبارها همراه است به وجود می‌آورد (شکل ۲-۶). بنابراین سیستم‌های کم‌فشار و جت بادهای غربی فوقانی نتیجه جابه‌جایی و همگرایی پرفشارهای قطبی سیار هستند. شدت سلول کم‌فشار به نیروی سیستم پرفشار قطبی و به قابلیت جابه‌جایی هوای احاطه شده آن بستگی دارد. مناطق پرفشار قطبی شدید، مناطق کم‌فشار عمیقی را تولید می‌کنند و مناطق پرفشار قطبی ضعیف، مناطق کم‌فشار ضعیفی ایجاد می‌کنند. در مفهوم منطقی، یک منطقه کم‌فشار ایسلندی یا کم‌فشار آئوسین عمیق‌تر، به یک سیستم پرفشار سیار قوی‌تر وابسته است. اگر یک سیستم پرفشار قطبی سیار فوق‌العاده سرد باشد، می‌تواند موجب سردی و فرونشینی هوای بالایی شود. این فرایند باعث ایجاد یک منطقه کم‌فشار در بالای مرکز سلول پرفشار می‌شود، که می‌تواند به یک ناوه و بعد از آن به یک سلول که هوای بالایی به داخل آن جریان می‌یابد، گسترش یابد. اگر یک سیستم پرفشار قطبی سیار قدرت حرکتش را از دست بدهد، یک سیستم پرفشار مانع ایجاد می‌شود و سلول کم‌فشار می‌تواند شدیدتر شود و روی سطح زمین انتشار یابد و یک طوفان سطحی را به وجود آورد. این فرایند اغلب در سمت شرقی قاره‌ها، در نزدیکی رشته کوه‌هایی از قبیل **آپالاش** در ایالات متحده و رشته کوه **گریت دایویدینگ** در استرالیا رخ می‌دهد. این طوفان‌ها به طور مفصل در فصل بعد مورد بحث قرار خواهد گرفت.

سیستم‌های پرفشار قطبی سیار با کاهش نیرویشان در نقاط خاصی بر روی اقیانوس‌ها روی هم انباشته یا متراکم می‌شوند. یک پرفشار مانع در اصل یک سیستم پرفشار قطبی ساکن است. بنابراین فشار متوسط هوا در طول زمان دو توده هوای پایدار فرضی؛ یعنی کمربندهای پرفشار حاره‌ای را - که به عنوان سلول هدلی شناخته می‌شوند- در دو طرف استوا ایجاد می‌نماید. سیستم‌های پرفشار قطبی سیار به ویژه در فصل زمستان می‌توانند در نواحی حاره‌ای گسترش بیابند. در اینجا ورود این سامانه منجر به شدیدتر شدن وزش بادهای تجاری شرقی می‌شود. امروزه تا حدودی مشخص شده است که سیستم‌های پرفشار قطبی شدید بادهای موسمی شدیدتری را ایجاد می‌کنند حتی اگر در کمربند حاره‌ای بسیار محدود باشند.

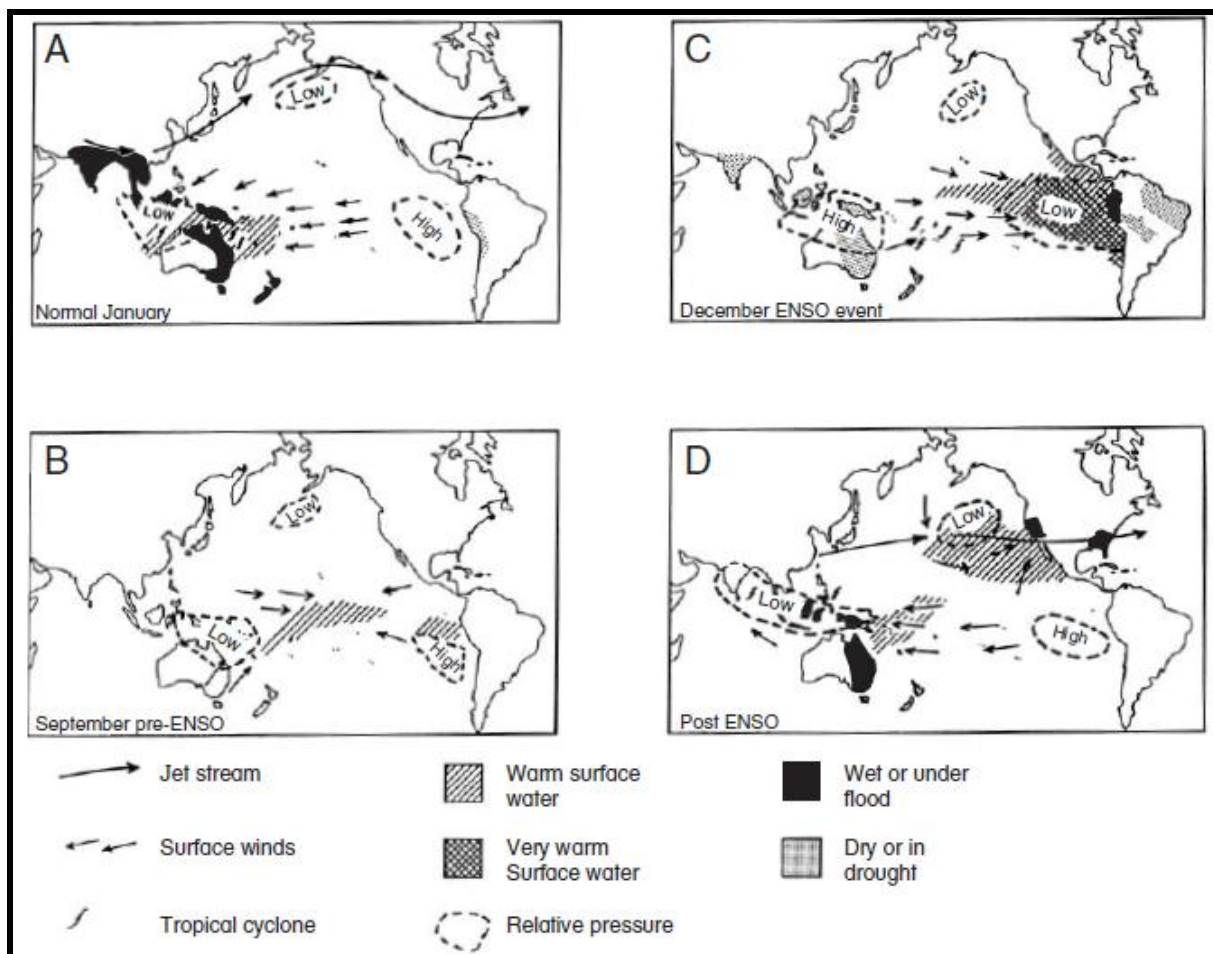
نوسان جنوبی

مقدمه

همان‌طور که در شکل بالا نشان داده شده است، گردش کلی جو زمین در مناطق حاره و جنب حاره را می‌توان به سادگی توضیح داد ولی مفهوم واقعی این پدیده تا حدودی پیچیده است. شدت سیستم‌های پرفشار قطبی سیار در هر نیمکره، به طور سالانه همراه با حرکت ظاهری خورشید به سمت شمال و جنوب استوا تغییر می‌کند. در این ارتباط همچنین تغییر جزئی ولی خیلی مهمی در شدت گرمایی نزدیک به استوا وجود دارد. در تابستان نیمکره شمالی، با آغاز بادهای موسمی هند، گرمایش از مناطق استوایی به سرزمین اصلی هند تغییر مکان می‌دهد. هوا از روی اقیانوس‌ها و توده‌های خشکی مجاور به داخل شبه قاره هند کشیده می‌شود و از طریق حرکت هوای بالایی به داخل آفریقای جنوبی یا مرکز اقیانوس آرام برگشت می‌خورد. در زمستان نیمکره شمالی این کمربند گرمایشی شدید، به اندونزی - دریا‌های شمال قاره استرالیا (شکل ۲A-۷) تغییر مکان می‌دهد و

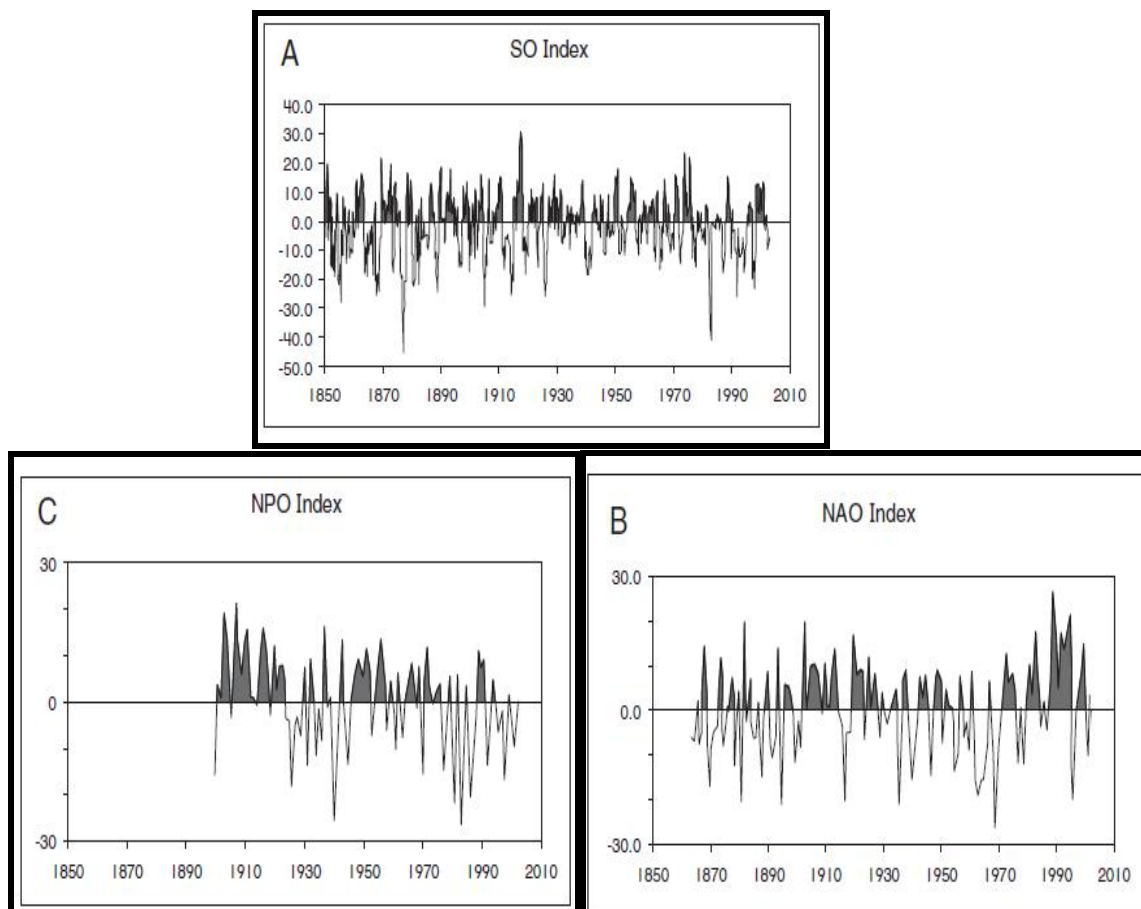
سپس با صعود هوا به تروپوسفر بالایی به شرق اقیانوس آرام حرکت می‌کند. همرفتی آنقدر شدید و زیاد است که جریان‌های هوای صعود کننده یا بالا رونده اساساً از طریق ابر سلول‌های طوفان تندری به داخل استراتوسفر نفوذ می‌کند. این سلول‌های همرفتی را فواره‌های استراتوسفری می‌نامند.

در سراسر سال، سیستم‌های پرفشار قطبی سیار منجر به انباشتگی یا تراکم هوا بر روی اقیانوس استوایی در غرب آمریکای جنوبی می‌شوند. جابه‌جایی فصلی مرکز این پرفشار کمتر از ۵ درجه عرض جغرافیای است. موقعیت پرفشارها به وسیله بازخورد مثبت ثابت می‌گردد. وجود آب سرد در شرق اقیانوس آرام یک سیستم پرفشار به وجود می‌آورد که موجب جریان بادهای شرقی می‌شود؛ این فرایند باعث بالابویی (جریان روبه بالا) آب سرد در امتداد ساحل که هوا را خنک می‌سازد، می‌گردد. در سمت غربی اقیانوس آرام، بادهای شرقی آب گرم را مجتمع می‌کنند، از این رو ناپایداری همرفتی افزایش می‌یابد، این فرایند باعث می‌شود که هوا صعود نموده و کم‌فشار دائمی را ایجاد نماید. بنابراین هوا به طور پیوسته در سراسر اقیانوس آرام مانند بادهای شرقی تجاری از منطقه پرفشار به منطقه کم‌فشار جریان پیدا می‌کند. این گردش در مقایسه با جریان هوای نصف‌النهاری در مدل گردش عمومی پالمن- نیوتن، منطقه‌ای است. وزش بادهای شرقی دائمی بر روی سطح آب‌های گرم در سراسر اقیانوس آرام باعث تجمع آب‌های گرم در غرب اقیانوس آرام در حوضچه‌های گرم (گرمگاه) در دریای فیلیپین می‌شود. تقریباً برای هر ۱ درجه سانتی‌گراد تفاوت دمایی بین غرب اقیانوس و سواحل آمریکای جنوبی ۱ سانتی‌متر به ارتفاع سطح دریا در غرب اقیانوس آرام اضافه می‌شود. معمولاً بیشینه این اختلاف ارتفاع به ۱۳ الی ۲۰ سانتی‌متر می‌رسد.



شکل ۲-۷- نمایشی ایده آل از تکامل و اثرات رویداد ال نینو- نوسان جنوبی.

این سیستم جوی خیلی پایدار است و ماورای چرخه اقلیمی سالانه قرار دارد. پس از آنکه هواشناسی به نام *گیلبرت واکر* این جریان بادهای تجاری شرقی را به طور مفصل در سال‌های ۱۹۲۰-۱۹۳۰ مورد بررسی قرار داد، این جریان چرخش یا *گردش واکر* نامیده شد. بنابر برخی دلایل ناشناخته، این فرایند گرمایی نیمه پایدار هر ۳ الی ۵ سال از شدت کاسته می‌شود و یا به طور کامل فروکش می‌کند (فراوانی متغیر که دلالت بر یک سیستم آشفته‌گی دارد). یک سیستم پرفشار می‌تواند بر روی مناطق اندونزی- استرالیا ساکن شود در حالی که سیستم کم‌فشاری روی آب‌های گرم سواحل آمریکای جنوبی گسترش می‌یابد. در مناطق حاره‌ای، بادهای شرقی فروکش می‌کنند و بادهای غربی جایگزین آنها می‌شوند. در این صورت کمربند بارانی به اقیانوس آرام مرکزی تغییر مسیر می‌دهد و در استرالیا خشک‌سالی جایگزین باران‌های معمولی یا شدید می‌شود. چنین شرایطی منجر به خشک‌سالی جهانی در سال ۱۹۸۲ الی ۱۹۸۳ شد که این خشک‌سالی بر روی اغلب مناطق استرالیا، اندونزی، هند و آفریقای جنوبی، تأثیر گذاشت. چون این سامانه منجر به نوسان می‌شود، نوسان جنوبی^۱ نامیده شد. به طور ساده با کم کردن فشار جوی شهر *داروین* از *تاهیتی*^۲، یک شاخص از شدت نوسان به دست می‌آید که شاخص نوسان جنوبی نامیده می‌شود. سپس این مقادیر با میانگین صفر هکتوپاسکال و انحراف استاندارد ۱۰ نرمال می‌شوند. این شاخص نرمال شده از سال ۱۸۵۱ تا کنون، در شکل ۲-۸ ارائه شده است.



شکل ۲-۸- شاخص‌های از نوسانات فشار جوی در طول زمان. (A) نوسان جنوبی، (B) نوسان آتلانتیک شمالی (از هورل، ۲۰۰۲، a) و (C) نوسان اقیانوس آرام شمالی (از هورل، ۲۰۰۲، b)- شاخص‌ها به میانگین صفر هکتوپاسکال و انحراف معیار ۱۰ نرمال‌سازی شده‌اند- برای توضیح بیشتر بخش‌های مربوطه در متن را ببینید.

هر ساله معمولاً در حدود کریسمس، در امتداد ساحل پرو آب گرم پدیدار می‌شود، این فرایند گرم شدن سالانه، *ال نینو* نامیده می‌شود که کلمه‌ای اسپانیایی و معادل پسر مسیح است. لیکن وقتی گردش واکر زوال می‌یابد این گرمای سالانه به طور مبالغه‌آمیز زیاده‌تر می‌شود و دمای سطح دریا ۶-۴ درجه سانتی‌گراد از حد نرمال بالاتر می‌رود و این فرایند برای چندین ماه ادامه می‌یابد. این میانگین دمایی بالا و گرمایش منطقه‌ای واقعه *ال نینو* نامیده می‌شود. در اوایل دهه ۱۹۶۰ *جاکوب بیرکنس*^۱ اذعان داشت آب‌های گرم‌تر برخی از وقایع *ال نینو* با نوسان جنوبی و حرکت شرق سوی آب گرم از غرب اقیانوس آرام در ارتباط هستند. این حوادث پر وقوع، *ال نینو* - نوسان جنوبی یا به طور خلاصه *انسو* نام گرفتند. حجم بالای آب گرم در امتداد خط ساحلی خشک به طور غیر عادی منجر به بارش‌های شدید، وقوع سیلاب در منطقه بارشی رشته کوه‌های *آند* و خشک‌سالی در جنوب *پرو*، *بولیوی* و شمال شرقی *برزیل* می‌شود. برای مثال در سال‌های ۱۹۸۳-۱۹۸۲ در ناحیه بیابانی ساحل *اکوادور* و *پرو*، سیل‌های ناگهانی، جاده‌ها، پل‌ها و خطوط لوله نفت را از بین بردند. شهرها زیر گل ولای مدفون شدند و دریاچه‌های کم عمقی در بیابان‌ها به وجود آمدند. کشاورزی متکی به آبیاری، ابتدا به وسیله سیل و سپس به وسیله هجوم حشرات که تحت شرایط مرطوب تعدادشان افزایش یافته بود، ویران گردید. آب گرم همچنین ماهی‌های وابسته به تغذیه از پلانکتون‌ها را مجبور می‌کند به اعماق آب بروند و این امر باعث کشتار زیاد ماهیان می‌شود. پرندگان دریایی تولیدکننده کودهای حیوانی که از ماهیان *کولی* تغذیه می‌کردند می‌میرند و در مجموع این امر باعث انقراض ماهی‌های *کولی* و ورشکستگی صنایع کودسازی در *پرو* می‌شود.

این تغییرات اقلیمی گسترده می‌تواند عامل افزایش چندین پدیده جداگانه، مثل مارگزیدگی در *مونتانا*، گزش عنکبوت *فونل وب*^۲ در سیدنی و اسکیزوفرنی در *برزیل* باشد (مورد آخر به سبب کمبود اشعه فرا بنفش به خاطر ابری بودن به وجود می‌آید). به طور قابل توجهی این تغییرات می‌توانند، عواقب اقتصادی و اجتماعی وسیعی از قبیل صدمه یا خسارت به اقتصاد کشورها، فروپاشی حکومت‌ها و مرگ هزاران نفر بر اثر گرسنگی، طوفان‌ها و سیلاب‌ها، داشته باشد.

وقایع *ال نینو* - نوسان جنوبی (*انسو*)

(*فیلیندر*، ۱۹۹۰؛ *گلنتز* و همکاران، ۱۹۹۱؛ *آلن* و همکاران، ۱۹۹۶؛ *گلنتز*، ۱۹۹۶؛ *برایانت*، ۱۹۹۷؛ *کوپر-جانستون*، ۲۰۰۰)^۳

سیستم‌های بازخورد، اقیانوسی - جوی مداری در نیمکره جنوبی به وسیله سه منبع گرمایی حاره‌ای که بر روی آفریقا، آمریکای جنوبی و آب‌های اندونزی - استرالیا واقع شده‌اند، کنترل می‌شوند. مکان آخری که به مراتب شدیدترین نوع از این سه سیستم است، آغازکننده گردش واکر است. ولی این سیستم به طور نسبی ثابت است، با این حال گردش واکر کمتر در یک جا ساکن یا ایستا است، زیرا این سیستم به طور مستقیم بر روی یک توده خشکی تثبیت نشده است. این سیستم تا حد زیادی در طول دوره‌های تغییر موسمی هند، در ماه‌های مارس - آوریل یا آگوست - سپتامبر جابه‌جا می‌شود. شش عامل کلیدی برای زوال گردش واکر ذکر شده است: اول، رشد پهنه یخ دریا در جنوبگان و پوشش برف در آسیای مرکزی. دوم، قدرت گرفتن و استمرار موسمی هند که به شدت به شکل‌گیری آنتی سیکلون گرمایی در هوای بالایی (بین ۱۰۰ و ۳۰۰ هکتوپاسکال) روی فلات تبت متکی است و منجر به شکل‌گیری جت باد فوقانی شرقی بر روی جنوب هند می‌شود. همچنین مشخص شده است که بادهای مداری شرقی ۲۵۰ هکتوپاسکالی بر روی نواحی موسمی هند دو ماه قبل از آغاز ناگهانی وقایع *انسو* فروکش می‌کنند. سوم، به نظر می‌رسد که نوسان جنوبی ترکیبی از نوسان تقریباً دو سالانه ۲/۲۰ سال و یک چرخه ادواری طولانی مشتمل بر یک دوره ۵ ساله است. چهارم، ایجاد تغییرات در حرکت یا عملکرد سیستم‌های پرفشار قطبی سیار در نیمکره جنوبی به وقایع *انسو* مربوط است. گردش شدید واکر به وزش بادهای غربی شدید بین ۳۵ و ۵۵ درجه جنوبی وابسته است. با گسترش کم‌فشار

1- Jacob Bjerknes

2- funnel-web

3- Philander; Glantz et al.; Allan et al.; Glantz; Bryant; Couper-Johnston

حرارتی در بهار نیمکره جنوبی، به نظر این بادهای غربی بر روی پهنه خشکی و دریای اندونزی-استرالیا، قفل می‌شود. به طور معمول اگر گردش مداری پرفشارهای قطبی سیار در منطقه استرالیا با گردش نصف‌النهاری مورب جایگزین شود، باعث می‌گردد در طی گذار تابستان از نیمکره شمالی به نیمکره جنوبی کم‌فشار به طور غیر طبیعی وارد اقیانوس آرام شود. قبل از واقعه انسو سال ۱۹۸۲-۱۹۸۳ وزش بادهای جنوبی و جنوب غربی در سمت شرقی استرالیا و به سمت منطقه همگرایی اقیانوس آرام جنوبی که بیشتر به سمت شرق جابه‌جا شده بود افزایش یافت. وقتی که پرفشارها شدیدتر از قبل بودند، عنصر نصف‌النهاری شدیدتری داشتند، از این رو بیشتر از حد نرمال به طرف جنوب حرکت کردند و بر روی شرق استرالیا ساکن شدند. پنجم، به احتمال زیاد وقایع انسو یک سال بعد از انحراف تاوایی قطب جنوب به سمت منطقه استرالیا و نیوزیلند، به وجود می‌آیند. یک همبستگی مهم بین این خروج مداری، نوسان جنوبی و وقوع همزمان بارندگی بر روی قسمت‌هایی از کشورهای نیمکره جنوبی به اثبات رسیده است. ششم، افزایش شوری آب‌های شمال و جنوب استوا مرتبط با آب‌های گرم، نشانه‌ای از وقوع حادثه انسو در ۱۲ ماه بعد دارد. پایین رفتن این آب سرد شور در اطراف استوا به داخل آب گرم‌تر، کم‌نمک و آب سطحی، موجب شروع رویداد انسو می‌شود. در خاتمه این دلایل ممکن است با هم ارتباطات متقابل داشته باشند. برای مثال: بارش زیاد برف در زمستان در قاره آسیا، قبل از فروکش کردن گردش واکر ممکن است جریان جت باد تابستانی را ضعیف کرده یا کاهش دهد که این فرایند منجر به عدم وقوع موسمی‌ها در هند می‌شود. از طرف دیگر یخ‌زدگی زیاد دریا در جنوبگان ممکن است شکل و مسیر پرفشارهای قطبی سیار را بر روی قاره استرالیا تغییر دهد یا باعث جابه‌جایی تاوایی قطب جنوب شود.

هر آنچه موجب حرکت کم‌فشار به سمت شرق بر روی قاره استرالیا می‌شود، منجر به جریان‌های غربی در کرانه غربی اقیانوس آرام نیز می‌شود. چون هیچ باد شرقی برای نگهداری آب‌های فوق مرتفع در مرز غربی اقیانوس آرام وجود ندارد، آب گرم در امتداد استوا شروع به حرکت به سمت شرق می‌کند (شکل ۲B-۷) به طور معمول لایه دمایی^۱ جداکننده آب گرم سطحی از آب سردتر زیرین در غرب اقیانوس آرام (۲۰۰ متر) نسبت به شرق اقیانوس آرام (۱۰۰ متر) عمیق‌تر است. همچنان که آب گرم به سمت شرق جابه‌جا می‌شود، لایه دمایی در غرب اقیانوس آرام بالا می‌آید. یکی از اولین نشانه‌های حادثه انسو، وجود آب سرد در شمال داروین در استرالیا است. در شرق اقیانوس آرام یک لایه از آب گرم با ضخامت ۵۰ الی ۱۰۰ متر در سطح اقیانوس گسترش می‌یابد و آب سردی را که به طور طبیعی در سطح وجود دارد، به اعماق می‌برد و استقرار سلول پرفشار ساکن را بر روی ساحل آمریکای جنوبی مختل می‌سازد (شکل ۲C-۷). در نتیجه این فرایند لایه دمایی عمیق‌تر می‌شود. همچنان که در غرب اقیانوس آرام بر روی این آب گرم، سیستم کم‌فشار جایگزین سیستم پرفشار می‌شود، بادهای شرقی به کلی فروکش می‌کنند چون در این جا هیچ‌گونه تفاوت فشاری در عرض اقیانوس آرام برای حفظ آنها وجود ندارد. در این وضعیت ممکن است بادهای غربی در استوا شروع به وزیدن کنند. زمانی که تأثیر بادهای تجاری شرقی از بین می‌رود، تأثیر این تغییر آنقدر شدید است که سرعت چرخش زمین تا ۰/۷-۰/۵ میلی ثانیه افزایش می‌یابد.

توسعه سیکلون به موقعیت حوضچه‌های آب گرم وابسته است و همچنان که این حوضچه‌ها به شرق و به سمت **تاهیتی** و **تونگه** حرکت می‌کنند سیکلون‌ها نیز به این سو جابه‌جا می‌شوند. واقعه سال ۱۹۸۲-۱۹۸۳ باعث ویرانی گسترده‌ای در این نواحی شد، در منطقه تونگه چهار سیکلون حاره‌ای به وقوع پیوست که هر کدام از آنها از هر واقعه‌ای در قرن بیستم شدیدتر و بزرگ‌تر بود. مجمع‌الجزایر **تواماتو** در غرب تاهیتی با وقوع پنج سیکلون بین ماه‌های ژانویه و آوریل سال ۱۹۸۳، به کلی نابود شد. از سال ۱۹۰۶ هیچ سیکلونی تا این فاصله از شرق در مناطق حاره‌ای اتفاق نیفتاده بود. در شرایط غیر عادی، زوجی از سیکلون‌های حاره‌ای ممکن است در ماه نوامبر در هر طرف از خط استوا، گسترش بیابد. چون بادهای سیکلون‌های حاره‌ای، در

هر نیمکره بر خلاف همدیگر می‌چرخند، برای تولید بادهای غربی شدید که حرکت رو به شرق آب را تسریع کنند باید در امتداد استوا، سیکلون‌های دوگانه به همدیگر ملحق (شبه همزن تخم مرغ) شوند.

در اوج یک واقعه انسو یک موج کلون در امتداد ساحل شرقی اقیانوس آرام ساکن می‌شود. آب گرم و سطوح بالا آمده‌ی دریا به سمت شمال و جنوب پخش می‌شوند و تا شمال کانادا امتداد می‌یابند. در واقعه‌ی سال ۱۹۸۳-۱۹۸۲ دمای هوا ۱۰ درجه سانتی‌گراد بالاتر از حد نرمال بود و سطح دریا در امتداد خط ساحلی آمریکای جنوبی تا ارتفاع ۶۰ سانتی‌متر و در امتداد ساحل غربی ایالات متحده تا ارتفاع ۳۰-۲۵ سانتی‌متر بالا آمده بود. آزادسازی مقدار زیادی از گرما به وسیله هوای مرطوب در مرکز اقیانوس آرام باعث جت باد غربی در اتمسفر بالایی می‌شود و موقعیت یا محل زمستانی سیستم کم‌فشار آلتوسین به سمت استوا تغییر مسیر می‌دهد (شکل ۲D-۷). بادهای سطحی غربی و جت باد به جای این‌که در اطراف رشته کوه‌های راکی به سمت شمال انحراف یابند، در عرض‌های میانه از روی این قاره عبور می‌کنند. این فرایند می‌تواند به تغییرات برجسته‌ی اقلیمی منجر شود. برای مثال: در واقعه‌ی انسو سال ۱۹۸۳-۱۹۸۲ طوفان‌های ساحلی اثرات مخربی بر روی عمارت‌های مجللی که در امتداد خط ساحلی *مالبو* کالیفرنیا بنا شده بودند، داشتند.

در همان زمان بارندگی‌های مداوم موجب سیلاب‌های گسترده و رانش زمین شد، این طوفان‌ها قدرت ویرانگری زیادی داشتند. چون سطح دریا در امتداد ساحل غربی ایالات متحده از ایالت کالیفرنیا تا ایالت واشنگتن ۲۵ الی ۳۰ سانتیمتر بالا آمده بود. بارش شدید برف بر روی رشته کوه‌های جنوبی راکی به طور بی‌سابقه‌ای منجر به دمای متوسط در امتداد ساحل شرقی آمریکا شد و باعث بارش شدید باران در جنوب ایالات متحده گردید.

در نهایت، با گسترش آب گرم در شمال اقیانوس آرام، گردش هوای شرقی مجدداً در مناطق استوایی ساکن گشت. افت یا نزول لایه دمایی در شرق اقیانوس آرام در طی واقعه انسو باعث گسترش یک موج بزرگ غربی - که موج رُزبای نیز نامیده می‌شود - گردید که در امتداد مرز لایه، به سمت غرب توسعه می‌یابد. انعکاس این موج در مرز غربی اقیانوس آرام پایان می‌یابد، همچنان که این موج در سراسر اقیانوس آرام بر می‌گردد به آرامی لایه دمایی را، تا وضع قبل از انسو بالا می‌برد. لیکن، بازگشت چرخه واکر به طور کامل و یک دفعه اتفاق نمی‌افتد. حال حوضچه‌ی آب گرم همراه با ناپایداری جوی استثنایی به سمت غرب اقیانوس آرام بر می‌گردد و به طور ناگهانی بارش باران شروع می‌شود که به خشک‌سالی‌های آرام غربی خاتمه می‌دهد. در فوریه سال ۱۹۸۳ خشک‌سالی، ابتدا در نیوزیلند و یک ماه بعد در شرق استرالیا با بارش ۲۰۰ الی ۴۰۰ میلی‌متر باران در یک هفته و سپس در طول ۲ الی ۳ ماه بعدی در هند و جنوب آفریقا خشک‌سالی‌ها خاتمه یافتند.

نوسان جنوبی سبب تغییرات اقلیمی شدید و کوتاه مدتی بر روی ۶۰ درصد از کره زمین، اساساً در سراسر نیمکره جنوبی و در آمریکای شمالی می‌شود. هرچند برخی وقایع بر روی اروپا نیز تأثیر می‌گذارند. برای مثال: وقوع ال‌نینو در سال ۱۹۹۸-۱۹۹۷ موجب سیلاب‌های گسترده‌ای در اروپای مرکزی همراه با آفریقای مرکزی، جنوب شرقی قاره آسیا و پرو شد. تأثیرات اقلیمی وقوع یک ال‌نینو خیلی گسترده و زیاد است و تأثیرات آن بر روی شدت مخاطرات اقلیمی و تغییرات اقلیمی کوتاه مدت، بسیار زیاد است. کشورهای آمریکای جنوبی، جنوب پرو، غرب بولیوی، ونزوئلا و شمال شرقی برزیل خیلی تحت تأثیر وقایع انسو قرار دارند. وقوع انسو در سال ۱۹۹۸-۱۹۹۷ تنها یک میلیارد دلار آمریکا به جاده‌ها و پل‌های پرو خسارت وارد کرد. بیشترین اثرات این پدیده بر روی جنوب آفریقا، هند، اندونزی و استرالیا رخ داده است. مثلاً: در کشور اندونزی بیش از ۹۳ درصد از خشک‌سالی‌های موسمی به علت این وقایع هستند و ۷۶ درصد از وقایع انسو منطبق بر کاهش باران‌های موسمی اند. در استرالیا، ۶۸ درصد از وقایع شدید و معتدل انسو باعث وقوع خشک‌سالی‌های بزرگی در شرق این قاره می‌شود. اخیراً نشان داده شده است که وقایع انسو نقش مهمی در خشک‌سالی منطقه ساحل آفریقا، به خصوص در *اتیوپی* و *سودان* دارد.

زمانی که یک حادثه انسو شروع می‌شود، چرخه تغییرات اقلیمی حداقل دو سال به طول می‌انجامد. در گزارش‌های تاریخی،

طولانی‌ترین واقعه انسو ثبت شده از اوایل سال ۱۹۱۱ تا اواسط سال ۱۹۱۵ به طول انجامیده است. هرچند وقایع اخیر تصور دوسالانه بودن وقایع انسو را رد می‌کند. به دنبال وقوع انسو در سال ۱۹۸۳-۱۹۸۲ آب گرمی که در امتداد ساحل غربی آمریکای شمالی به سمت شمال حرکت کرده، به تدریج از شمال اقیانوس آرام عبور می‌کند، یک دهه بعد باعث انحراف جریان کوروشیو می‌شود. بنابراین افزایش غیر عادی دمای سطح اقیانوس آرام شمالی بر روی گردش عمومی سراسر قاره آمریکای شمالی بسیار تأثیر می‌گذارد. کاملاً پذیرفتنی است که خشک‌سالی دشت‌های بزرگ در ایالات متحده که در تابستان ۱۹۸۸ اتفاق افتاد و حتی وقوع سیل در حوضه آبگیر رودخانه‌ی می‌سی‌سی‌پی در تابستان ۱۹۹۳ (به دلیل وقایع انسو سال ۱۹۹۵-۱۹۹۰) واکنش بلند مدت اقلیم آمریکای شمالی به ال نینو ۱۹۸۳-۱۹۸۲ بوده‌اند. آب گرم باقی مانده از واقعه انسو سال ۱۹۸۳-۱۹۸۲ تا سال ۲۰۰۰ در اقیانوس آرام شمالی پا برجا ماند. از این رو تأثیر اقیانوس‌شناختی یک ال نینو بزرگ می‌تواند بیرون از مناطق حاره‌ای تا یک دهه تداوم داشته باشند.

واقعه انسو سال ۱۹۹۵-۱۹۹۰ بیش از حد غیر عادی بود. به نظر می‌رسد که این حادثه دو بار کاهش یافت ولی در آب‌های گرم اقیانوس مرکزی به مدت ۵ سال متوالی ادامه پیدا کرد و سرانجام در جولای سال ۱۹۹۵ در یک فاصله زمانی بی سابقه پایان یافت. تجزیه و تحلیل احتمالات نشان می‌دهد که رخداد یک حادثه‌ی انسو به مدت ۵ سال، تنها هر ۳۰۰۰-۱۵۰۰ سال یک بار به وقوع می‌پیوندد. تغییرات اقلیمی جهانی در مدت این ۵ سال همانند هرگونه تغییرات ناگهانی ثبت شده در گزارش‌های تاریخی وجود دارند. دو مورد از فاجعه‌بارترین سیکلون‌هایی که تا کنون در ایالات متحده به ثبت رسیده‌اند، هاریکان‌های اندرو^۱ در فلوریدا و اینیکی^۲ در هاوایی بوده‌اند که هر دو در آگوست سال ۱۹۹۲ در طی واقعه انسو رخ داده‌اند. هاریکان اندرو غیر عادی بود، زیرا هاریکان‌های اطلس در طول وقایع انسو فروکش می‌کنند. بزرگ‌ترین سیل، حوضه می‌سی‌سی‌پی در سال ۱۹۹۳ به ثبت رسید (دوباره در سال ۱۹۹۵ رخ داد) و این سیل بزرگ‌تر از سیل سال ۱۹۷۳ بوده است. همچنین در سال‌های ۱۹۹۵-۱۹۹۴ سیلاب‌های ویرانگری در اروپای غربی به ثبت رسید. استرالیای شرقی و اندونزی در معرض خشک‌سالی‌های طولانی قرار گرفتند. این حادثه یکی از طولانی‌ترین حادثه‌های ثبت شده است. دماهای سرد همراه با گزارش بارش برف در زمستان ۹۴-۱۹۹۳، به طور شدیدی بر شرق آمریکای شمالی تأثیر گذاشت، ولیکن در نیمه غربی این قاره بالاترین دمای زمستانی ثبت شده است. همچنین بالاترین میزان دمایی و خشک‌سالی ثبت شده در تابستان سال ۱۹۹۴ در ژاپن، پاکستان و اروپا رخ داده است.

تمامی وضعیت‌های اقلیمی حدی (خشن) در سال‌های ۱۹۹۵-۱۹۹۰ منطبق بر شرایط به وجود آورنده حوادث انسو نبوده‌اند. برای مثال: در سال ۱۹۹۴، وقتی که شرق استرالیا خاستگاه بدترین خشک‌سالی‌ها بود، هند با بارش‌های موسمی عادی خود مواجه شد. هنگامی که در سال ۱۹۹۳-۱۹۹۲ بیشتر قسمت‌های نیمه شرقی قاره استرالیا، حتی مناطقی در داخل استرالیا با خشک‌سالی روبرو بودند، یک ناحیه ۱۰۰۰ کیلومتری از جنوب سیدنی در معرض مرطوب‌ترین تابستان ثبت شده قرار داشت. این موضوع سؤال برانگیز است که آیا تمام این واکنش‌های اقلیمی می‌توانند به انسو سال ۱۹۹۵-۱۹۹۰ نسبت داده شوند یا خیر؟ بدون شک این واکنش‌ها در نواحی اتفاق افتادند که انسو با دیگر پدیده‌های اقلیمی ارتباط متقابل دارد. علاوه بر این، وضعیت بی‌سابقه وقایع انسو سال‌های ۱۹۸۳-۱۹۸۲ و ۱۹۹۵-۱۹۹۰ ممکن است به فوران آتشفشان‌های خاصی مرتبط باشند. با وجود این که فوران آتشفشان *ال چی چون* مکزیک در سال ۱۹۸۱ موجب ال نینو سال ۱۹۸۳-۱۹۸۲ نشده است، امکان دارد که شدت این حادثه را افزایش داده باشد. همین طور حادثه ۱۹۹۵-۱۹۹۰ درست همزمان با فوران‌های بزرگ آتشفشانی در کوه *پیناتوبو* فیلیپین و کوه *هودسون* در شیلی هر دو در ۱۹۹۱ و فوران کوه *اسپور* در آلاسکا در ۱۹۹۲ و سرد شدن هوای کره زمین به دنبال آنها به وجود آمد.

1- Andrew

2- Iniki

به نظر می‌رسد حوادث اخیر قرن بیستم استثنا باشند، ولی چنین نیست. اسناد و گزارش‌های تاریخی نشان می‌دهند که وقایع خیلی عظیم انسو هر ۴۰۰ الی ۵۰۰ سال یک‌بار اتفاق می‌افتد. برای مثال حدود ۱۱۰۰ میلادی یک سیل به ارتفاع ۱۸ متر در رودخانه‌های **دره موچه**^۱، پرو رخ می‌دهد که این سیل معابد و کانال‌های آب رسانی ساخته شده تمدن **چیمو** را به کلی از بین می‌برد. در همین مکان بدترین سیلاب قرن بیستم (در سال ۱۹۲۶) تنها به ارتفاع ۸ متر رسید. واقعه دیگر مربوط به آتش سوزی گسترده در حوضه جنگل‌های **ریونگرو**^۲ در آمازون است. لیکن آتش سوزی مشابهی، البته نه با آن گستردگی در سال‌های ۵۰۰، ۱۰۰۰، ۱۲۰۰ و ۱۵۰۰ میلادی رخ داده است. وقایع سال‌های ۵۰۰ و ۱۱۰۰ میلادی در گزارش‌های باستانی از **وراکروز**^۳ و مکزیک ذکر شده‌اند. در وراکروز، حوادث آخر منجر به وقوع سیلی شدند که بیش از یک متر رسوبات بر روی زمین برجای گذاشت. در مقایسه با این واقعه، حادثه سال ۱۹۹۵ که به عنوان یک حادثه خیلی شدید در نظر گرفته می‌شود، تنها منجر به ته‌نشینی ۱۰ الی ۱۵ سانتی متر از رسوبات شد. دیگر حوادث عظیم انسو حدوداً در سال‌های ۴۰۰، ۱۰۰۰، ۱۶۰۰، ۲۴۰۰، ۴۸۰۰، ۵۸۰۰ ق.م در وراکروز به وقوع پیوسته‌اند. در ارتباط با حادثه طولانی انسو ۱۹۹۵-۱۹۹۰ این احتمال وجود دارد که بیش از یک حادثه انسو در این فاصله زمانی رخ داده است. چرخه طولانی مدت انسو اخیر در ۱۹۹۵-۱۹۹۰ ممکن است غیر عادی نباشد ولی در مقیاس‌های زمین‌شناختی، حادثه فوق به عنوان پایان تغییر رژیم مخاطرات اقلیمی ذکر شده است.

حوادث لائینو

حالت استثنایی بازگشت چرخش واکر نیز به عنوان یک پدیده اقلیمی- اقیانوسی شناخته می‌شود. آب سردی که بر روی سواحل آمریکای جنوبی گسترش می‌یابد، می‌تواند به سمت شمال تغییر مسیر دهد و در نوار ۲-۱ درجه‌ای اطراف استوا در اقیانوس آرام مرکزی با آبی که دمای آن ممکن است تا ۲۰ درجه‌ی سانتی‌گراد سرد باشد مخلوط شود. این پدیده لائینو نامیده می‌شود (در زبان اسپانیایی به معنی دختر بچه) و در بین وقایع انسو به بالاترین حد می‌رسد. به نظر می‌رسد حادثه لائینو سال ۱۹۸۸-۱۹۹۰ یکی از شدیدترین حوادث ۴۰ سال اخیر بوده است و به دلیل افزایش بادهای تجاری شرقی در تابستان سال ۱۹۸۸ موجب سیل بی‌سابقه‌ای در نیمکره‌ی شمالی در کشورهای **سودان**، **بنگلادش** و **تایلند** شد. در سودان ریزش بارش سالانه در ۱۵ ساعت، موجب ویرانی ۷۰ درصد از خانه‌های این کشور شد. همچنین سیلاب‌های منطقه‌ای در کشورهای **نیجریه**، **موزامبیک**، آمریکای جنوبی، اندونزی، چین، آمریکای مرکزی و برزیل رخ دادند. ویژگی غیرعادی این حادثه، تأخیر در آغاز باران شدید و سیلاب است. هر دو سیلاب بنگلادش و تایلند در پایان بارش‌های موسمی رخ دادند. همچنین یک سیکلون حاره‌ای خیلی شدید در دسامبر سال ۱۹۸۸ خارج از فصل وقوع سیکلون‌ها، در بنگلادش اتفاق افتاد. حادثه‌ی لائینوی مشابهی در شرق استرالیا موجب ریزش مقدار خیلی زیادی باران همراه با حوادث مربوط به بارش شدید شد که در ۲۵ سال گذشته بی سابقه بوده است. بیش از ۲۵۰ میلی‌متر بارش در ۳۰ آوریل ۱۹۸۸ موجب خسارت قابل توجهی در امتداد جاده ساحلی بین **وُلن گنگ**^۴ و سیدنی شد. لغزش‌های متعدد، آب بردگی قسمت‌هایی از جاده و خط راه آهن نزدیک به آن منجر به خسارت ۱/۵ میلیون دلاری شد که برای بازسازی جاده در امتداد دو کیلومتر از ساحل هزینه شد (شکل ۹-۲). مشکلات لغزش زمین هم‌چنان بعد از ۱۵ ماه مشاهده می‌شدند. در تابستان سال‌های ۱۹۹۰-۱۹۸۹ استرالیا نه تنها شاهد وقوع طوفان‌ها بود، بلکه این کشور همچنین در مقیاس بی‌سابقه‌ای در معرض طغیان رودخانه‌های شرقی قرار گرفت.

1- Moche
2- Rio Negro
3- Veracruz
4- Wollongong



شکل ۲-۹-الف) رویداد لاینو ۱۹۸۸-۱۹۸۷ یکی از قوی‌ترین لاینوها در پایان قرن بیستم بود- بارندگی‌های شدیدی در سراسر شرق استرالیا فرو ریخت- الف) مخروطه افکنه جاده ساحلی بین ولن گانگ و سیدنی بیش از ۲۵۰ میلی متر بارندگی در ۳۰ آوریل ۱۹۸۸ دریافت نمود.



شکل ۲-۹-ب) همان رویداد بارش در شکل الف، موجب وقوع لغزش‌های متعدد و شستشوی‌های شدید که منجر به تخریب جاده و راه آهن اصلی مجاور آن شد- هزینه کلی تعمیر جاده در این مسیر ۲ کیلومتری خط ساحلی به ۱/۵ میلیون دلار استرالیا بالغ گردید. مشکلات لغزش به مدت ۱۵ سال ادامه یافت (عکس‌ها توسط باب وب، مال بیلنیوسکی و چارلز اوون، گروه جاده‌های اصلی نیو ساوت ولز، دفاتر ولن گانگ و بیلامبی).

دریاچه‌ی ایر در طول هر دو سال پرآب شد، در صورتی که این دریاچه در طول قرن گذشته تنها دو بار پرآب شده بود. شهرهایی از قبیل ژمپی، چارلویل (کوئینزلند) و نیگان (نیوسات ولز) به طور کلی از روی نقشه جغرافیایی پاک شدند.

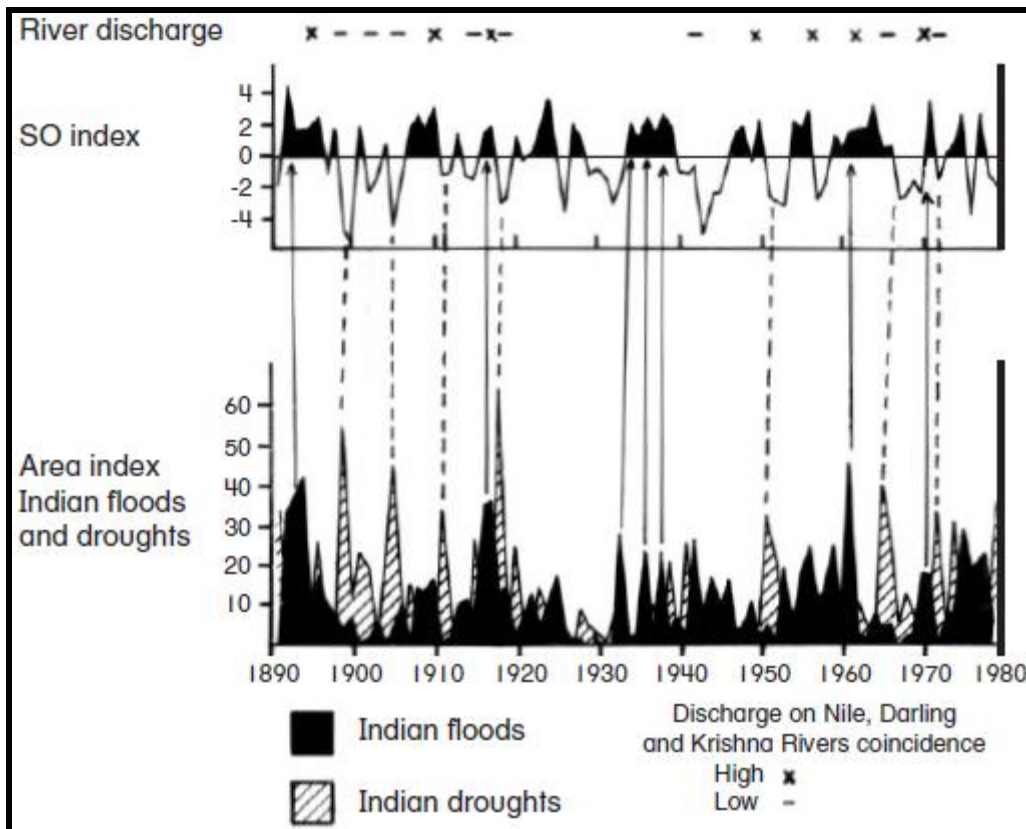
روابط بلند مدت با خشک‌سالی‌ها و سیلاب‌های کره‌ی زمین

(کوین و همکاران، ۱۹۸۸؛ پنت و پارسا ساراسی، ۱۹۸۱؛ بحالم و همکاران، ۱۹۸۳؛ پیتوک، ۱۹۸۴؛ آدامسون و دیگران ۱۹۸۷)^۲

هر جا که نوسان جنوبی عامل موثری در کنترل اقلیم آنجا باشد، این فرایند می‌تواند دلیل ۳۰ درصد از تفاوت‌های بارش‌های ثبت شده و بیشترین میزان کشته‌شدگان ناشی از قحطی‌ها باشد. در هنگام واقعه انسو سال ۱۷۷۰-۱۷۶۹ بیش از ده میلیون نفر در ایالت بنگال جان خود را از دست دادند، همچنان که در حادثه سال ۱۸۷۸-۱۸۷۷- یکی از بزرگ‌ترین حوادث انسو ثبت شده - منجر به مرگ ۶ و ۱۳ میلیون نفر به ترتیب در هند و چین شد. در همان حالی که در چین مردم بخش‌های قابل خوردن خانه‌ها را می‌خوردند، در سودان نیز آنقدر جنازه زیاد بود که لاش‌خورها و کفتارها در مورد شخصی که می‌خوردند وسواس به خرج می‌دادند.

1- Gympie, Charleville (Queensland), and Nyngan (New South Wales)

2- Quinn et al.; Pant & Parthasarathy; Bhalme et al.; Pittock; Adamson et al.



شکل ۲-۱۰- شاخص نوسان جنوبی، شاخص‌های خشک‌سالی و بارش در هند به علاوه زمان متناظر دبی‌های پایین یا بالا در رود نیل، دارلینگ و رودخانه کرشنا ۱۹۸۰-۱۸۹۰ (بر اساس بیهالمی و همکاران، ۱۹۸۳؛ آدمسون و همکاران، ۱۹۸۷).

خشک‌سالی‌های شدید می‌توانند به طور هم‌زمان در اطراف جهان رخ بدهند. در قرن بیستم حادثه انسو ۹۸-۱۹۹۷ منجر به وقوع خشک‌سالی شدیدی در کشورهای آمریکای جنوبی از کلمبیا تا شمال شرقی برزیل، کارائیب، آمریکای مرکزی، هاوایی، شمال شیلی، کره، ویتنام، اندونزی، گینه نو و بنگلادش (شرق پاکستان) شد. پرو جنوبی، بولیوی غربی، ونزوئلا در شمال شرقی برزیل معمولاً در طول یک واقعه انسو با خشک‌سالی مواجه می‌شوند؛ لیکن، بیشترین خسارت در قسمت غربی کانون در آفریقای جنوبی، هند، اندونزی و استرالیا رخ می‌دهد. یک ارتباط قوی در زمان‌بندی سیل و خشک‌سالی در رود نیل در آفریقا، کرشنا در مرکز هند و رودخانه دارلینگ در استرالیا وجود دارد. همچنین بارش بر روی قسمت‌هایی از استرالیا و شیلی، نیوزیلند و آمریکای جنوبی به طور هم‌زمان رخ می‌دهد شکل (۱۰-۲). بیشتر سال‌های قابل ملاحظه سال‌های ۱۸۹۴، ۱۹۱۰، ۱۹۱۷، ۱۹۶۱، ۱۹۷۰ هستند. حتی یک مطابقت زمانی بهتر بین خشک‌سالی در هند و پایان گردش واکر یا وقایع انسو وجود دارد. خشک‌سالی‌های شدید در هندوستان در سال‌های ۱۸۹۹، ۱۹۰۵، ۱۹۱۸، ۱۹۵۱، ۱۹۶۶، ۱۹۷۱ همه در زمان قبل یا در موقعی که واقعه ال نینو در اوج قوتشان تقریباً در کریسمس بوده یا زمانی که شاخص نوسان جنوبی منفی بوده است، رخ داده‌اند. تمام این سال‌ها، به جز سال ۱۹۵۱، زمانی بود که آب دهی رود نیل، کرشنا و رودخانه دارلینگ بسیار کم و یا آبی در آنها یافت نمی‌شده است.

چنین رابطه مشابهی را می‌توان در اندونزی نیز دید. این امر خیلی شگفت‌انگیز است، زیرا در اکثر طبقه‌بندی‌های اقلیمی، اندونزی به عنوان یک کشور حاره‌ای با مقدار ثابت بارش سالانه، طبقه‌بندی شده است. جدول ۲-۱ رابطه بین خشک‌سالی‌های موسمی و وقایع انسو را در مدت ۱۹۸۳-۱۸۴۴ خلاصه کرده است. در اندونزی بیش از ۹۳ درصد خشک‌سالی‌های موسمی به وقایع ال نینو مربوط هستند و ۷۸ درصد از وقایع انسو منطبق بر کاهش باران‌های موسمی هستند. این رابطه در جاوه آنقدر

شدید است که ظهور یک واقعه انسو، یقیناً می‌تواند به عنوان یک عامل پیش‌بینی کننده برای خشک‌سالی‌های بعدی مورد استفاده قرار گیرد. در سال‌های اخیر، در هند و اندونزی به تقویت زیرساخت‌های اقتصادی توزیع پرداختند تا از خشک‌سالی‌های بزرگ که منجر به گرسنگی در مقیاس بالا می‌شوند، جلوگیری کنند ولی با وجود این، حادثه ۱۹۸۳-۱۹۸۲ سبب شد اقتصاد اندونزی با رکود مواجه شود، چون این کشور سپرده‌های خارجی را به خرید گندم و برنج اختصاص داد.

ارتباط با دیگر مخاطرات

(گری، ۱۹۸۴؛ مارکو و همکاران، ۱۹۸۸؛ کوپر-جانستون، ۲۰۰۰)^۱

تأثیر وقایع انسو و نوسان جنوبی به مراتب بیش از خشک‌سالی‌ها و سیل‌ها است، آنها در طول زمان عامل بسیاری از مخاطرات طبیعی دیگر هستند که می‌تواند بر روی اذهان مردم و کالبد جامعه، تأثیر بگذارند. سه نمونه فرهنگی متفاوت این حقیقت را شرح می‌دهند. مثال اول در مورد تأثیر وقایع انسو بر تمدن پرو است. داستان در مورد توسعه متوالی و اضمحلال دولت شهرها است. تا پایان قرن یازدهم، بیشتر سواحل بیابانی پرو تحت تأثیر تمدن **چیمو**^۲ قرار داشتند. آنها یک شبکه گسترده از کانال‌های آب رسانی در امتداد صدها کیلومتر بین دره‌های رودخانه‌ای ایجاد کردند. حدود سال ۱۱۰۰ میلادی، سیلاب‌های خارق‌العاده با ۱۸ متر ارتفاع، تمام دست آوردهای مهندسی در دره **موچا** را از بین برد. همچنین دولت شهرهای رقیب نیز تحت تأثیر این سیلاب قرار گرفتند. با وجود این تمدن **چیمو** جهت گسترش منطقه تحت نفوذشان دست به اقدام نظامی زدند، به طوری که به جای دیگری نقل مکان کردند. وقتی که ایالت‌های رقیب درگیر شورش و هرج و مرج بودند، دولت **چیمو** موفق به شکست **اینکاهاس**^۳ حریف مقتدرشان شدند. این مثال یک شکل از توالی پیشرفت سریع و فرهنگی، ترک یک محل و گسترش فرصت طلبانه دولت شهرها به وسیله‌ی وقایع انسو در امتداد ساحل غربی آمریکای جنوبی است. بیش از چهار قرن این فرایند، یک منطقه ۳۰۰۰۰ کیلومتر مربعی از دشت ساحلی را تحت پوشش قرار داد.

دومین مثال از توسعه تاریخی در مورد **اتیوپی** است. در زمانی که ایتالیایی‌ها آرزوی استقرار امپراطوری استعماری را در دماغه آفریقا داشتند، وقوع حوادث انسو در سال‌های ۱۸۸۸ و ۱۸۹۱ موجب کشته شدن یک سوم جمعیت **اتیوپی** شد. در همین ارتباط سایر کشورهای اروپایی (مخصوصاً انگلیس) از حوادث انسو به خصوص خشک‌سالی، برای گسترش امپراتوریشان در آفریقا استفاده کردند. به همین ترتیب امپراتور **منیلیک**^۴ نیز برای تحکیم مواضعش به عنوان تنها کشور حکمران منطقه، از ضعف شدن دشمنانشان در اثر این پدیده استفاده می‌کرد. وقتی لائینو سال ۱۸۹۲ موجب بارش باران شد، ارتش **منیلیک** از محصولات برای تغذیه ارتش استفاده کردند و ارتش **منیلیک** توانست در نبرد **ادوا**^۵ ایتالیایی‌ها را شکست دهد و به عنوان اولین حکمران آفریقای، دولت‌های استعماری را از آفریقا بیرون راندند.

داستان سوم در خصوص تأثیر واقعه انسو ۸۳-۱۹۸۲ بر روی استرالیا است. این واقعه منجر به بدترین خشک‌سالی شد که تا به حال استرالیا تجربه کرده بود. چون همه چهار پایان اهلی نظیر گوسفندان و گاوها بر اثر کم آبی و خشک‌سالی شدید تلف شدند، تقریباً ۲۰۰۰ میلیون دلار استرالیا به بخش اقتصاد روستایی خسارت وارد شد. مقدار گندم برداشت شده در **نیوسات ولز** و **ویکتوریا** به ترتیب ۲۹ درصد و ۱۶ درصد میانگین سال گذشته بود. عواقب یا پیامدهای کمبود سرمایه گذاری در بخش روستایی سبب رکود شدید اقتصادی و کشیده شدن شرکت‌های ماشین‌سازی کشاورزی از قبیل ایترنشنال هاروستر و مسی فرگوسن به مرز ورشکستگی شد. در ژانویه سال ۱۹۸۳ طوفان‌های گرد و غبار در ویکتوریا و نیوسات ولز هزاران تن خاک را از

1- Gray, Marko, Couper-Johnston
2- Chimu
3- Incas
4- Menilek
5- Adowa

زمین بلند کردند. در پایان و به عنوان آخرین ضربه *دو ایش وئزدی* با آتش سوزی عظیم ۱۶ فوریه ۱۹۸۳، اکنون به عنوان یکی از بزرگ‌ترین حریق‌های طبیعی بزرگ در نظر گرفته می‌شود، ۱۰۰۰ میلیون دلار استرالیا به دارایی جنوب استرالیا و ویکتوریا خسارت وارد شد. در اوج حادثه، حزب ائتلاف ملی *مالکوم فریزر لیبرال*^۱، خواستار انتخابات ملی شد. زمانی بدتر از این نمی‌شد، دولت وقت قاطعانه از قدرت کناره‌گیری کرد.

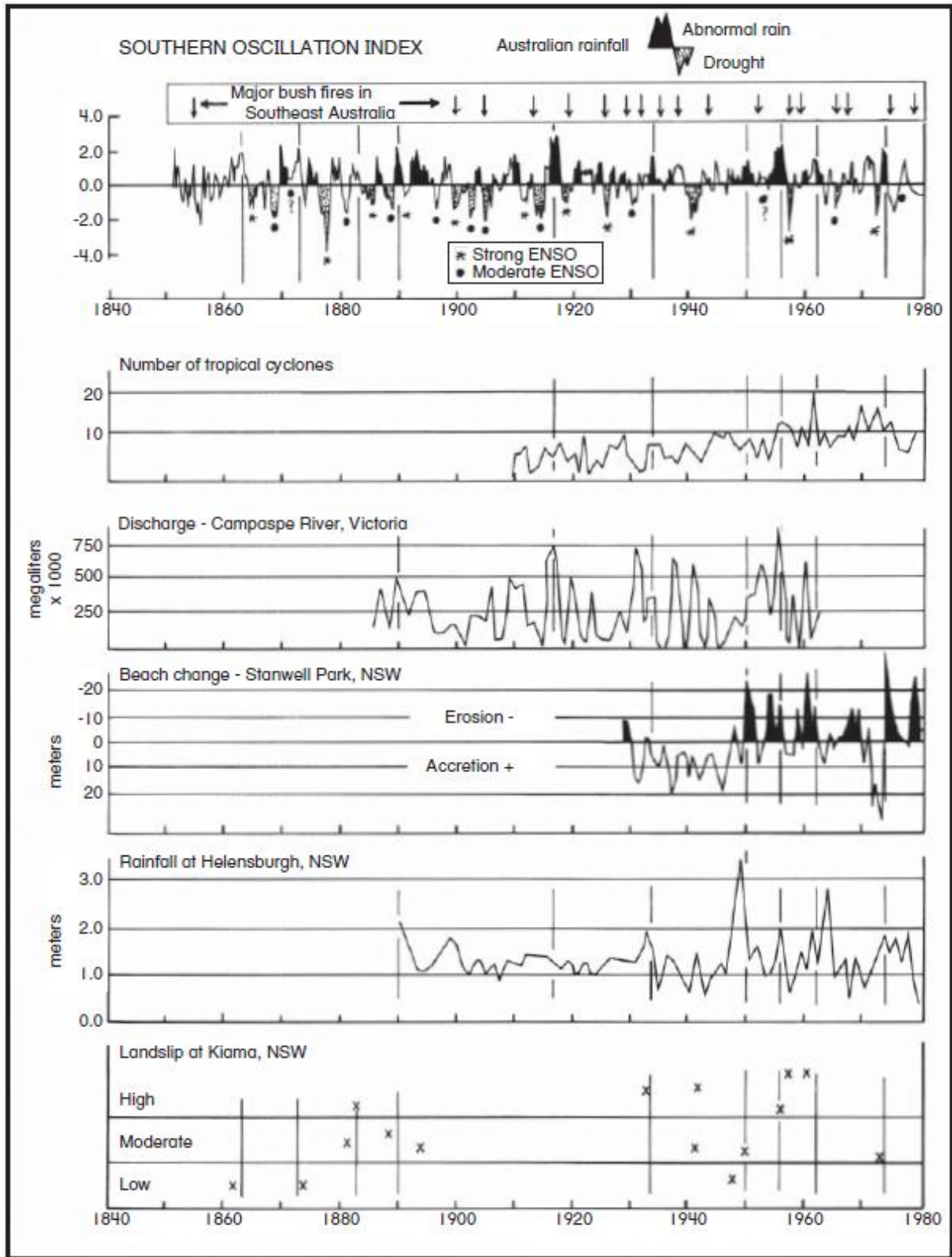
جدول ۱-۲ - مقایسه خشک‌سالی در اندونزی با حوادث ال نینو-نوسان جنوبی، ۱۸۴۴-۱۹۸۳ (کوئین و همکاران، ۱۹۷۸).

۱۹۰۲-۱۹۸۳		۱۸۴۴-۱۸۹۶	
رخداد النینو	خشک‌سالی	رخداد النینو	خشک‌سالی
۱۹۰۲	۱۹۰۲	۱۸۴۴	۱۸۴۴
۱۹۰۵	۱۹۰۵	۱۸۴۵-۱۸۴۶	۱۸۴۵
۱۹۱۴	۱۹۱۳-۱۹۱۴	۱۸۵۰	۱۸۵۰
۱۹۱۸-۱۹۱۹	۱۹۱۸-۱۹۱۹	بدون رخداد	۱۸۵۳
۱۹۲۳	۱۹۲۳	۱۸۵۵	۱۸۵۵
۱۹۲۵-۱۹۲۶	۱۹۲۵-۱۹۲۶	۱۸۵۷	۱۸۵۷
۱۹۲۹-۱۹۳۰	۱۹۲۹	۱۸۶۴	۱۸۶۴
۱۹۳۲	۱۹۳۲	۱۸۷۳	۱۸۷۳
بدون رخداد	۱۹۳۵	۱۸۷۵	۱۸۷۵
۱۹۳۹-۱۹۴۰	۱۹۴۰	۱۸۷۷-۱۸۷۸	۱۸۷۷
۱۹۴۱	۱۹۴۱	۱۸۸۰	۱۸۸۱
۱۹۴۳-۱۹۴۴	۱۹۴۴	بدون رخداد	۱۸۸۳
۱۹۴۶	۱۹۴۵-۱۹۴۶	۱۸۸۴-۱۸۸۵	۱۸۸۴-۱۸۸۵
۱۹۵۳	۱۹۵۳	۱۸۸۷-۱۸۸۹	۱۸۸۸
۱۹۵۴-۱۹۵۵	بدون داده	۱۸۹۱	۱۸۹۱
۱۹۷۶	۱۹۷۶	۱۸۹۶	۱۸۹۶
۱۹۸۲	۱۹۸۲-۱۹۸۳		

مخاطرات طبیعی دیگری نیز با نوسان جنوبی در ارتباط هستند. در شکل ۲-۱۱ نوسان جنوبی بین سال‌های ۱۸۵۱ و ۱۹۸۰ با مثال در مورد استرالیا نشان داده شده است. (در اینجا شاخص بخشی از شاخصی است که در شکل ۲-۸ استفاده شده است) نقاط سیاه رنگ در کنار این شاخص نشانگر زمان‌هایی هستند که شرق استرالیا با خشک‌سالی یا باران‌های غیر عادی روبرو بوده است.

۶۸ درصد از وقایع شدید یا متوسط انسو بین سال‌های ۱۸۵۱ و ۱۹۷۴ موجب خشک‌سالی‌های بزرگ در شرق استرالیا شدند. ۶۰ درصد از تمام دوره‌های بعد از وقوع یک انسو منجر به بارش‌های غیر عادی و سیلاب‌ها شدند. شکل ۲-۱۱ همچنین شامل تعدادی سیکلون‌های حاره‌ای منطقه استرالیا بین سال‌های ۱۹۱۰ و ۱۹۸۰؛ دبی ورودی به رود *مورای*^۲ از شعبات رودخانه *کامپاسپه* در شمال ویکتوریای مرکزی^۳ بین سال‌های ۱۸۷۸ و ۱۹۶۴؛ تغییرات ساحلی در *استون ویل پارک* در جنوب سیدنی بین سال‌های ۱۹۳۰ و ۱۹۸۰ (که در فصل هشت توضیح داده شده است)؛ بارش این قرن (۱۸۸۰-۱۹۸۰) در

1- Malcolm Fraser's Liberal-National Party
2- Murray
3- Campaspe

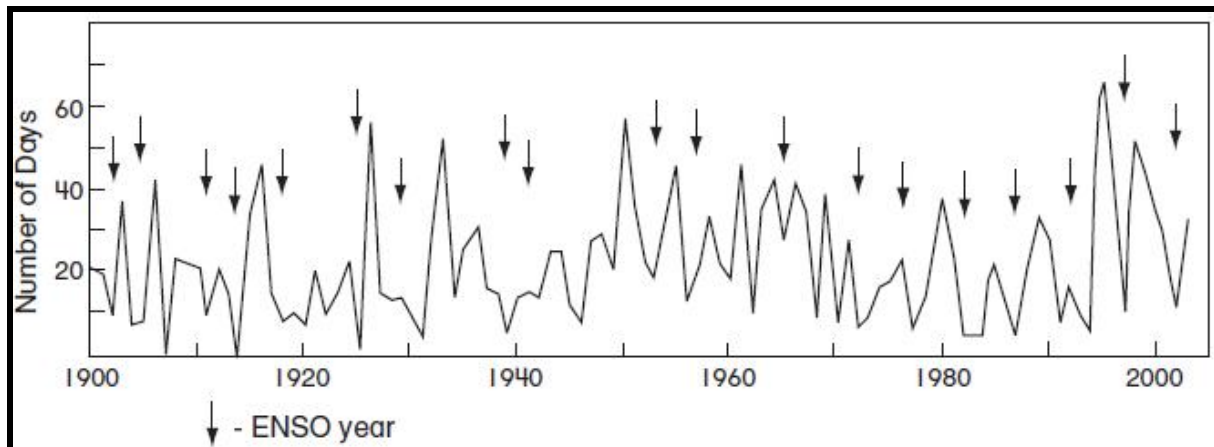


شکل ۲-۱۱- سری‌های زمانی شاخص نوسان جنوبی، حوادث آتش‌سوزی‌های بزرگ بوته زارها (از لوقا و مک آرتور، ۱۹۷۸)، فراوانی سیکلون‌ها در استرالیا (از لورنز، ۱۹۸۱)، دبی رودخانه کامپاسپه (از ریشل، ۱۹۷۶)، تغییر ساحل در استن‌ول پارک (از برایانت، ۱۹۸۵)، بارش در نزدیکی سیدنی و بروز لغزش در کایاما (جین کوک، دانشکده آموزش و پرورش، دانشگاه وُلن‌گانگ).

هلنزبورگ در جنوب سیدنی؛ رخداد رانش زمین در منطقه **کیاما** در جنوب سیدنی در بین سال‌های ۱۸۶۴ و ۱۹۷۸ را نیز در بر می‌گیرد. خط‌های کشیده شده روی نمودار خطوطی هستند که از داخل تمام داده‌هایی گذر کرده‌اند که در زمان آنها نوسان

جنوبی به شدت آغاز شده است. در این زمان سیکلون‌های حاره‌ای به کثرت وقوع می‌یابند، رودخانه کامپاسپه پر آب و بارش در سیدنی شدید می‌شود، فرسایش ساحلی در *استن‌ول پارک* خیلی شدید می‌گردد و رانش زمین در *کایاما*، بسیار زیاد اتفاق می‌افتد. نمودار نشان می‌دهد که بازگشت چرخش *واکر* منتهی به این واکنش‌های زمین ریختی قابل پیش‌بینی می‌شود. گردش‌های شدید واکر در دوره‌های ۱۹۳۳، ۱۹۵۱، ۱۹۶۱، در تمام ۵ سری زمانی در هر دو سطح منطقه‌ای و محلی نشان داده شده‌اند.

در طول وقایع انسو شرایط معکوسی در منطقه استرالیا رخ می‌دهد، به جز فراوانی سیکلون‌های حاره‌ای که به طور تاریخی مشخص شده که رخداد آنها زیاد به وقایع انسو مرتبط نیست. این فرایند ناشی از این واقعیت است که حتی در این دوره‌ها نیز سیکلون‌های زیادی در منطقه استرالیا رخ می‌دهند اگرچه در طول این وقایع آنها به سمت شرق تغییر مسیر می‌دهند. نکته قابل توجه این است که نوسان جنوبی، ماه‌ها قبل از ورود حالت‌های هواشناختی متغیر مربوط به آن، خود را نشان می‌دهد. برای مثال شروع بارش شدید در پاییز سال ۱۹۸۷ در شرق استرالیا، از ۱۲ ماه قبل پیش‌بینی شده بود. متأسفانه با اینکه زمان بارش می‌تواند پیش‌بینی شود، به خاطر تغییر پذیری مکان بارش در امتداد سواحل، مکان و مقدار بارشی که ممکن است فرود بیاید، غیر قابل پیش‌بینی است. حتی در هنگام بدترین خشک‌سالی‌ها، برخی مناطق شرق استرالیا باران متوسطی دریافت می‌کردند.



شکل ۲-۱۲- تعداد روزهای همراه با هاریکان در آتلانتیک شمالی و منطقه دریای کارائیب ۱۹۰۰-۲۰۰۳ (بر اساس گری، ۱۹۸۴؛ بخش تحقیقات طوفان، ۲۰۰۳).

همان گونه که محققان به سرعت ارتباط از راه دور بین مخاطرات و نوسان جنوبی را مورد بررسی قرار می‌دهند؛ ارتباط با دیگر مخاطرات را نیز به صورت جهانی مطالعه می‌کنند. برای مثال خشک‌سالی‌ها اغلب منجر به آتش‌سوزی‌های گسترده در فلوریدا، شرق روسیه و اندونزی می‌شوند. همچنین بارش‌های شدیدی به صورت برف در شمال شرقی ایالات متحده و جنوب شرقی کانادا فرود می‌آید. واقعه انسو سال ۱۹۹۷-۱۹۹۸ موجب پنج روز متوالی باران یخ زده در این منطقه شد که با قطع کردن ۱۲۰۰۰۰ کیلومتر از خطوط انتقال نیرو و خطوط تلفن، شهر *مونترال* را فلج کرد. مدت و رخداد سیکلون‌های حاره‌ای در اطلس استوایی در طی سال‌های وقوع انسو به شدت کاهش می‌یابد (شکل ۲-۱۲). لازمه اینکه کم‌فشارهای امواج شرقی و اغتشاشات آنها به سیکلون‌های حاره‌ای تبدیل شوند این است که بادهای تروپوسفر بالایی بین مدار صفر و ۱۵ درجه شمالی، شرقی باشند و بادهای بین مدار ۲۰ و ۳۰ درجه شمالی نیز غربی باشند. در طی وقایع انسو بادهای غربی سطوح بالا بر روی کارائیب و مناطق حاره‌ای اطلس غربی، گسترده می‌شوند و این عمل منجر به وضعیتی می‌شود که از وقوع و شکل‌گیری سیکلون‌ها جلوگیری می‌کند. سال‌های منتهی به واقعه انسو، منجر به تعداد روزهای سیکلونی کمتری در منطقه حاره‌ای اقیانوس اطلس طی قرن گذشته شده است. علاوه بر این از سال ۱۹۵۵، تعداد *آیسبرگ‌هایی* که از مدار ۴۸ درجه شمالی به سمت جنوب حرکت کرده‌اند، به شدت با وقوع حوادث انسو مرتبط بوده است. وقایع انسو به طور همزمان با کم‌فشار ایسلندی تقویت

شده‌ای همراه می‌گردند که منجر به بادهای شدید در امتداد سواحل شرقی آمریکای شمالی می‌شوند. این فرایند تولید و حرکت رو به جنوب آیسبرگ‌ها را تشدید می‌کند. هر دوی وقایع انسو ۱۹۷۳-۱۹۷۲ و ۱۹۸۳-۱۹۸۲ بیش از ۱۵۰۰ آیسبرگ به جنوب مدار ۴۸ درجه شمالی فرستادند که به طور قابل توجهی با سال‌های بدون وقایع انسو، که کمتر از یک صد آیسبرگ در هر سال در این فاصله از جنوب ثبت شده است، تفاوت دارند. از این‌رو آگاهی به موقع از آغاز وقایع انسو، نه تنها منجر به پیش‌بینی وقوع خشک‌سالی و بارش بر روی منطقه بزرگی از کره زمین می‌شود، به شناسایی رخداد تعداد دیگری از مخاطرات وابسته به آن نیز منتهی می‌گردد.

دیگر پدیده‌های نوسانی

(ترنبرث و هورل، ۱۹۹۴؛ هورل، ۱۹۹۵؛ ویلووک، ۱۹۹۸؛ استیفنسون، ۱۹۹۹؛ بابرگ و لانداسیتید، ۲۰۰۲؛ هورل و همکاران، ۲۰۰۲)^۱

نوسان اطلس شمالی

دو منطقه دیگر وجود دارد: اطلس شمالی و اقیانوس آرام، که در آنها نیز نوسان فشار همانند نوسان جنوبی وجود دارد. تغییر شدت گردش اتمسفری در این مکان‌ها به عنوان نوسان اطلس شمالی^۲ و نوسان آرام شمالی^۳ شناخته می‌شوند. در حالی که نوسان جنوبی، نوسانات فشار مداری در منطقه حاره‌ای را در عرض اقیانوس آرام به تصویر می‌کشد، نوسان اطلس شمالی و نوسان آرام شمالی پدیده‌های گردش هوایی نصف‌النهاری هستند که تغییر پذیری سالیانه قدرت امواج ژبای در نیم‌کره‌ی شمالی را انعکاس می‌دهند.

نوسان اطلس شمالی همچنین منعکس کننده‌ی تفاوت‌های شدید دمایی در زمستان نیز است. شاخص نوسان اطلس شمالی از سال ۱۸۶۴ با استفاده از فشار جوی نرمال شده بین کم‌فشار ایسلند که در *استیکیشولمو*^۴ در *ریکیاویک* ایسلند اندازه‌گیری می‌شود و پرفشار آزور که در *لیسبون* اندازه‌گیری می‌گردد، به دست می‌آید (شکل ۲-۸). مقادیر مثبت شاخص، شدت بیشتر بادهای غربی نسبت به میانگین را مشخص می‌کند. نوسانات دمای هوا به بهترین وجه با دمای زمستانه بین *جاکو بشاوال* در گرینلند غربی و *اسلو* در نروژ مشخص می‌شوند. در طی قرن بیستم تمامی تغییرات محیطی مهم مرتبط با نوسان اطلس شمالی بوده‌اند. این تغییرات شامل تغییرات قدرت و جهت باد، گردش اقیانوسی، دمای سطح دریا، بارش، وسعت یخ دریا و تغییرات در اکوسیستم‌های دریایی و آب شیرین می‌شود. نوسان اطلس شمالی بر منطقه‌ایی که از سیبری تا ساحل شرقی ایالات متحده را در بر می‌گیرد، تأثیر می‌گذارد. با توجه به قدرت و وسعت نوسان اطلس شمالی، جای تعجب است که تا سال ۱۹۹۰ توجه کمی به این پدیده شده است.

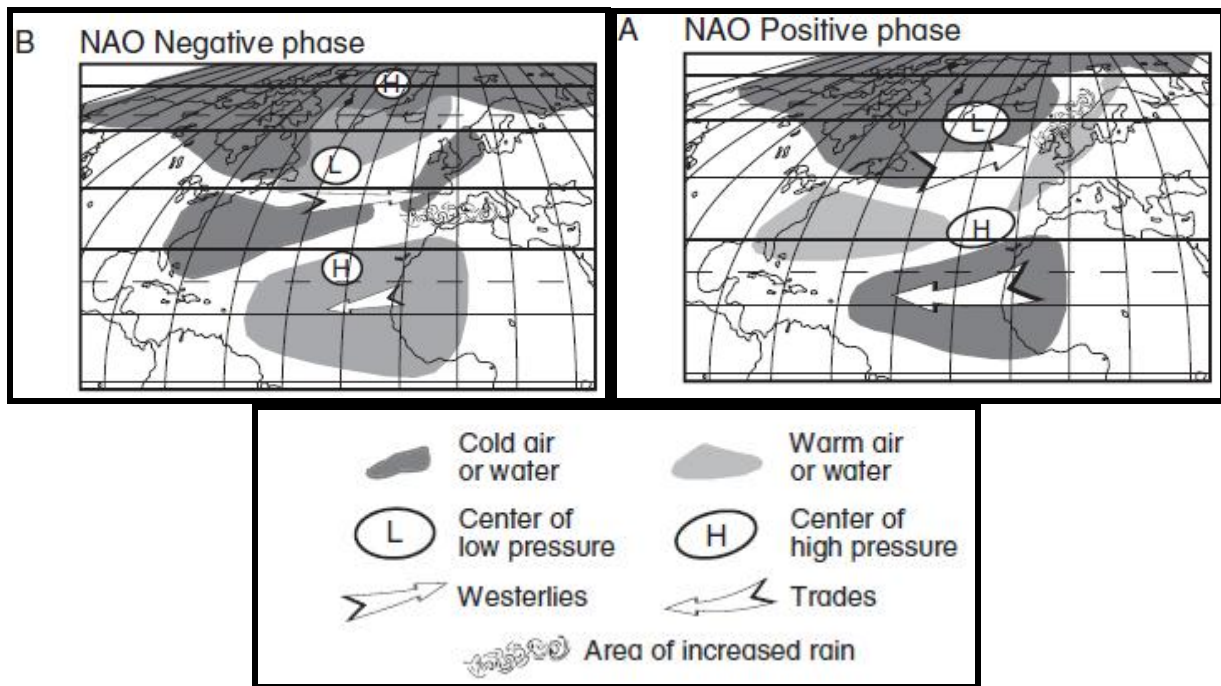
پدیده نوسان اطلس شمالی به طور سالیانه و به طور مشخص‌تر در دوره‌های ده ساله، تغییرات زیادی دارد. با اینکه بیشتر تغییرات بزرگ در طول فصل زمستان رخ می‌دهند، باز نمی‌توان زمستان‌های نیم‌کره‌ی شمالی را به صورت فصول خطرناک یا بی‌خطر مشخص نمود. این مسأله احتمالاً این واقعیت را بازگو می‌کند که رخداد فرایندهای اقلیمی در طول زمان اتفاقی هستند. بروز ناهنجاری‌های بزرگ در بادهای استراتوسفری زمستانه در حدود یک الی دو هفته زودتر از رفتارهای ناهنجار نوسان اطلس شمالی خود را نشان می‌دهند. تغییر قدرت و مسیر پرفشارهای قطبی سیار و دامنه‌ی امواج ژبای در جت باد قطبی نیز بر ناهنجاری‌های زمستانی منطبق هستند. همانند نوسان جنوبی، تغییرات کوتاه مدت، از ۹ ماه قبل‌تر بر دمای سطح دریا تأثیر می‌گذارد. پدیده‌های نوسان اطلس شمالی و نوسان جنوبی با هم، ۵۰ درصد (به ترتیب ۳۴ و ۱۶ درصد) از تغییرات دمایی زمستانه در نیم‌کره شمالی در بیرون مناطق حاره را تعیین می‌کنند.

1- Trenberth & Hurrell; Hurrell; Villwock; Stephenson; Boberg & Lundstedt; Hurrell et al.

2- North Atlantic Oscillation (NAO)

3- North Pacific Oscillation (NPO)

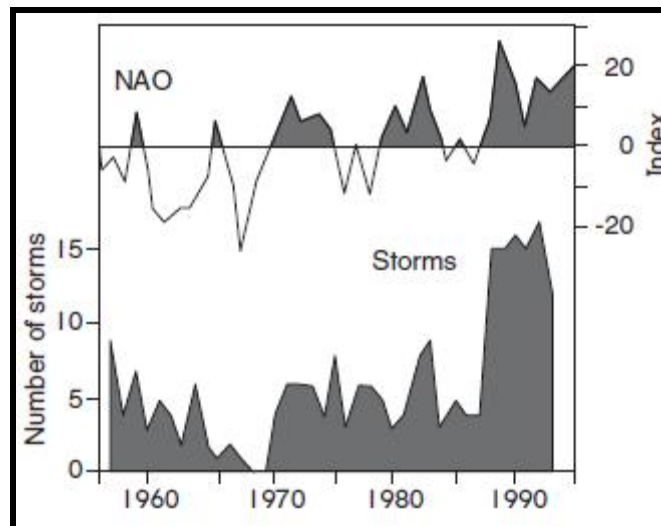
4- Stykkisholmur/Reykjavik



شکل ۲-۱۳- الگوهای گردش جوی و اثرات آب و هوایی همراه آنها، (A) فاز مثبت و (B) فاز منفی نوسان آتلانتیک شمالی (بر اساس استفسون، ۱۹۹۹).

با این حال، نوسان‌های جنوبی و اطلس شمالی به طور مستقل از همدیگر فعالیت می‌کنند. شرق ایالات متحده و منطقه مجاور اطلس تنها مناطقی هستند که این دو پدیده با هم فعالیت می‌کنند.

در ارتباط با نوسان اطلس شمالی دو دوره ده ساله مشخص وجود دارد. زمانی که شاخص مثبت است، فشار جوی در اطراف ایسلند کم و در آזור زیاد است. دمای سطح دریا، دورتر از خط ساحلی شرق ایالات متحده و در غرب اروپا (اروپای غربی) بیش از حد معمول گرم هستند. درحالی‌که دمای سطح دریا در غرب اطلس شمالی سردتر از میانگین دما است (شکل ۲a-۱۳). این شرایط باعث افزایش یا تقویت گردش نصف‌النهاری هوا، تقویت بادهای غربی در عرض‌های میانه و موجب انتقال هوای گرم و مرطوب از اقیانوس اطلس بر روی شمال اروپا می‌شود. به همین دلیل دمای خشکی‌های مجاور این استخرهای آب گرم اقیانوسی، گرم‌تر و این فرایند سبب زمستان‌های معتدل‌تر می‌شود. دمای هوا بر روی شمال آفریقا، خاورمیانه، شرق کانادا و گرینلند خنک می‌شود. جریان گرمایی که در عرض اطلس شمالی موجب طوفان‌های شدید و فراوان می‌گردد، واقعیتی است که از سال ۱۹۷۰ بیشتر مورد توجه قرار گرفت (شکل ۲-۱۴). در همین ارتباط، ارتفاع امواج در شمال شرقی اطلس افزایش و در جنوب مدار ۴۰ درجه شمالی کاهش می‌یابد. این فرایند با تغییرات بارش، دوره‌های مرطوب در اسکانداویناوی و خشک در مدیترانه، همراه است. در شمال آفریقا گرد و غبار بیشتری از صحرای آفریقا به داخل اقیانوس اطلس حرکت می‌کند. همچنین در اطلس غربی یخ دریایی بیشتری به جنوب گسترش می‌یابد، در حالی که این پدیده در شرق گرینلند کاهش می‌یابد. این تأثیرات هم از دما و هم از باد ناشی می‌شوند. در فاز منفی گرادیان فشار بین ایسلند و آזור ضعیف می‌شود، ناحیه مدیترانه‌ای مرطوب‌تر و گرم‌تر و اروپای شمالی خنک‌تر و خشک‌تر می‌شود (شکل ۲b-۱۳). در حالی که فراوانی رخداد طوفان‌ها در امتداد ساحل شرقی ایالات متحده خیلی زیاد است، آنها در اروپای غربی رخ نمی‌دهند. این دوره‌های ناهنجار الگوهای گردشی برای مدت طولانی باقی می‌مانند. برای مثال: شاخص نوسان اطلس شمالی از آغاز قرن بیستم تا دهه ۱۹۳۰ مثبت بوده است. در طی دهه ۱۹۶۰ شاخص نوسان آرام شمالی، با چندین زمستان شدید در سراسر اروپای شمالی منفی بوده است. از اوایل دهه ۱۹۷۰ گردش هوا در یک فاز مثبت متوقف شد که با دمای گرم‌تر از میانگین بر روی اروپا و سردتر در شرق کانادا و گرینلند همراه شد.



شکل ۲-۱۴- تعداد طوفان‌های زمستانه در شمال اقیانوس اطلس بین سال ۱۹۵۶ و ۱۹۹۴ با فشار زیر ۹۵۰ هکتوپاسکال (ویلوک ۱۹۹۸).

نوسان آرام شمالی

نوسان اقیانوس آرام شمالی، قدرت و مکان کم‌فشار آلتوسین را به خصوص در زمستان اندازه‌گیری می‌کند. به دلیل این که تعداد کمی ایستگاه اندازه‌گیری در شمال آرام وجود دارد، یک شاخص که این نوسان را اندازه‌گیری نماید با استفاده از میانگین فشار هوای سطحی بر روی منطقه ۶۵-۳۰ شمالی، ۱۶۰ شرقی - ۱۴۰ غربی (شکل ۸-۲) ایجاد گردید. بر روی شمال اقیانوس آرام، فشار جوی در نزدیکی جزایر آلتوسین نسبت به جنوب، اطراف محل اصلی جت باد جنب حاره اقیانوس آرام، به صورت آلا کلنگی در نوسان است. بر روی آمریکای شمالی، تغییرات فشار جوی در غرب کانادا و شمال غربی ایالات متحده به صورت معکوس (ضریب همبستگی منفی) با فشار جوی روی جنوب شرق ایالات متحده و به صورت مثبت (ضریب همبستگی مثبت) با اقیانوس آرام جنب حاره‌ای ارتباط دارد. تغییرات در این مراکز همزمان با تغییرات در دامنه امواج رُزبای و شدت پرفشارهای قطبی سیار رخ می‌دهد. نوسان آرام شمالی با تغییرات دمای سطح دریا در اقیانوس آرام حاره‌ای ناشی از پدیده انسو مرتبط است. از این منظر احتمالاً نوسان آرام شمالی حاصل گسترش ملایم نوسان جنوبی بر روی آرام شمالی است که با تأخیر زمانی سه ماه تغییرات دمایی سطح دریا در آرام شمالی نسبت به مناطق حاره‌ای همراه است. لیکن نوسان آرام شمالی ویژگی‌های مستقلی دارد. از میان تمامی شاخص‌های جوی، شاخص نوسان آرام شمالی بزرگ‌ترین و مشخص‌ترین روند زمانی را نشان می‌دهد (شکل ۸-۲). با وجود این که این شاخص تغییرات سالیانه مهمی دارد، به طور پیوسته کاهش می‌یابد. همگام با این روند، کم‌فشار آلتوسین شدیدتر می‌شود و در زمستان به سمت شرق تغییر مسیر می‌دهد. در نتیجه مسیر طوفان‌ها به سمت جنوب تغییر می‌یابد. این فرایند منجر به انتقال هوای گرم‌تر و مرطوب‌تر به سمت شمال، در امتداد ساحل غربی آمریکای شمالی، به داخل آلاسکا می‌شود. دمای سطح دریا در آرام شمالی خنک‌تر است ولی در دریای برینگ یخ دریا کاهش می‌یابد.

چرخه نجومی

چرخه خورشیدی

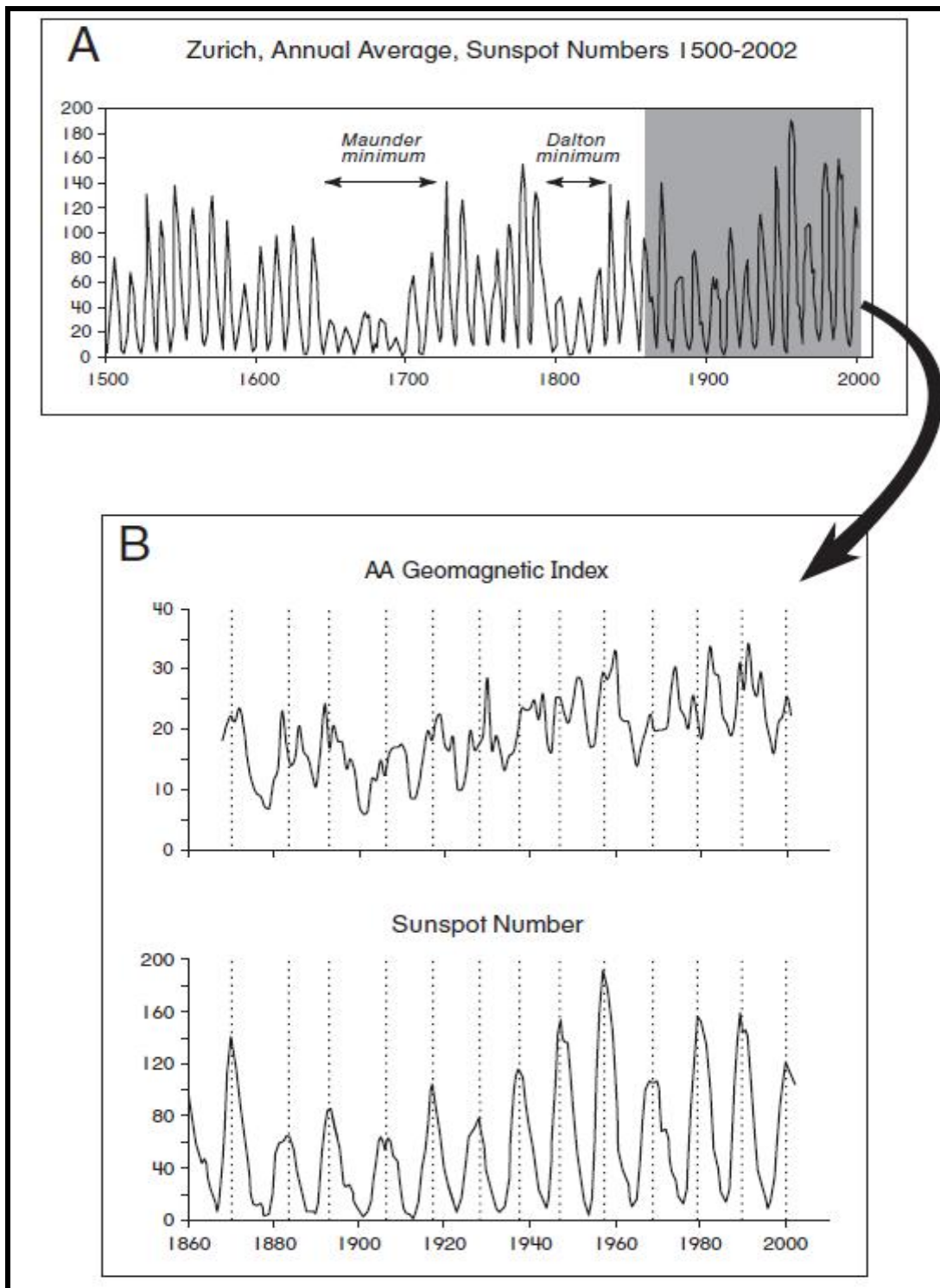
(شو، ۱۹۸۷؛ هایت و اسکاتن، ۱۹۹۷؛ بوبرگ و لانداستید، ۲۰۰۲)^۱

لکه‌های خورشیدی مناطقی از سطح خورشید هستند که دچار آشفته‌گی شدید در میدان مغناطیسی هستند. این لکه‌ها نسبت به میانگین خورشید ۱۰۰ الی ۱۰۰۰ برابر بیشتر سیاه و تاریک به نظر می‌رسند، زیرا میدان مغناطیسی آنقدر قوی است که فعالیت

همرفتی در آنها کاهش می‌یابد و در اثر گسیل تابش نیز خنک می‌شوند. با وجود این مقدار کلی پرتوهای ساطع شده‌ی خورشیدی در اوج فعالیت لکه‌های خورشیدی افزایش می‌یابد. خورشید یک چرخه مغناطیسی ۲۲ ساله دارد که از دو چرخه‌ی ۱۱ ساله لکه‌های خورشیدی تشکیل شده است. در شکل ۲-۱۵ چرخه لکه‌های خورشیدی از ۱۵۰۰ میلادی ترسیم شده است. چرخه‌ی ۲۲ ساله‌ای که به عنوان چرخه‌ی هالی شناخته می‌شوند مانند، تعداد لکه‌های خورشیدی در این شکل مشخص شده‌اند. همچنین دوره‌های ۸۰-۹۰ ساله و ۱۸۰ ساله دیگری نیز در تعداد لکه‌های خورشیدی وجود دارد. رابطه‌ی متقابل بین این چرخه‌ها باعث شده است که در دوره‌هایی فعالیت‌های لکه‌های خورشیدی کمتر گردد. دو مورد از این چرخه‌ها یا دوره‌ها؛ یعنی حداقل‌های *موندرو* و *دالتون*^۱ به ترتیب در اواخر قرن هفدهم و اوایل قرن هجدهم در شکل ۲-۱۵ مشخص شده‌اند. هر دوی آنها به دوره‌های اقلیمی خنک‌تر حداقل در نیمکره شمالی مربوط هستند. دوره‌ی حداقل *موندرو* همچنین به عنوان عصر یخبندان کوچک نیز شناخته می‌شود. دوره‌هایی با فعالیت بیشتر با اقلیم‌های گرم‌تر مرتبط هستند. این پدیده در قرن سیزدهم در طی حداکثر *مدیوال*^۲ و در ۱۵۰ سال گذشته و همزمان با گرمایش جهانی، رخ داده است.

پدیده‌های دیگر نیز در خورشید ما رخ می‌دهد. شراره‌های خورشیدی بیانگر پرتاب حداکثری هیدروژن یونیزه شده در جو خورشیدی با سرعت فراتر از ۱۵۰۰ کیلومتر در ثانیه است که در منطقه‌ی لکه‌های خورشیدی گسترش می‌یابند. شراره‌ها، باد خورشیدی را افزایش می‌دهند و معمولاً شامل هیدروژن یونیزه با بار الکتریسیته خنثی هستند. توأم با هر شراره‌ی خورشیدی یک پالس از پرتو الکترومغناطیسی وجود دارد که هشت دقیقه طول می‌کشد تا به زمین برسد. این پرتو در غالب طول موج کوچک ایکس (با طول موج ۰/۲-۱ نانومتر) بر میدان مغناطیسی زمین تأثیر متقابل می‌گذارد و یونیزاسیون لایه‌ی پایینی یونوسفر با ارتفاع ۶۵ کیلومتر را افزایش می‌دهد. باد خورشیدی تقویت شده که یک الی دو روز بعد از این پالس مغناطیسی می‌رسد، ماگنتوسفر را مختل کرده و منجر به اختلالات در میدان مغناطیس کل کره زمین می‌شود. مغناطیس تقویت شده و جریان‌های یونی این دوره‌ها اتمسفر بالایی را گرم و منبسط می‌کنند. باد خورشیدی همچنین پرتوهای کیهانی را که بر روی زمین تأثیر می‌گذارند، تغییر می‌دهد. وقتی باد خورشیدی شدید باشد پرتوهای کیهانی ضعیف است که این فرایند منتج به کاهش تشکیل ابر و کاهش درجه‌ی حرارت هوای سطحی می‌شود. پوشش ابر فعالیت مغناطیسی زمین را حدود ۳ الی ۴ درصد در بین ناوه‌ها و پشته‌ها کاهش می‌دهد. فعالیت شراره‌های خورشیدی و قدرت باد خورشیدی به نحو ضعیفی با تعداد لکه‌های خورشیدی در ارتباط هستند (شکل ۲b-۱۵). بر این اساس در مقایسه با تعداد لکه‌های خورشیدی، فعالیت مغناطیس زمین نشانه‌ی بهتری از تأثیر خورشیدی بر روی اقلیم است. با وجود این که فعالیت خورشیدی در طی هفته‌ها ساختار دمای استراتوسفر را مورد تأثیر قرار می‌دهد، هیچ مکانیسم اثبات شده‌ای که ارتباط آنها را با تغییرات اقلیمی طولانی مدت در نزدیکی سطح زمین نشان دهد، وجود ندارد.

این واقعیت از ضعف تحقیقات علمی در بررسی تأثیرات چرخه‌های خورشیدی بر اقلیم حکایت دارد. به رغم این‌که ادبیات مملو از مثال‌هایی است که ارتباط بین پدیده‌ی اقلیمی و فعالیت خورشیدی را در غالب لکه‌های خورشیدی نشان می‌دهد، بیشتر تأکیدها بر روی تأثیر لکه‌ی خورشیدی بر دمای جهان بوده است. فعالیت شدید خورشیدی منجر به گرم‌تر شدن دما و بارش بیشتر می‌شود، هر چند این ارتباط چه از نظر زمانی و چه از نظر مکانی در تمامی سطح کره زمین صدق نمی‌کند. این بحث خارج از چهار چوب این کتاب است و علاقمندان به کسب اطلاعات بیشتر باید به آثار *هایت* و *اسکتین* (۱۹۹۷) مراجعه کنند.



شکل ۲-۱۵- سری‌های زمانی متوسط سالانه تعداد لکه‌های خورشیدی رصد خانه زوریخ بین سال‌های ۱۵۰۰ و ۲۰۰۲- مقادیر بین ۱۷۴۹ تا ۱۹۸۷)، بین سالهای ۱۷۵۰ و ۲۰۰۲ از مرکز ملی داده‌های ژئوفیزیک (a۲۰۰۳- ب) جزئیات ثبت شده از لکه‌های خورشیدی به وسیله‌ی رصد خانه زوریخ بین سال‌های ۱۸۶۰ تا ۲۰۰۲ با شاخص سالانه مغناطیس زمین AA به آنها اضافه شده است. داده‌های آخری از مرکز ملی داده‌های ژئوفیزیک (b۲۰۰۳) است.

با این حال، این یک واقعیت اساسی است که فعالیت جهانی طوفان‌های تندری، صاعقه‌ها و سیکلون‌های حاره‌ای در طول دوره فعالیت لکه‌های خورشیدی افزایش می‌یابد. علاوه بر این ۱۵ درصد از تغییرات موقعیت و مسیر طوفان‌ها در آمریکای شمالی و دریای بالتیک را می‌توان ناشی از تغییرات یا نوسانات خورشیدی دانست. در هر دو منطقه، وقتی فعالیت لکه‌های

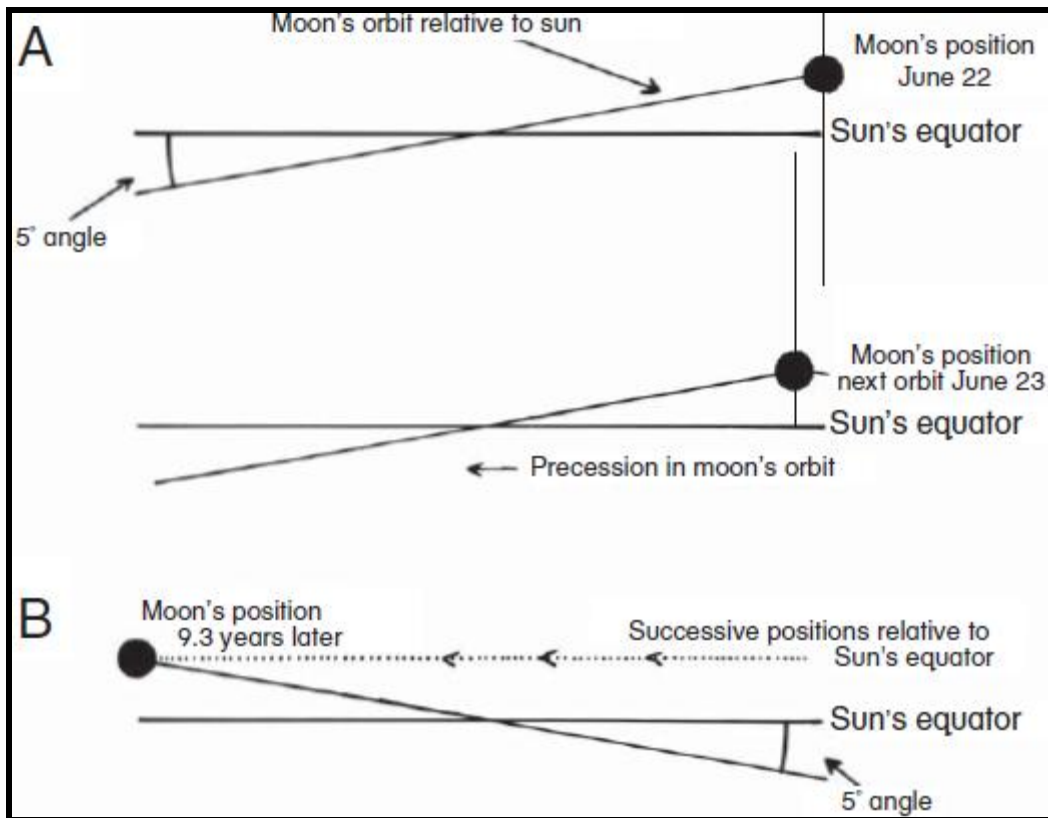
خورشیدی شدید است، مسیر طوفان‌ها در حدود ۴-۳ درجه به جنوب تغییر مسیر می‌دهد. دوره اوج چرخه‌ی لکه‌های خورشیدی، آتش‌سوزی‌های بسیار زیادی در جنگل‌های آمریکای شمالی رخ می‌دهد. همچنین تغییرات دهه‌ای نوسان اطلس شمالی با افزایش فعالیت مغناطیسی زمین ارتباط دارد. در آخر بین دوره‌های خورشیدی و فراوانی زلزله‌ها و فوران آتشفشان‌ها ارتباطی وجود دارد. دلیل موضوع آخر خارج از چهار چوب این بحث است.

چرخه قمری ۱۸/۶ ساله

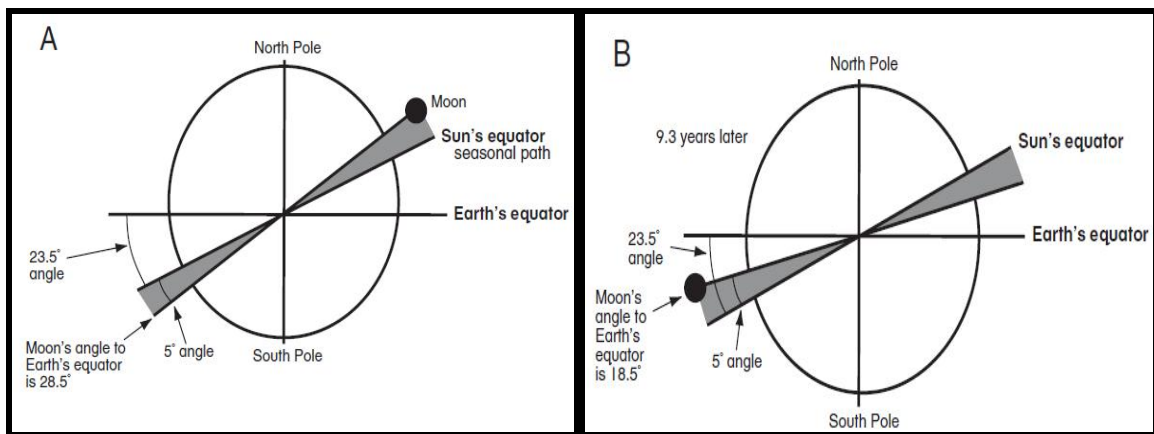
(تیسون و همکاران، ۱۹۷۵؛ کوری، ۱۹۸۱؛ ونگ و زاهو، ۱۹۸۱)^۱

چرخه جزر و مدی ۱۸/۶ ساله ماه نشانگر یک نوسان در مدار ماه است. همان گونه که در شکل ۲-۱۶ نشان داده شده است محور گردش ماه نسبت به استوای خورشیدی زاویه ۵ درجه‌ای را تشکیل می‌دهد ولی ماه در هر گردشش درست به همان مکان قبلی خود نسبت به خورشید بر نمی‌گردد. به همین دلیل ماه کمی دورتر از مدارش حرکت می‌کند. این فرایند مشابه گردش یک دوک نخ ریزی روی یک میز است. متناسب با میز، دوک ممکن است همیشه در زاویه مشابهی بچرخد ولی نقطه بالای دوک در یک نقطه معین قرار نمی‌گیرد و در جهت مسیر چرخش جابه‌جا می‌شود. مدار ماه همچنین حالتی دارد به طوری که بعد از گذشت ۹/۳ سال نقطه بالایی چرخش عکس استوای خورشیدی است و ۹/۳ سال بعد دوباره به محل اصلی‌اش بر می‌گردد. بنابراین در این‌جا یک اختلال ۱۸/۶ ساله در چرخش یا مدار ماه وجود دارد. این اختلال تا هنگامی که گردش ماه را نسبت به گردش کره زمین مورد توجه قرار دهیم، خیلی جزئی به نظر می‌رسد (شکل ۲-۱۷). در ارتباط با گردش زمین، استوای خورشیدی به طور فصلی حرکت می‌کند به طوری که نسبت به استوای زمین، در ۲۲ ژوئن به بالاترین حد خود در ۲۳/۴۶ عرض شمالی و در ۲۴ دسامبر به پایین‌ترین حد خود در ۲۳/۴۶ درجه جنوبی، می‌رسد. اگر تصویر مدار ماه-خورشید در شکل ۲۸-۱۶ روی تصویر مدار زمین انداخته شود مشاهده می‌گردد که ماه در مدار خود در نزدیک قطب‌های زمین ($50^{\circ} + 23/5^{\circ}$)، ۲۸/۵ درجه شمالی و جنوبی خط استوا جابه‌جا می‌شود. زمانی که ماه به سمت قطب‌ها جابه‌جا می‌شود کشش گرانشی ماه بر روی زمین اندکی بیشتر است. در دوره ۹/۳ ساله، ماه به سمت مقابل استوای خورشیدی حرکت می‌کند. نسبت به زمین، ماه به نزدیکی استوا یا حداقل موقعیت اش می‌رسد (شکل ۲۸-۱۷) اگر چه تأثیر روزانه این مسأله تنها ۳/۷ درصد است ولی تأثیر گرانشی جزر و مد قمری دو یا سه سال زمان دارد تا بر هر موج دائمی و پدیده امواج سیاره‌ای تأثیر بگذارد.

امواج جوی دائمی از قبیل امواج زُربای که در جت باد مستقر هستند (شکل ۲-۴) به وسیله جزر و مد قمری یا کشند قمری تقویت می‌شوند. داده‌های ثبت شده از ارتفاع سطح دریا، فشار هوا و دما در زیر جت باد از ژاپن تا اسکاندایناوی مشخص می‌نمایند که یک چرخه‌ای ۱۸-۲۰ ساله در سری زمانی آنها وجود دارد. مطالعه همه جانبه وقوع خشک‌سالی در دشت‌های بزرگ در ایالات متحده از سال ۱۸۰۰، یک ارتباط تنگاتنگ بین خشک‌سالی و چرخه قمری ۱۸/۶ ساله را نشان می‌دهد. همچنین یک چرخه ۲۰ ساله در بارش روی حوضه رودخانه **یانگ تسه** چین تشخیص داده شده است که با الگوی سیلاب‌های آمریکا و سیلاب‌های ثبت شده در هند مطابقت دارد. در نیمکره جنوبی، یک چرخه ۲۰ ساله در بارش تابستانی در جنوب آفریقا و شرق استرالیا شناخته شده است. نمونه‌ای از این هماهنگی جهانی برای غرب ایالات متحده و کانادا، شمال چین، هند و منطقه نیل آفریقا و عرض‌های میانی آمریکای جنوبی نیز ارائه شده است (جدول ۲-۲).



شکل ۲-۱۶- نمودار شماتیک از خروج مداری ماه نسبت به استوای خورشید (A) برای کمینه قمری و (B) بیشینه قمری.



شکل ۲-۱۷- مدلی شماتیک از مدار ۱۸/۶ ساله ماه نسبت به زمین (A) ماه بیشینه و (B) ماه کمینه.

در همه موارد به جز هند، اختلاف بین وقوع مخاطره و حداکثر یا نقطه اوج جذر و مد قمری کمتر از یک سال است. داده‌ها علاوه بر غلبه چرخه ۱۸/۶ ساله، فازهای مکانی و زمانی دو مرحله‌ای را نیز نشان می‌دهند. در این فرایند ممکن است خشک‌سالی برای یک دوره هم زمان با حداکثر چرخه قمری ۱۸/۶ ساله باشد ولی در دوره بعد به طور ناگهانی به حداقل تغییر یابد. این تغییر دو سویه هر ۱۰۰ الی ۳۰۰ سال یک‌بار رخ می‌دهد و تازه‌ترین رخداد آن در شروع قرن بیستم در آمریکای جنوبی، چین، آفریقا و هند اتفاق افتاد. در دشت‌های بزرگ از سال ۱۶۵۷ هیچ تغییر دو سویه‌ای اتفاق نیفتاده است ولی در آخرین چرخه قمری حداکثری در ۱۹۹۱ به جای وقوع خشک‌سالی در منطقه سیلاب رخ داد. در حال حاضر مناطق مختلفی از نواحی گندم‌خیز جهان تحت دوره‌های همزمان خشک‌سالی قرار دارند که پیامدهای عمده‌ای برای قیمت غلات و کمک به مناطق قحطی زده دارد.

جدول ۲-۲- زمان بندی سیل (F) و خشک سالی (D) در شمال امریکا، شمال چین، پاتاگونیا، دره نیل، هند و همزمان با جزر و مد ۱۸۷۶ ساله ماه.

هند	نیل در افریقا	آندهای پانگونی	شمال چین	دشت های بزرگ در ایالات متحده	علفزارهای کانادا	پرخانه قمری حداکثری
			۱۵۸۲ D		۱۵۸۱ D	۱۵۸۳
		۱۶۰۶ F	۱۶۰۰ D		۱۶۰۱ D	۱۶۰۱
		۱۶۲۱ F	۱۶۲۰ D		۱۶۲۲ D	۱۶۲۰
		۱۶۳۷ F	۱۶۴۰ D		۱۶۴۰ D	۱۶۳۸
		۱۶۵۶ F	۱۶۵۹ D		۱۶۵۲ F	۱۶۵۷
		۱۶۷۵ F	۱۶۷۸ D		۱۶۷۴ F	۱۶۷۶
		۱۶۹۳ F			۱۶۹۴ F	۱۶۹۴
	۱۷۱۳ D	۱۷۱۰ F			۱۷۱۲ F	۱۷۱۳
	۱۷۳۳ D	۱۷۲۷ F			۱۷۲۹ F	۱۷۳۱
	۱۷۵۰ D	۱۷۵۲ D			۱۷۵۲ F	۱۷۵۰
	۱۷۶۶ D	۱۷۶۸ D			۱۷۶۸ F	۱۷۶۸
	۱۷۸۹ D	۱۷۸۴ D			۱۷۸۶ F	۱۷۸۷
	۱۸۰۶ D	۱۸۰۲ D	۱۸۰۶ F	۱۸۰۵ D	۱۸۰۵ F	۱۸۰۶
	۱۸۲۲ D	۱۸۲۲ D	۱۸۲۳ F	۱۸۲۴ D	۱۸۲۳ F	۱۸۲۴
	۱۸۳۷ D	۱۸۴۱ D	۱۸۴۶ D	۱۸۴۴ D	۱۸۴۳ F	۱۸۴۳
		۱۸۶۴ D	۱۸۶۲ D	۱۸۶۱ D	۱۸۵۹ F	۱۸۶۱
	۱۸۸۵ D	۱۸۸۰ D	۱۸۸۱ D	۱۸۷۹ D	۱۸۸۱ F	۱۸۸۰
۱۹۰۲ D	۱۹۰۲ D	۱۸۹۵ D	۱۹۰۰ D	۱۹۰۱ D	۱۹۰۰ F	۱۸۹۹
۱۹۱۳ F	۱۹۱۷ F	۱۹۱۸ F	۱۹۱۸ D	۱۹۱۹ D	۱۹۱۶ F	۱۹۱۸
۱۹۳۹ F	۱۹۳۶ F	۱۹۳۷ F	۱۹۳۵ F	۱۹۳۵ D	۱۹۳۲ F	۱۹۳۶
۱۹۵۸ F	۱۹۵۳ F	۱۹۵۶ F	۱۹۵۴ F	۱۹۵۵ D	۱۹۵۳ F	۱۹۵۵
۱۹۷۶ F	۱۹۷۵ F	۱۹۷۳ F	۱۹۷۴ F	۱۹۷۵ D	۱۹۷۵ F	۱۹۷۳
۱۹۹۰ F	۱۹۹۶ F	۱۹۹۲ F	۱۹۹۰ F	۱۹۹۳ F	۱۹۹۵ F	۱۹۹۱

منبع: کوری (۱۹۸۴) و سایر مطالعات اینترنتی. ناهنجاریهای بارش ترسیم شده برای هر منطقه از ۱۹۸۰ به بعد از سایت ذیل استخراج شده است:
<http://climexp.knmi.nl/fieldplot.cgi?someone@somewhere+gpcp>

نتیجه گیری

حرکت هوای سرد قطبی به شکل پرفشارهای قطبی سیار از قطبها به سمت استوا، فاکتور مؤثری در کنترل حرکت هوا در سراسر سطح کره زمین است. این فرایند گردش عمومی جو را به وجود می آورد که موجب رفع تضادهای جوی شدید ناشی از نابرابری گرما و سرما بین استوا و قطبها می شود. مفهوم پرفشارهای قطبی سیار نشان می دهد که اقلیم عرضهای بالایی عامل مهمی در اقلیم جهان و تغییر اقلیمی کره زمین است. علاوه بر این تبدلات نصف النهاری، فرایندهای مداری نیز وجود دارد که به وسیله رابطه متقابل بین اقیانوس - جو کنترل می شوند. نوسان جنوبی مهم ترین این فرایندها است. با اینکه خشک سالی و سیلابهای ثبت شده در سراسر تاریخ بسیار زیادند و نسبت به دیگر مخاطرات طبیعی تلفات بیشتری ایجاد نموده اند ولی واقعیت این است که آنها مخاطرات پیوسته ای هستند و به هم وابسته اند و درست مثل روز و شب همدیگر را دنبال می کنند. نه تنها این دو حادثه با هم مرتبطند، وقوع آنها نیز به طور چشم گیری در سراسر زمین همزمانی داشته است. آنها به طور پیچیده ای

با نوسان جنوبی و دیگر پدیده‌های دارای چرخه زمانی از قبیل نوسان اطلس شمالی و نوسان آرام شمالی مرتبط هستند. دیگر مخاطرات از قبیل سیکلون‌های حاره‌ای و برون حاره‌ای، فرسایش موجی و ناپایداری زمین نیز با نوسان جنوبی مرتبطند و از این رو می‌توان مورد پیش‌بینی قرار گیرند. در عرض‌های میانه نیمکره شمالی، طوفان‌ها بسیار با اهمیت هستند و نوسان اطلس شمالی یک فاکتور کنترلی برای آنها است. چنین تأثیرات مشابه‌ای در غرب آمریکای شمالی نیز ممکن است به سبب تغییرات در دمای سطح اقیانوس آرام شمالی رخ دهد.

امروزه به طور قطعی مشخص شده است که دوره‌های خشک‌سالی و دوره‌های بارشی شدید بعدی نه تنها در بخش‌های نیمه خشک کره زمین بلکه در عرض‌های معتدل نیز ادواری هستند. این ادواری بودن در مناطق مختلفی مثل آمریکای شمالی، آرژانتین، شمال چین، دره نیل و هند با جذر و مد قمری ۱۸/۶ ساله در ارتباطند. همچنین مشخص شده است که چرخه لکه‌های خورشیدی در سری‌های زمانی بارش برخی کشورها نقش دارد. چرخه‌های نجومی بلند مدت به خصوص در نیمکره شمالی به دانشمندان این امکان را می‌دهد که سال‌های وقوع خشک‌سالی یا بارش‌های غیر عادی را مشخص کنند در حالی که آغاز یک واقعه انسو با پیامدهای گسترده‌اش این امکان را فراهم می‌کند که پیامدهای اقلیمی از ۹ ماه قبل پیش‌بینی گردند. این دو شاخص پیش‌بینی به کشورها این فرصت را می‌دهد که با تغییر استراتژی‌های اقتصادی کوتاه مدت و بلند مدت خود، اثرات منفی خشک‌سالی‌ها یا بارش‌های شدید را کاهش دهند.

متأسفانه فقط تعداد محدودی از دولت‌ها در قرن بیستم بیش از ۱۱ سال، کوتاه‌ترین چرخه نجومی، تداوم داشته‌اند. به طور واقع‌بینانه حتی در ایالات متحده نیز واکنش‌های مثبت سیاسی به هشدار وقوع خشک‌سالی‌های وحشتناک، احتمالاً غیر ممکن است. در چنین شرایطی جوامع باید به قدرت و کارآمدی دولت در تداوم خدمات شهری، در انتشار هشدارها، داشتن برنامه‌هایی برای کاهش تأثیرات مختلف و فشار آوردن بر حکومت مرکزی برای فراهم کردن مقدمات امیدوار باشند. در نهایت باید عنوان گردد که چرخه‌های نجومی و نوسانی از قبیل نوسان جنوبی یا نوسان اطلس شمالی، تنها مسبب ۱۵ الی ۳۰ درصد از تفاوت بارش در کشورهایی هستند که تأثیرات این عوامل در آنها مشخص شده است. این بدین معنی است که ۷۰ یا بیش از ۷۰ درصد تفاوت‌های بارش ثبت شده باید به دیگر فاکتورهای اقلیمی مربوط باشند. برای مثال در طی خشک‌سالی شرق استرالیا در سال‌های ۱۹۸۷-۱۹۸۶، سیدنی با بیش از ۴۰۰ میلی‌متر باران به زیر آب رفت و رکورد ۴۸ ساعته بارش قبلی شکسته شد و امواج طوفانی بزرگی ایجاد گردید که تا ۸ سال بر ساحل تأثیر گذاشتند. این اتفاقات تصادفی، اهمیت درک فرایندهای اقلیمی منطقه‌ای و محلی را که منجر به افزایش مخاطرات اقلیمی می‌شود، شرح می‌دهد. این جنبه‌های منطقه‌ای و محلی در فصل بعدی مورد بررسی قرار خواهند گرفت.

مأخذ و منابعی برای مطالعه بیشتر

- Adamson, D., Williams, M.A.J. and Baxter, J.T. 1987. Complex late Quaternary alluvial history in the Nile, Murray–Darling, and Ganges Basins: three river systems presently linked to the Southern Oscillation. In Gardiner, V. (ed.) *International Geomorphology Pt II*, Wiley, NY, pp. 875–887.
- Allan, R., Lindesay, J. and Parker, D. 1996. *El Niño Southern Oscillation and Climatic Variability*. CSIRO Publishing, Melbourne.
- Bhalme, H.N., Mooley, D.A. and Jadhav, S.K. 1983. Fluctuations in the drought/flood area over India and relationships with the Southern Oscillation. *Monthly Weather Review* 111: 86–94.
- Boberg, F. and Lundstedt, H. 2002. Solar wind variations related to fluctuations of the North Atlantic oscillation. *Geophysical Research Letter* 29(15) 10.1029/2002GL014903.
- Bryant, E.A. 1985. Rainfall and beach erosion relationships, Stanwell Park, Australia, 1895–1980: worldwide implications for coastal erosion. *Zeitschrift für Geomorphologie Supplementband 57*: 51–66.
- Bryant, E.A. 1997. *Climate Process and Change*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Bryson, R. and Murray, T. 1977. *Climates of Hunger*. Australian National University Press, Canberra.
- Couper-Johnston, R. 2000. *El Nino: The Weather Phenomenon That Changed the World*. Hodder and Stoughton, London.
- Currie, R.G. 1981. Evidence of 18.6 year MN signal in temperature and drought conditions in N. America since 1800 A.D. *Journal Geophysical Research* 86: 11055–11064.
- Currie, R.G. 1984. Periodic (18.6-year) and cyclic (11-year) induced drought and flood in western North America. *Journal Geophysical Research* 89(D5): 7215–7230.
- Glantz, M.H. 1996. *Currents of Change: El Niño's Impact on Climate and Society*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Glantz, M.H., Katz, R.W. and Nicholls, N. 1991. *Teleconnections Linking Worldwide Climate Anomalies: Scientific Basis and Societal Impact*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Gray, W.M. 1984. Atlantic seasonal hurricane frequency Part I: El Nino and 30 mb quasibiennial oscillation influences. *Monthly Weather Review* 112: 1649–1667.
- Hoyt, D.V. and Schatten, K.H. 1997. *The Role of the Sun in Climate Change*. Oxford University Press, Oxford.
- Hurrell, J.W. 1995. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and precipitation. *Science* 269: 676–679.
- Hurrell, J.W. 2002a. North Atlantic Oscillation (NAO) indices information: Winter (Dec–Mar). <<http://www.cgd.ucar.edu/~jhurrell/nao.stat.winter.html>>
- Hurrell, J.W. 2002b. North Pacific (NP) index information. <<http://www.cgd.ucar.edu/~jhurrell/np.html>>
- Hurrell, J.W., Kushnir, Y., Ottersen, G. and Visbeck, M. (eds) 2002. *The North Atlantic Oscillation: Climatic Significance and Environmental Impact*. American Geophysical Union, Washington.
- Hurricane Research Division 2003. *What are the most and least tropical cyclones occurring in the Atlantic basin and striking the USA?*. United States Department of Commerce. <<http://www.aoml.noaa.gov/hrd/tcfaq/tcfaqE.html>>
- Jet Propulsion Laboratory 1995a. *TOPEX/POSEDON: Wind Speed, January*. http://education.gsfc.nasa.gov/experimental/all98invProject.Site/Pages/trl/inv4-7WIND_SPEED_JAN.html
- Jet Propulsion Laboratory 1995b. *TOPEX/POSEDON: Wind Speed, July*. <http://education.gsfc.nasa.gov/experimental/all98invProject.Site/Pages/trl/inv4-7WIND_SPEED_JUL.html>
- Lamb, H.H. 1982. *Climate, History and the Modern World*. Methuen, London.
- Lamb, H.H. 1986. The causes of drought with particular reference to the Sahel. *Progress in Physical Geography* 10(1): 111–119.
- Leroux, M. 1993. The Mobile Polar High: a new concept explaining present mechanisms of meridional air-mass and energy exchanges and global propagation of palaeoclimatic changes. *Global and Planetary Change* 7: 69–93.

- Leroux, M. 1998. *Dynamic Analysis of Weather and Climate: Atmospheric Circulation, Perturbations, Climatic Evolution*. Wiley-Praxis, Chichester.
- Lourensz, R.S. 1981. *Tropical Cyclones in the Australian Region July 1909 to June 1980*. Australian Bureau of Meteorology, Australian Government Publishing Service, Canberra.
- Luke, R.H. and McArthur, A.G. 1978. *Bushfires in Australia*. Australian Government Publishing Service, Canberra.
- Marko, J.R., Fissel, D.B. and Miller, J.D. 1988. Iceberg movement prediction off the Canadian east coast. In El-Sabh, M.I. and Murty, T.S. (eds) *Natural and Man-made Hazards*. Reidel, Dordrecht, pp. 435–462.
- National Geophysical Data Center 2003a. *Sunspot numbers*. <ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/STP/SOLAR_DATA/SUNSPOT_NUMBERS>
- National Geophysical Data Center 2003b. *AA Index*. <ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/STP/SOLAR_DATA/RELATED_INDICES/AA_INDEX/>
- Pant, G.B. and Parthasarathy, B. 1981. Some aspects of an association between the Southern Oscillation and Indian summer monsoon. *Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie*. B29:245–252.
- Quinn, W.H., Zopf, D.O., Short, K.S. and Kuo Yang, R.T.W. 1978. Historical trends and statistics of the southern oscillation, El Nino, and Indonesian droughts. *U.S. Fisheries Bulletin* 76:663–678.
- Philander, S.G. 1990. *El Nino, La Nina and the Southern Oscillation*. Academic, San Diego.
- Pittock, A.B. 1984. On the reality, stability and usefulness of southern hemisphere teleconnections. *Australian Meteorological Magazine* 32(2): 75–82.
- Reichl, P. 1976. The Riverine Plains of northern Victoria. In Holmes, J.H. (ed.) *Man and the Environment: Regional Perspectives*. Longman, Hawthorn, pp. 69–95.
- Shove, D.J. 1987. Sunspot cycles. In Oliver, J.E. and Fairbridge, R.W. (eds) *Encyclopedia of Climatology*. Van Nostrand Reinhold, New York, pp. 807–815.
- Stephenson, D.B. 1999. *The North Atlantic Oscillation thematic web site*. <<http://www.met.rdg.ac.uk/cag/NAO/>>
- Trenberth, K.E. and Hurrell, J.W. 1994. Decadal atmospheric–ocean variations in the Pacific. *Climate Dynamics* 9: 303–319.
- Tyson, P.D., Dyer, T.G.S., and Mameitse, M.N. 1975. Secular changes in South African rainfall 1880–1972. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 101: 817–833.
- Villwock, A. 1998. *CLIVAR initial implementation plan: Chapter 5, The North Atlantic Oscillation*. <http://www.clivar.org/publications/other_pubs/iplan/iip/pd1.htm>
- Wang, S-W. and Zhao, A-C. 1981. Droughts and floods in China 1440–1979. In Wigley, T.M.L., Ingram, M.J. and Farmer, G. (eds) *Climate and History, Studies in Past Climates and Their Impact on Man*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 271–288.

فصل سوم: مخاطرات طوفان‌های بزرگ مقیاس

مقدمه

فصل قبل بر روی الگوهای فشار بزرگ مقیاس و تغییر آنها در سراسر سطح زمین تأکید داشت. در حالی که این الگوها به صورت منطقه‌ای بر روی بارش کنترل دارند، میزان تاوایی‌های بزرگ مقیاس باعث تقویت مقدار و اضافه شدن ذرات به باد برای تولید طوفان‌های ویران کننده می‌شود. علاوه بر این بادهای متوسط تا شدید در یک مقیاس منطقه‌ای قابلیت معلق‌سازی مقادیر زیادی گرد و غبار را با خود دارند. مواد معلق در طوفان‌های گردوغبار می‌تواند هزاران کیلومتر جابه‌جا شوند. این فرایند در سراسر سطح کره زمین بیانگر یک مکانیسم مهم برای جابه‌جایی رسوبات است. خشک‌سالی‌ها در مناطق کم بارش و مناطقی از جهان که پوشش گیاهی پراکنده‌ایی دارند، باعث تشدید طوفان‌های گردوغبار می‌شوند. آنها به تدریج گسترش می‌یابند با وجود این در مناطق نیمه خشک که جمعیت کم و پراکنده‌ایی دارند جز مخاطره‌های مهم محسوب می‌شوند. متأسفانه بسیاری از این مناطق در طول هزاران سال به سبب تشدید فعالیت‌های انسان در ارتباط با کشاورزی، به زمین بایر تبدیل شده‌اند. هم‌اکنون نیز شاهد فرایند بایر شدن مناطقی هستیم که در طی ۲۰۰ سال گذشته مسکونی شده‌اند. طوفان‌های گرد و غبار، یکی از بارزترین و طولانی‌ترین مشخصه‌های تأثیر انسان بر روی چشم‌اندازها هستند.

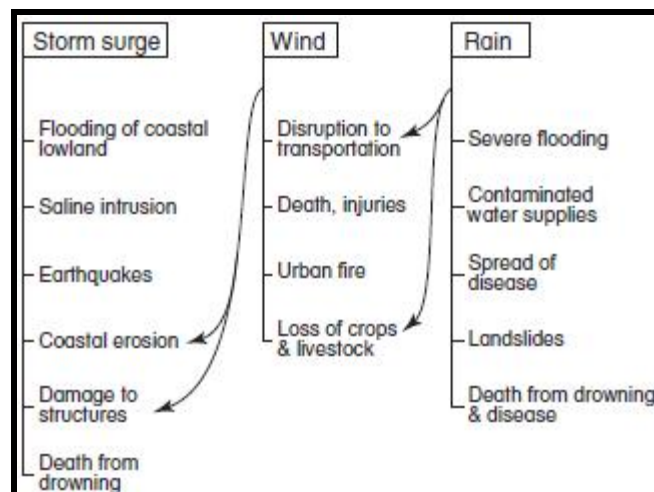
در این فصل، ابتدا فرایند قدرت و فراوانی سیکلون‌های حاره‌ای تشریح می‌گردد. این فصل با شرح برخی از وقایع سیکلونی متداول دنبال می‌شود. این بخش با مقایسه واکنش‌های انسانی نسبت به وقوع سیکلون‌ها در استرالیا، ایالات متحده و بنگلادش - قبلاً جز شرق پاکستان بوده است - پایان می‌یابد. سپس در ادامه بحث، سیکلون‌های برون حاره‌ای با معرفی طوفان‌های بزرگ در نیمکره شمالی و گسترش فوق‌العاده کم‌فشارها یا بمب‌ها بر روی ژاپن، ایالات متحده و ساحل شرقی استرالیا مورد بررسی قرار می‌گیرند. در ادامه مدهای طوفانی مشتق از این پدیده‌های آب و هوایی که بر روی پهنه‌های آبی شکل می‌گیرند، مورد بحث قرارخواهند گرفت. لازم به یاد آوری است که در این قسمت برای بیان دقیق مفاهیم، احتمال وقوع و احتمال تجاوز از مدهای طوفانی استفاده می‌شود. این مفاهیم در ارزیابی و بررسی فراوانی وقوع و شدت یک مخاطره خاص، مفاهیمی اساسی هستند. آخر این فصل با بررسی طوفان‌های گرد و غبار و تأثیر آنها پایان می‌پذیرد.

سیکلون‌های حاره‌ای

(نالیکین، ۱۹۸۳)^۱

مقدمه

سیکلون‌های حاره‌ای که از دریاهای گرم حاره‌ای سرچشمه می‌گیرند، به عنوان طوفان‌های سیکلونی شدید تعریف می‌شوند. در آمریکای شمالی برای این پدیده از واژه‌ی هاریکان استفاده می‌شود، زیرا سیکلون به طوفان برون حاره‌ای شدید که بر خلاف عقربه‌های ساعت می‌چرخند، اشاره دارد. در ژاپن و جنوب شرق آسیا، سیکلون‌های حاره‌ای تی‌فون نامیده می‌شوند. شکل ۱-۳-۱ مخاطراتی که با سیکلون‌های حاره‌ای ارتباط دارند را خلاصه کرده است. این مخاطرات تحت سه عنوان: مد طوفان، باد و مخاطرات ناشی از بارندگی‌ها دسته‌بندی می‌شوند. مد طوفانی پدیده‌ای است که به موجب آن آب به طور فیزیکی در امتداد خطوط ساحلی به وسیله‌ی سیستم کم‌فشار و بادهای شدید بالا می‌آید. این فرایند با غرق کردن انسان‌ها، وقوع سیلاب در مناطق ساحلی پست، فرسایش خط ساحل، کاهش حاصلخیزی خاک به خاطر ورود آب شور اقیانوس به داخل خاک و خسارت به ساختمان‌ها و شبکه ارتباطی منجر به تلفات جانی و مالی می‌شود. در سیکلون‌های بزرگ سرعت باد از ۳۰۰ کیلومتر در ساعت فراتر می‌رود. سرعت زیاد باد می‌تواند مستقیماً دلیل خسارت‌های بسیار زیاد، تلفات انسانی و عامل اصلی نابودی محصولات کشاورزی باشد. به طور شگفت‌انگیزی بادهای شدید - صرفاً به خاطر شدت آنها- حتی در بارش‌های سنگین، می‌تواند عامل گسترش آتش‌سوزی در مناطق شهری و مناطق جنگلی باشند.



شکل ۱-۳-۱- مخاطرات مربوط به وقوع سیکلون‌های حاره‌ای.

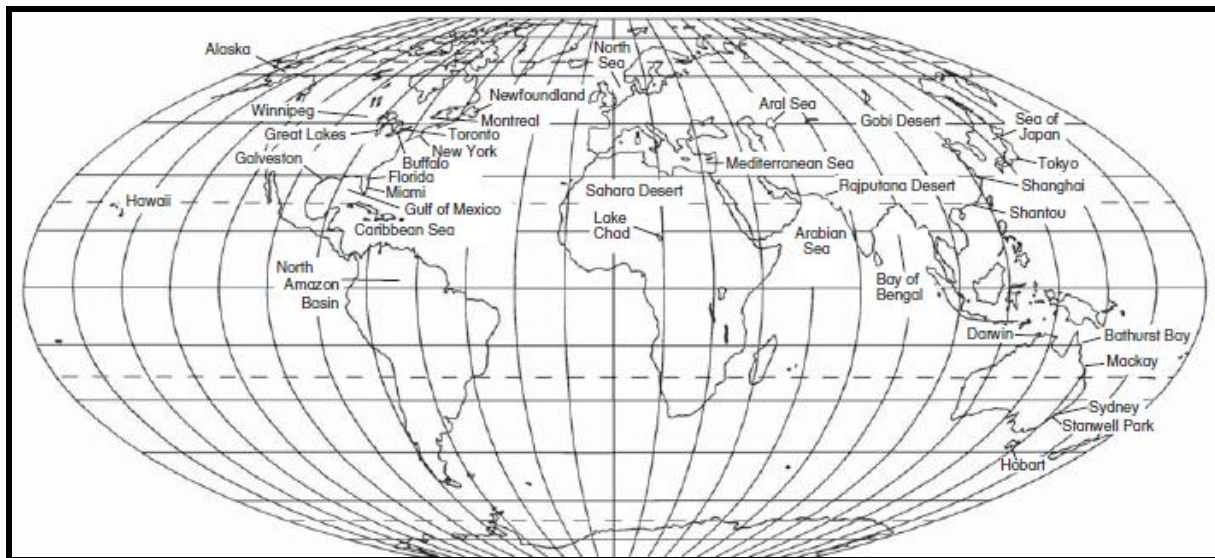
روی هم رفته یک سیکلون حاره‌ای در هر روز می‌تواند باعث بارشی در حدود ۱۰۰ میلی‌متر در منطقه‌ای تا ۲۰۰ کیلومتری سیکلون و بارش روزانه ۳۰ الی ۴۰ میلی‌متر در فاصله ۲۰۰ الی ۴۰۰ کیلومتری وقوع سیکلون شود. این مقادیر با توجه به توپوگرافی محلی، حرکت سیکلون و فراهم بودن رطوبت می‌تواند بسیار متغیر باشد. در سال ۱۹۵۲ وقوع یک سیکلون حاره‌ای در جزیره ریونیون^۲ در طی سه روز، بارش ۳۲۴۰ میلی‌متری را فرو ریخت. بارندگی، عامل اصلی تلفات انسانی، خسارت مالی، نابودی محصولات بر اثر سیلاب- به ویژه در دشت‌های سیلابی پرجمعیت- است. آلودگی مخازن آب در هفته‌های بعد از وقوع سیکلون می‌تواند منجر به شیوع امراض خطرناک شود. بارش شدید در مناطق تپه ماهوری یا کوهستانی همچنین باعث رانش زمین یا جریان گل می‌شود زیرا در مسیر جویبارها و رودخانه‌ها، سیلاب‌ها با رسوباتی که از دامنه‌ها پایین می‌آیند، ترکیب می‌شوند. نابودی محصولات و ورود آب شور به داخل زمین‌های کشاورزی همچنین می‌تواند منجر به قحطی شود که این مسأله

1- Nalivkin

2- Reunion Island

در مقایسه با وقوع خود سیکلون، می‌تواند تلفات انسانی بیشتری داشته باشد. این پدیده به خصوص در طول سال‌های پایانی قرن نوزدهم در مورد شبه قاره هند صادق است.

زلزله‌ها نتیجه‌ی آشکار وقوع سیکلون‌ها نیستند، ولی شواهد بسیار زیادی برای وقوع آنها در طول سیکلون‌ها وجود دارد. با عبور یک سیکلون، فشار هوا ظرف چند ساعت به طور چشم‌گیری تغییر می‌یابد، از این رو موجب کاهش شدید بار هوا یا حجم هوا بر روی سطح کره زمین می‌شود. ظرف چند ساعت باربرداری تا ۲ الی ۳ میلیون تن در هر کیلومتر مربع می‌رسد. علاوه بر این مدهای طوفان با ارتفاع ۶ الی ۷ متر در دریاها کم عمق، موجب افزایش ۷ میلیون تنی فشار بر روی سطح کره زمین در هر کیلومتر مربع می‌شود. روی هم رفته، عبور یک سیکلون در امتداد یک ساحل می‌تواند موجب تغییر ۱۰ میلیون تنی در بارگذاری روی پوسته کره زمین در هر کیلومتر مربع شود. در مناطقی که پوسته زمین قبلاً تحت فشار بوده است، این تغییر فشار ممکن است برای آغاز یک زلزله کافی باشد. مثالی بارز از سیکلون‌هایی که منجر به وقوع زلزله شده‌اند، زلزله سال ۱۹۲۳ توکیو است (برای یافتن محل اسم‌هایی که در این فصل ذکر شده‌اند به شکل ۳-۲ رجوع کنید). در اول سپتامبر تیفونی در منطقه توکیو اتفاق افتاد و به دنبال آن حادثه، یک زلزله عظیم رخ داد. زلزله موجب ترکیدگی خطوط انتقال گاز و آتش سوزی شد که این آتش سوزی در دوم سپتامبر به وسیله نیروی باد سیکلون در سراسر شهر گسترش یافت. در مجموع ۱۴۳۰۰۰ نفر فقط در اثر سوختگی جانشان را از دست دادند. رخدادهای این تراژدی در فصل دهم توضیح داده شده است. همچنین شواهد دیگری نیز وجود دارد که نشان می‌دهد سیکلون‌های حاره‌ای در امتداد کرانه غربی صفحه اقیانوس آرام و در امتداد مرزهای صفحه‌ی دریای کارائیب موجب زلزله شده‌اند. در آمریکای مرکزی زلزله‌ها و سیکلون‌ها بیشتر از آن که به صورت جداگانه رخ دهند به طور همزمان رخ می‌دهند.



شکل ۳-۲- نقشه مکانی.

زلزله توکیو بر اساس دلایل دیگر نیز یک واقعه غیر عادی بود. بادهای تیفون آتش سوزی را از کنترل خارج کردند. این حوادث دوگانه از بارش‌های سیل آسا و آتش سوزی غیر قابل کنترل در ژاپن امری کاملاً عادی هستند. حرکت رو به شمال شرق تیفون‌ها از روی دریای ژاپن موجب شکل‌گیری بادهای بسیار شدید در دامنه باد پناهی کوهستان‌ها می‌شود. در سپتامبر سال ۱۹۵۴ و مجدداً در اکتبر سال ۱۹۵۵ سیکلون‌ها بادهایی به وجود آوردند که موجب گسترش آتش سوزی شدند. در این آتش سوزی به ترتیب ۱۱۰۰ ساختمان در نیگاتا و بیش از ۳۳۰۰ ساختمان در هوکایدو به کلی از بین رفتند. در ایالات متحده

هاریکان بزرگ سال ۱۹۳۸ نیوانگلند را ویران ساخت، موجب آتش سوزی در نیولندن، کنه‌تیکت^۱ شد، این آتش سوزی شش ساعت به طول انجامید و اگر با عبور سیکلون مسیر باد عوض نمی‌شد و آتش عقب‌نشینی نمی‌کرد، ممکن بود شهر ۳۰۰۰۰ نفره نابود شود.

مکانیسم‌های ایجاد سیکلون

(آنتس، ۱۹۸۲؛ نالیکین، ۱۹۸۳؛ گری، ۱۹۸۴؛ گری و همکاران، ۱۹۹۴؛ چنگ و همکاران، ۲۰۰۳؛ سمپسون، ۲۰۰۳)^۲

سیکلون‌های حاره‌ای انرژی‌شان را از تبخیر آب بر فراز اقیانوس‌ها به خصوص قسمت‌های غربی، یعنی جایی که دمای سطحی گرم‌تر است، به دست می‌آورند. وقتی حرکت ظاهری خورشید در هر نیمکره به انقلاب تابستانی می‌رسد، سطح آب اقیانوس‌ها در طول دو الی سه ماه شروع به گرم شدن می‌کند و به دمای فراتر از ۲۶ درجه سانتی‌گراد می‌رسد. به همین دلیل سیکلون‌های حاره‌ای در نیمکره جنوبی از ماه دسامبر تا ماه می و در نیمکره شمالی از ماه ژوئن تا اکتبر پدید می‌آیند. در همین زمان، در مناطق استوایی بادهای تجارتی شرقی در اثر فشار ناشی از پرفشارهای قطبی سیار شدت می‌یابند و آب‌های گرم سطحی را به طرف غرب اقیانوس‌ها به حرکت در می‌آورند. از این رو آب‌های گرم اقیانوسی با ضخامت زیادی در دریای کورال واقع در ساحل شرقی استرالیا، در دریای کارائیب، در غرب اقیانوس آرام و در جنوب شرقی چین انباشته می‌شوند. لایه ضخیم گرمایی، حرکت روبه بالا و مخلوط شدن آب سرد زیر سطحی با آب گرم سطحی را که می‌تواند مانع گسترش و توسعه کامل یک سیکلون شود را کاهش می‌دهد. همچنین در دریا‌های کم عمق تجمع آب گرم گسترش بیشتری پیدا می‌کند زیرا حجم کمتری از آب در دریا‌های کم عمق وجود دارد.

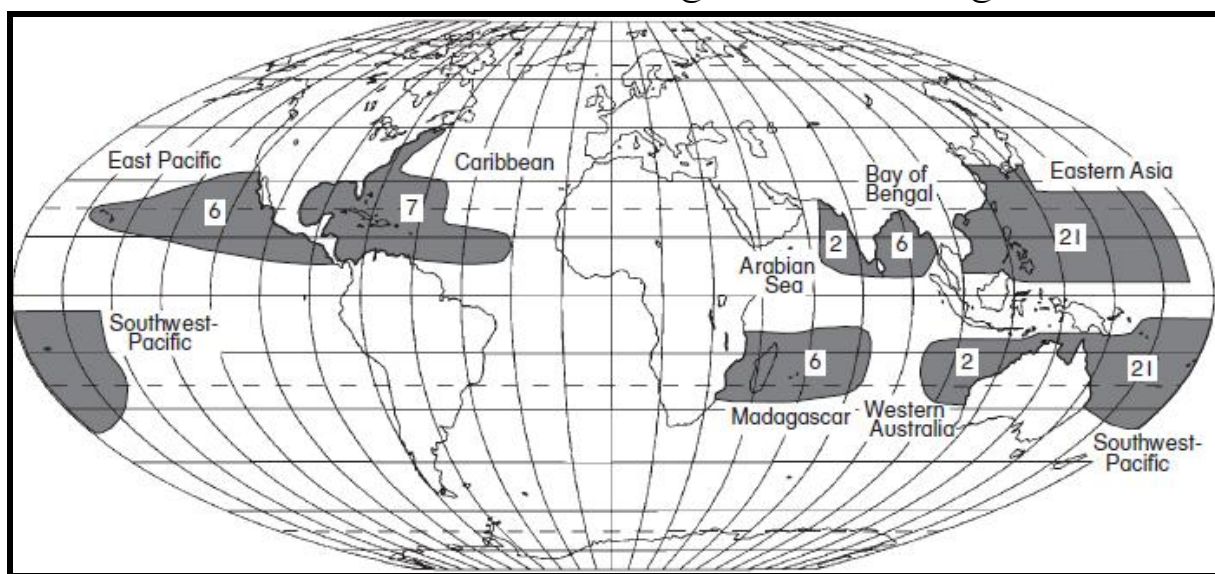
شکل ۳-۳ مکان‌های اصلی تولید سیکلون‌های حاره‌ای را نشان می‌دهد. اکثر این سیکلون‌های حاره‌ای در حاشیه غربی اقیانوس‌ها یا بر روی دریا‌های کم عمق، جایی که دما به سبب یکی از فرایندهای فوق افزایش می‌یابد، پدید می‌آیند. برای شکل‌گیری یک سیکلون حاره‌ای حداقل هشت شرط نیاز است: اول اینکه، ناپایداری قوی همرفتی لازم است، این عامل موجب صعود تقریباً عمودی هوا در سراسر تروپوسفر می‌شود. وقتی دمای اقیانوس به فراتر از ۲۷-۲۶ درجه سانتی‌گراد می‌رسد، توده‌های کم فشار سیکلونی پدید می‌آیند، زیرا در این مقادیر دمایی تمامی اتمسفر پایینی ناپایدار است. با افزایش بیشتر دما، شدت سیکلون حاره‌ای نیز افزایش می‌یابد. سیکلون‌های حاره‌ای در دمای بالاتر از ۳۰ درجه سانتی‌گراد پدید نمی‌آیند، زیرا آشفته‌گی‌های کوچک مقیاس غلبه می‌یابند و جابه‌جایی عمودی هوا را مختل می‌سازند. سیکلون‌هایی که به طور ناگهانی در زیر دمای ۲۴ درجه سانتی‌گراد تشکیل و توسعه می‌یابند به سرعت تضعیف و تجزیه می‌شوند. سیکلون‌ها در بالای عرض ۲۰ درجه به ندرت گسترش می‌یابند، چون دمای اقیانوس هرگز به این مقدار مورد نیاز نمی‌رسد. گرمایش جهانی بر این روابط تأثیر گذار است. در حالی که ممکن است مناطق اقیانوسی مستعد شکل‌گیری سیکلون‌ها افزایش بیابند، ولی یک حد نهایی برای دما وجود دارد که مانع افزایش دما می‌شود. سیکلون‌های حاره‌ای همچنین به خاطر حجم عظیم گرمایی که در تبخیر آب اقیانوس مصرف می‌کنند می‌توانند به طور خارق‌العاده‌ای دمای سطح دریا را تا ۳-۴ درجه سانتی‌گراد خنک‌تر کنند. وقوع هاریکان گیلبرت در سال ۱۹۸۸ در ساحل مکزیک، دمای اقیانوس را از ۳۱ درجه به ۲۶ درجه سانتی‌گراد کاهش داد.

دوم، برای شکل‌گیری سیکلون‌های حاره‌ای باید همگرایی هوای سطحی بر روی مناطق آب گرم مستقر باشد. شکل‌گیری تعداد زیادی از طوفان‌های تندری بر روی پهنه آب‌های گرم، این مکانیسم را ایجاد می‌کند. همگرایی موجب حرکت صعودی هوا و بی‌ثباتی در اتمسفر بالایی می‌شود. با وجود این، در سیکلون‌های حاره‌ای این بی‌ثباتی به جهت آزادسازی گرمای نهان تبخیر افزایش فوق‌العاده‌ای می‌یابد. به دلیل دمای بالای اقیانوس‌های گرم و تابش شدید خورشیدی، تبخیر در سطح دریا در حد مطلوب است. هر

1- Connecticut

2- Anthes; Nalivkin; Gray; Gray et al.; Chang et al.; Simpson

کیلوگرم از آب تبخیر شده در دمای ۲۶ درجه سانتی‌گراد به ۲۴۲۵ کیلو ژول انرژی گرمایی نیاز دارد. وقتی هوا صعود می‌کند، سرد می‌شود و اگر بخار آب متراکم شود، آن وقت این انرژی ذخیره شده به صورت گرمای نهان تبخیر آزاد می‌شود. حجم عظیم گرمایی که از این طریق به جو بالایی منتقل می‌شود، ناپایداری همرفتی را تشدید می‌کند و باعث تشدید صعود هوا می‌شود. شکل ۳-۴ الگوی ساختار دمای حاصل از این فرایند در یک سیکلون حاره‌ای را شرح می‌دهد. دماهای نشان داده شده به طور شماتیک بیانگر حداکثر دمای احتمالی (به درجه سلسیوس) هستند که اگر تمام رطوبت تبخیر شده متراکم شود به دست می‌آید. آزادسازی گرمای نهان در اثر تراکم (چگالش) در هوای در حال صعود می‌تواند دمای هوای آن را حداکثر تا ۲۰ درجه سانتی‌گراد نسبت به هوای مجاور افزایش دهد. تا زمانی که این گرما بر روی اقیانوس حضور دارد ناپایداری همرفتی ادامه پیدا می‌کند. سوم اینکه، برای شروع چرخش هوای سطحی همگرا به داخل منطقه بالارونده به یک مکانیسم شروع کننده یا محرک نیاز است. به احتمال زیاد این چرخش به وسیله یک موج شرقی که در داخل بادهای تجارتی گسترش می‌یابد، ایجاد می‌شود. بر روی نقشه‌های سطحی، این موج به صورت یک نوسان یا تموج در همفشارهای موازی عرض‌های جغرافیایی نشان داده شده است.



شکل ۳-۳- منشأ و تعداد سیکلون‌های حاره‌ای سالانه برای مدت ۲۵ سال از ۱۹۵۲ تا ۱۹۷۷ (بعد از گری، ۱۹۷۵).

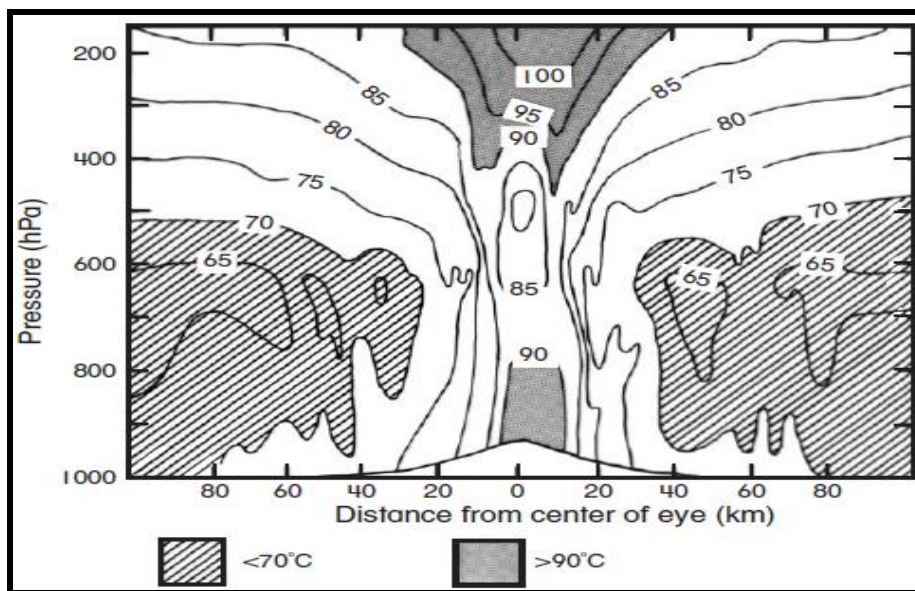
چهارم، بعد از اینکه موج‌های شرقی، چرخش را شروع می‌کنند، نیروی کوریولیس برای ایجاد چرخندگی کفایت می‌کند. سیکلون‌ها به ندرت در ۵ درجه‌ای استوا شکل می‌گیرند. هیچ سیکلونی نمی‌تواند از خط استوا عبور کند، چون آنها در هر نیمکره بر خلاف همدیگر می‌چرخند. از زمانی که اندازه‌گیری‌ها شروع شده است (در سال ۱۸۸۹ در اقیانوس اطلس و در ۱۹۴۵ در اقیانوس آرام)، تنها دو سیکلون حاره‌ای - **تیفون سارا** ۱۹۵۶ و **وامی** در سال ۲۰۰۱ - تا عرض ۳ درجه استوا رسیده‌اند. طوفان **وامی** از این حیث که مرکز آن در عرض ۱/۵ درجه خط استوا در شرق **سنگاپور** قرار داشت و منطقه همرفتی آن دقیقاً در سراسر خط استوا نیمکره شمالی گسترش یافته بود، طوفانی بی‌سابقه بود. این سیکلون حاره‌ای گسترده به وسیله یک پرفشار قطبی سیار قدرتمند مجبور شد از چین به مناطق حاره جابه‌جا گردد.

پنجم اینکه، سیکلون‌ها نمی‌توانند بر روی خشکی‌های با دمای بالاتر از ۲۴ درجه سانتی‌گراد تداوم بیابند- مگر در سرزمین‌هایی که از قبل زیر آب رفته‌اند- چون آنها به انتقال گرما از سطح زمین به اتمسفر بالایی از طریق فرایند تبخیر و آزادسازی گرمای نهان وابسته هستند.

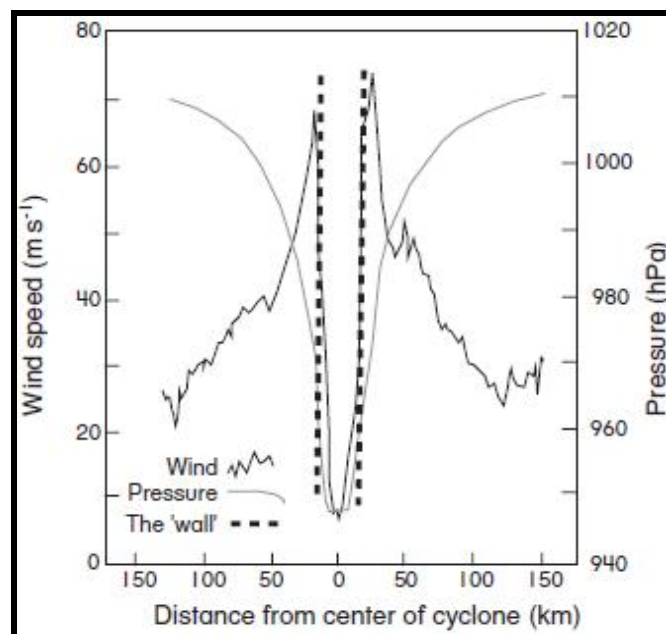
ششم، سیکلون‌های حاره‌ای باید چشم داشته باشند (شکل ۳-۵). زمانی که منطقه یا منطقه همرفتی در حدود ۱۰۰-۱۰ کیلومتر افزایش یابد، فرونشینی هوا در مرکز منطقه همرفتی و همچنین در پهلوهای زون رخ می‌دهد. فرونشینی هوا در مرکز

هوای بالا رونده، به طور ناگهانی همرفتی را متوقف و یک دیوار به وجود می‌آورد. همرفت ماریچی بالا رونده قدرتمندی در سمت این دیواره، جایی که بادهای سطحی شدت می‌یابند، رخ می‌دهد. زمانی که دیواره همرفتی در اثر فرونشینی هوا در مرکز پدید می‌آید، ساختار چشم سیکلون شکل می‌گیرد. فرونشینی باعث پایداری هوا در داخل چشم، تبخیر ابر و بادهای ملایم می‌شود. ساختار چشم نیز یک منطقه بسیار کم فشار است.

هفتم، اگر در قسمت بالای تروپوسفر بادهای قابل توجهی در جریان باشد، سیکلون‌ها نمی‌توانند شکل بگیرند. چنانچه سرعت بادهای افقی بالایی نسبت به مقادیر سطح زمین بیش از ۱۰ متر در ثانیه افزایش داشته باشند، قسمت بالایی (رأس) ستون همرفتی مرتباً جابه‌جا می‌شود، از این رو ساختار چشم نمی‌تواند تداوم داشته باشد. سیکلون‌ها تمایل دارند که به سمت استوا توسعه یابند تا در سمت مقابل، که تحت تأثیر مستقیم بادهای شدید غربی قرار می‌گیرند.



شکل ۳-۴- ساختار دمای بالقوه ناشی از گرمای نهان تبخیر در طوفان آیزن، ۲۸ سپتامبر سال ۱۹۶۶ (اقتباس از هاوکینز و ایمببو، ۱۹۷۶).



شکل ۳-۵- نیمرخ‌های عمودی باد و فشار در طوفان آینتا، ۲ سپتامبر ۱۹۷۷ (بر اساس شیتس، ۱۹۸۰).

آخرین مورد این‌که، فشار مرکزی یک سیکلون باید زیر ۹۹۰ هکتوپاسکال باشد. اگر فشار هوا بیش از این مقدار باشد، بالاروی هوا در داخل چرخندگی برای حفظ ساختار چشم در طول زمان ناکافی است. برخی از پایین‌ترین فشارهای ثبت شده مرتبط با سیکلون‌های حاره‌ای در جدول ۱-۳ ارائه شده است. تیفون تپ^۱ با ۸۷۰ فشار هکتوپاسکال، که در اکتبر سال ۱۹۷۹ در شمال شرقی فیلیپین اتفاق افتاد، پایین‌ترین فشار ثبت شده در سیکلون‌های اقیانوس آرام بوده است. هاریکان گیلبرت در سپتامبر سال ۱۹۸۸ در آمریکای شمالی قبل از رسیدن به خشکی **جامائیکا** فشار کمتری از ۸۸۰ هکتوپاسکال داشت. به خاطر داشته باشید که همیشه کم‌فشارترین سیکلون‌های حاره‌ای مخرب‌ترین آنها از نظر تلفات انسانی نیستند. این پدیده نیز اساساً به این علت است که تمامی سیکلون‌ها در نواحی پرجمعیت اتفاق نمی‌افتند.

جدول ۱-۳ - پایین‌ترین فشارهای مرکزی ثبت شده در سیکلون‌های حاره‌ای.

ردیف	رخداد	مکان	تاریخ	فشار (هکتوپاسکال)
۱	تیفون تپ	شمال شرق فیلیپین	اکتبر ۱۹۷۹	۸۷۰
۲	تیفون ژوئن	گوآم	نوامبر ۱۹۷۵	۸۷۶
۳	تیفون نورآ	شمال شرق فیلیپین	اکتبر ۱۹۷۳	۸۷۷
۴	تیفون آیدا	شمال شرق فیلیپین	سپتامبر ۱۹۵۸	۸۷۷
۵	تیفون ریدا	شمال شرق فیلیپین	اکتبر ۱۹۷۸	۸۷۸
۶	بدون نام	فیلیپین	آگوست ۱۹۲۷	۸۸۷
۷	هاریکان گیلبرت	کارائیب	سپتامبر ۱۹۸۸	۹۰۲
۸	تیفون نانسو	شمال شرق اقیانوس آرام	سپتامبر ۱۹۶۱	۸۸۸
۹	تیفون لیبر دی	فلوریدا	سپتامبر ۱۹۳۵	۸۹۲
۱۰	تیفون مارچ	شمال شرق فیلیپین	آگوست ۱۹۵۱	۸۹۵
۱۱	هاریکان آلن	کارائیب	آگوست ۱۹۸۰	۸۹۹
۱۲	هاریکان لیندا	شبه جزیره باخا	سپتامبر ۱۹۹۷	۹۰۰
۱۳	هاریکان کامیل	خلیج مکزیک	آگوست ۱۹۶۹	۹۰۵
۱۴	هاریکان میچ	کارائیب	اکتبر ۱۹۹۸	۹۰۵
۱۵	تیفون بیبی	شمال شرق فیلیپین	سپتامبر ۱۹۷۷	۹۰۶
۱۶	بدون نام	فیلیپین	سپتامبر ۱۹۰۵	۹۰۹
۱۷	سیکلون وانس	استرالیایی غربی	مارچ ۱۹۹۹	۹۱۰
۱۸	تیفون ویولا	شمال شرق فیلیپین	نوامبر ۱۹۷۸	۹۱۱
۱۹	سیکلون کاساک	استرالیا	ژوئن ۱۸۸۱	۹۱۴
۲۰	هاریکان جانن	مکزیک	ستامبر ۱۹۵۵	۹۱۴
۲۱	سیکلون ماهینا	استرالیا	مارچ ۱۸۹۹	۹۱۴

بزرگی و فراوانی

(دوژاک، ۱۹۷۵؛ سمپسون و ریهل، ۱۹۸۱؛ گری، ۱۹۸۴؛ دونالی و همکاران، ۲۰۰۱؛ آناتاسوامی، ۲۰۰۳؛ اداره هواشناسی استرالیا، ۲۰۰۳)^۲

سیکلون‌های حاره‌ای یکی از پدیده‌های پر وقوع به شمار می‌آیند. شکل ۳-۳ میانگین سالیانه تعداد سیکلون‌های جهانی را

1- Tip

2- Dvorak; Simpson & Riehl; Gray; Donnelly et al.; Ananthaswamy,; Australian Bureau of Meteorology

در هر یک از هفت منطقه مهم سیکلون زا، خلاصه کرده است. با وجود این که ممکن است تعداد سیکلون‌ها در هر منطقه کم به نظر برسد، ولی هنگامی که مجموع سیکلون‌ها چندین دهه محاسبه می‌شود، وقوع سیکلون‌ها در هر کدام از این مناطق محتمل است. به عنوان مثال هاریکان *هیزل* را در نظر بگیرید، هاریکانی که در کودکی و در سال ۱۹۵۴ که در گوشه غربی دریاچه *انتاریو* در کانادا زندگی می‌کردم، شاهد آن بودم، منطقه‌ای بدون سیکلون که ۶۰۰ کیلومتر از اقیانوس اطلس دور است. هاریکان *هیزل* یک حادثه شوم بود و هنوز به عنوان بدترین طوفان اتفاق افتاده در جنوب انتاریو یاد می‌شود. این سیکلون نه تنها به مناطق داخلی وارد شد بلکه از رشته کوه‌های *آپالاش* که باید سیکلون، بادهای و بارش‌های همراه آن را از بین ببرد، هم عبور کرد. در واقع مسیر حرکت هاریکان *هیزل* از روی دریاچه‌های بزرگ یک حادثه نادر نبود. طی یک دوره ۶۰ ساله، ۱۴ سیکلون با عبور از روی رشته کوه‌های *آپالاش* به دریاچه‌های بزرگ رسیده بودند. هیچ یک از آنها به شدت هاریکان *هیزل* نبودند ولی تمامی این سیکلون‌ها موجب باران و بادهای شدید شدند. در استرالیا هر ۲۰ سال یک بار حداقل یک سیکلون در *آلیس اسپرینگز*^۱ واقع در مرکز این قاره ظاهر می‌شود و این امکان برای سیکلون‌های ساحل غربی وجود دارد که قبل از اتمام باد و بارش‌های آنها تمام قاره را درنوردند. در منطقه نیویورک هاریکان‌های بزرگ، هر چند نادر هستند ولی در هزاران سال گذشته دو بار اتفاق افتادند. هاریکان تاریخی ۱۸۲۱ موجب بادهایی شد که سرعت آنها به ۲۱۰-۱۸۰ کیلومتر در ساعت می‌رسید. شدیدترین هاریکان احتمالاً بین سال‌های ۱۲۷۸ و ۱۴۳۸ رخ داده است. اگر این طوفان دوباره اتفاق بیفتد، موجب وقوع سیل عظیمی در شهرهای واقع در طول سواحل شرقی می‌شود. حتی جنوب کالیفرنیا از این طوفان در امان نمی‌ماند. این طوفان از نزدیکی مکزیک می‌گذرد جایی که مرکز عبور برخی از شدیدترین سیکلون‌های حاره‌ای در جهان است. خوشبختانه مسیر اکثر این طوفان‌ها به طرف غرب از نواحی خالی از سکنه اقیانوس آرام می‌گذرد. اگر چه در سال ۱۹۳۹ یک طوفان حاره‌ای از این منطقه وارد کالیفرنیا جنوبی شد و ۴۵ کشته بر جای گذاشت. از سال ۱۹۰۲ رخداد چهل هاریکان موجب بارش شدید در این سرزمین شده است.

تعداد واقعی سیکلون‌ها در مناطق شکل ۳-۳ بسیار متغیر هستند. در استرالیا بین سال‌های ۱۹۰۹ و ۱۹۸۰ در مجموع سالانه ده سیکلون به وقوع پیوسته است. تعداد این سیکلون‌ها می‌تواند از یک تا ۱۹ سیکلون در هر سال متغیر باشد. در منطقه کارائیب بین سال‌های ۱۹۱۰ و ۲۰۰۳ نوسان زیادی در وقوع سیکلون‌های حاره‌ای مشاهده شده است (شکل ۲-۱۲). در ۱۹۵۰ تعداد روزهای همراه با هاریکان ۵۷ روز بوده، در حالی که در سال ۱۹۱۷ ابداً هیچ هاریکانی رخ نداده است. این الگوها برای هر دو منطقه تصادفی نیستند بلکه آنها با وقوع انسویال نینو - نوسان جنوبی در ارتباطند. تحقیقات اخیر ثابت کرده‌اند که هاریکان‌ها در ایالات متحده چرخه‌های ده ساله را دنبال می‌کنند. دوره‌های همراه با رخداد هاریکان‌های شدید ۱۹۰۰-۱۸۶۵، ۱۹۶۰-۱۹۳۰ و ۱۹۹۲ به بعد و دوره‌های بدون وقوع هاریکان ۱۸۶۵-۱۸۵۰، ۱۹۳۰-۱۹۰۰ و ۱۹۹۲-۱۹۶۰ بوده است.

مناطق ترسیم شده در شکل ۳-۳ کامل نیستند. به نظر می‌رسد که سیکلون‌های حاره‌ای دهه‌های ۱۹۷۰ و ۱۹۸۰ خارج از این مرزها و خارج از فصول معین وقوع سیکلون‌ها در هر نیمکره اتفاق افتاده‌اند. معمولاً فصل وقوع سیکلون‌ها در اطراف استرالیا از اول دسامبر تا اول می به طول می‌انجامد. سیکلون *نامیو*^۲ در ۲۱ می سال ۱۹۸۶ جزایر *سالمن*^۳ را در هم شکست، همچنین در ۲۶ می ۱۹۸۷ سیکلون *بلانچ*^۴ در استرالیا رخ داد. در واقع وقوع این سیکلون‌ها بدین معنی است که فصل وقوع سیکلون‌ها در استرالیا تا پایان ماه می ادامه دارد. سیکلون‌های استرالیا نیز خیلی پر وقوع هستند. بدترین فصل رخداد سیکلون‌ها تا به امروز سال ۱۹۸۹ بوده است، در این سال بیش از ۱۴ سیکلون در دریای *کورال* رخ دادند. به طور حتم همزمان با تکرار وقایع انسویال

1- Alice Springs
2- Namu
3- Solomon
4- Blanche

در دهه ۱۹۸۰، افزایش چشم‌گیری در تعداد سیکلون‌های موثر بر روی جزایر مرکزی اقیانوس آرام مثل فیجی، تونگاه رخ داده است. چندین مقیاس برای اندازه‌گیری شدت سیکلون‌های حاره‌ای وجود دارد. این مقیاس‌ها در جدول ۲-۳ ارائه شده‌اند. جامع‌ترین این مقیاس‌ها، مقیاس شدت جریان دوژاک^۱ است که شدت هر دوی طوفان‌ها و سیکلون‌های حاره‌ای را درجه‌بندی می‌کند. این مقیاس مربوط به فشار مرکزی و تفاوت فشار بین اقیانوس اطلس و شمال غرب اقیانوس آرام است. درجه‌بندی طوفان‌ها در اقیانوس آرام سخت‌تر است. در مجموع این مقیاس از تصویربرداری ماهواره‌ای استفاده می‌کند و با استفاده از الگوهای ابری بزرگ بر روی تصاویر مرئی یا محاسبه تفاوت دمایی بین منطقه گرم داخل چشم و رأس ابرهای سرد در اطراف چشم، طوفان‌ها را درجه‌بندی می‌کند. متأسفانه در مقیاس دوژاک فواصل بین فشار یا سرعت‌های باد به طور منظم افزایش نمی‌یابد. مقیاس سفیر-سیمپسون^۲ که در سال ۱۹۷۰ به وجود آمد یکی از رایج‌ترین مقیاس‌هاست. این مقیاس پنج رده‌بندی دارد و فقط برای سنجش مقیاس هاریکان به‌کار برده می‌شود. ضریب این مقیاس مربوط به برآورد خسارت مالی است. از این رو، می‌توان از آن برای پیش‌بینی موقعیت نیز استفاده کرد. رده اول مقیاس سفیر-سیمپسون برای طوفان‌هایی است که موجب خسارت ناچیز می‌شوند در حالی که طوفان‌های رده پنجم برابر با هاریکان‌های نابودکننده در ایالات متحده هستند. این نوع طوفان‌ها اغلب سقف ساختمان‌ها را بر می‌دارند و بیشتر پوشش گیاهی و تمام درها و پنجره‌ها را ویران می‌کنند.

جدول ۲-۳- مقیاس‌های اندازه‌گیری شدت سیکلون (دوژاک، ۱۹۷۵؛ سیمپسون و ریهل، ۱۹۸۱؛ اداره هواشناسی استرالیا، ۲۰۰۳).

فشار متوسط سطح دریا (هکتوپاسکال) شمال غرب آرام	مقیاس شدت جریان دوژاک	سرعت متوسط باد (کیلومتر در ساعت)	سرعت باد (کیلومتر در ساعت)	ارتفاع مد توفان (متر)	پرقدرت ترین تندبادها (کیلومتر در ساعت)	فشار متوسط سطح دریا (هکتوپاسکال) اطلس
۱	۴/۳					
۱/۵	۴/۳					
۱۰۰۰	۲	۵۵/۶				۱۰۰۹
۹۹۷	۲/۵	۶۴/۸				۱۰۰۵
۹۹۱	۳	۸۳/۳			۱۲۵	۱۰۰۰
۹۸۴	۳/۵	۱۰۱/۹				۹۹۴
۹۷۶	۴	۱۱۱/۱	۱۱۹-۱۵۳	۱/۲-۱/۵	۱۲۵-۱۷۰	۹۸۷
۹۶۶	۴/۵	۱۴۲/۶				۹۷۹
۹۵۴	۵	۱۶۶/۷	۱۵۴-۱۷۷	۱/۸/۲/۴	۱۷۰-۲۲۵	۹۷۰
۹۴۱	۵/۵	۱۸۸/۹	۱۷۸-۲۰۹	۲/۷-۳/۶		۹۶۰
۹۲۷	۶	۲۱۳/۰				۹۴۸
۹۱۴	۶/۵	۲۳۵/۲	۲۱۰-۲۴۹	۳/۹-۵/۵	۲۲۵-۲۸۰	۹۳۵
۸۹۸	۷	۲۵۹/۳	>۲۴۹	>۵/۵		۹۲۱
۸۷۹	۷/۵	۲۸۷/۰			>۲۸۰	۹۰۶
۸۵۸	۸	۳۱۴/۸				۸۹۰

1- Dvorak Current Intensity
2- Saffir-Simpson

توجه کنید که هاریکان *اندرو* - که در سال ۱۹۹۲ در پنسیلوانیای فلوریدا رخ داد و دومین هاریکان پرهزینه در تاریخ ایالات متحده است - اخیراً به عنوان یک حادثه نوع پنجم طبقه‌بندی شده است. *مقیاس سفیر-سیمپسون* همچنین می‌تواند پتانسیل مد طوفان را نیز نشان دهد، مد طوفان به پهنای فلات قاره بوده و به چگونگی حرکت طوفان وابسته است. برای مثال: یک هاریکان نوع پنج می‌تواند مد طوفان فراتر از ۵/۵ متر تولید کند. در مناطق سیلابی این جنبه برای مردم پدیده‌ای عادی است. اشکال متفاوتی از این مقیاس در نیمکره جنوبی به خصوص در استرالیا استفاده می‌شود. مقیاس استرالیا نسبت به مقیاس *سفیر-سیمپسون* شامل بادهایی با سرعت بالاتر می‌باشد و به وزش تندبادهای حداکثر مرتبط است. متأسفانه، در مناطق استوایی استرالیا باد سنج‌ها به طور پراکنده‌ای پخش شده‌اند، به طوری که بررسی و تعدیل مقیاس خیلی مشکل است. همچنین صحت و قابل اعتماد بودن باد سنج‌ها، در سرعت باد مربوط به انتهای بالایی مقیاس، سؤال برانگیز است.

بلایای سیکلونی جهان

(کورنل، ۱۹۷۶؛ آنتیس، ۱۹۸۲؛ ویپل، ۱۹۸۲؛ نالیوکین، ۱۹۸۳؛ هالتهووس، ۱۹۸۶)^۱

سیکلون‌های حاره‌ای عامل به وجود آورنده‌ی برخی از بزرگ‌ترین بلایای طبیعی ثبت شده در جهان هستند. در ایالات متحده، مرگبارترین هاریکان در جزیره *گالوستون* تگزاس در ۸ سپتامبر سال ۱۹۰۰ رخ داد و موجب مرگ ۶۰۰۰ الی ۸۰۰۰ نفر شد. بالا آمدن سریع مدهای طوفان موجب گیر افتادن ساکنان این مناطق شد. در نتیجه‌ی گسترش امواج و عبور آنها از داخل شهر مردم غرق شدند یا به وسیله‌ی بادهایی با سرعت ۱۷۰ کیلومتر در ساعت کشته شدند. بی تفاوتی و غفلت، تعداد کشته شدگان را افزایش داد. در گزارشات ثبت شده تاریخی حداقل چهار سیکلون بی همتا وجود دارد که هر کدام از آنها بیش از ۳۰۰۰۰۰ نفر را به کام مرگ کشاندند، تمام این سیکلون‌ها به جز یکی از آنها در شبه قاره هند اتفاق افتادند. مخرب‌ترین سیکلون قرن بیستم، سیکلونی بود که در نوامبر سال ۱۹۷۰ در بنگلادش - که قبلاً پاکستان شرقی بود - اتفاق افتاد و این حادثه ۵۰۰۰۰۰ نفر کشته برجای گذاشت. این حادثه به دو دلیل فراموش نشدنی است، اول اینکه در مقایسه با بادهای شدید یا سیلاب‌ها، اکثر مردم به خاطر مد طوفان کشته شدند. دوم هرچند این حادثه از نظر ساکنان، واقعه‌ای نادر بود این فاجعه در می سال ۱۹۸۵ و در ۲۹ آوریل سال ۱۹۹۱ تکرار شد که به ترتیب منجر به مرگ ۱۰۰۰۰۰ و ۱۴۰۰۰۰ نفر شد. مطبوعات به صورت گرافیکی فاجعه سال ۱۹۷۰ را ثبت کردند. عملیات نجات ناموفق بود و تلاش برای بازسازی کشور به وسیله‌ی دولت پاکستان منجر به آشوب‌های سیاسی و استقلال بنگلادش شد. اگرچه بنگلادش به خاطر وقوع این سیکلون استقلالش را به دست آورد ولی در نهایت به یکی از فقیرترین کشورهای دنیا تبدیل شد و خسارات اقتصادی ناشی از این فاجعه هرگز بهبود نیافت.

از دیدگاه تاریخی در میان مخاطرات طبیعی کوتاه مدت، سیکلون‌ها دلیل بیشترین شمار کشته شدگان هستند. وقوع سیلاب بر روی وسعتی به اندازه ۴۰۰ الی ۵۰۰ کیلومتر در مسیر وقوع سیکلون‌ها عامل اصلی این تلفات انسانی اند. یکی از وحشتناک‌ترین سیکلون‌ها که همراه با سیلاب بود در چین و در امتداد رودخانه *چانگ* بین ۱۸۵۱ تا ۱۸۶۶ رخ داد. در این دوره، ۴۰-۵۰ میلیون نفر در دشت سیلابی رودخانه چانگ به واسطه سیلاب‌های ناشی از این سیکلون حاره‌ای غرق شدند. در سال ۱۸۸۷، ۱/۵ میلیون نفر دیگر در امتداد رودخانه چانگ جانشان را از دست دادند. در سال ۱۹۳۱ به خاطر سیلاب‌های سیکلونی ۳ الی ۴ میلیون چینی در دشت سیلابی رودخانه *هوانگ هو* غرق شدند.

سیکلون‌های حاره‌ای حتی مسیر تاریخ در خاور دور را تغییر داده‌اند. در سال ۱۲۸۱ میلادی کوبلای خان به ژاپن حمله کرد و بعد از شش هفته نبرد شدید در آستانه پیروز شدن بر استحکامات سامورایی‌ها بود که یک تیغون در میدان نبرد رخ داد. طوفان بیش از ۱۰۰۰ کشتی مهاجمان را نابود ساخت و ۱۰۰۰۰۰ سرباز حمله کننده در سواحل گرفتار شدند. این سربازان یا بر اثر مد

طوفان غرق شدند یا به وسیله‌ی ژاپنی‌ها از دم تیغ گذرانده شدند. پس از آن، ژاپنی‌ها باور کردند که سرزمینشان شکست ناپذیر است و به وسیله‌ی **کامیکازی**^۱ (یا خدای بادها) که آنها را از این یورش نجات داد، محافظت می‌شود.

سیکلون‌های حاره‌ای حتی می‌توانند بر روی نواحی غیر حاره‌ای تأثیر بگذارند. همان طوری که در بالا ذکر شد، هاریکان هیزل در جنوب آنتاریو در کانادا در اکتبر سال ۱۹۵۴ به وقوع پیوست. این طوفان در دورانی که طوفان‌های عظیم در بین سال‌های ۱۹۵۳ و ۱۹۵۷ بر ژاپن و آمریکای شمالی تأثیر می‌گذاشتند، رخ داد. سیکلون هیزل در امتداد ساحل شرقی ایالات متحده به سمت شمال تغییر مسیر داد، ۹۵ نفر را به کام مرگ کشانید، موجب بالا آمدن مد طوفان تا ۵ متر شد و بادهای شدیدی تولید کرد که هیچ‌گاه در واشنگتن و نیویورک به ثبت نرسیده بودند. سپس این سیکلون بر روی رشته کوه‌های آپالاش تغییر مسیر داد و با عبور از روی دریاچه‌های بزرگ وارد تورنتو شد که تا نزدیک‌ترین اقیانوس ۶۰۰ کیلومتر فاصله داشت. این طوفان شدیدترین طوفان ۲۰۰ سال گذشته در این منطقه بود که بر اثر آن ۷۸ نفر جانانشان را از دست دادند. در استرالیا در ۴ الی ۵ مارس سال ۱۸۹۹، سیکلون **ماهینا**^۲ (یا سیکلون **خلیج باترست**)^۳ از شمال **گریت باریر ریف**^۴ عبور کرد و ۴۰۷ نفر را به کام مرگ کشانید. ارتفاع مدهای طوفان به ۴ متر می‌رسیدند، که این رقم در استرالیا میزان بالایی محسوب می‌شود.



شکل ۳-۶- خسارات ناشی از طوفان تریسی در دسامبر ۱۹۷۴ به یکی از حومه‌های داروین (استیونس، جان فیرفکس و پسران، سیدنی، کد عکس: استیونس #4 750106/27).

سیکلون‌های کوچک با قطر چشم کمتر از ۲۰ کیلومتر، به وسیله‌ی بومیان، **زوزه وحشت**^۵ یا **کونینار** نامیده شدند و این

1- Kamikaze
2- Mahina
3- Bathurst
4- Great Barrier Reef
5- howling terrors' or 'kooinar

طوفان‌ها خیلی مخرب به نظر می‌رسند. برای نمونه، شهر **کوئینزلند مکای**^۱ با ۱۰۰۰ نفر سکنه در سال ۱۹۱۸ به وسیله یکی از این سیکلون‌های کوچک نابود شد. سیکلون **آدا**^۲ در سال ۱۹۷۰ آنقدر کوچک بود که در شبکه‌ی اطلاعات هواشناسی نادیده گرفته شد و زمانی که این طوفان در امتداد ساحل **کوئینزلند** تفرجگاه‌های ایام تعطیلات را ویران کرد بسیاری شگفت زده بودند. وقتی سیکلون **یونگالا** در سال ۱۹۱۱ به خشکی جنوب **کپ بویلینگ گرین**^۳ رسید، در نواری ۳۰ کیلومتری درختان بالغ ۲ متری را از ریشه کند. در سال‌های اخیر، سیکلون **تریسی** یک سیکلون قابل توجه بوده است. سیکلون تریسی با قطر ۱۲ کیلومتری در روز کریسمس سال ۱۹۷۴ شهر داروین را با خاک یکسان کرد (شکل ۴-۳) در این حادثه بیش از ۶۰ نفر جانشان را از دست دادند و سرعت باد به فراتر از ۲۱۷ کیلومتر در ساعت رسید. بر حسب مقادیر جهانی، سرعت باد این سیکلون کم و تلفات انسانی‌اش ناچیز بود. همچنین در این سیکلون بالا آمدن آب خسارت چندانی به بار نیاوردند، زیرا دامنه جزر و مد داروین تقریباً ۷ متر است و سیکلون در طی پایین‌ترین جزر منطقه رخ داد و تنها مد طوفانی با ارتفاع ۴ متر را ایجاد نمود. از نظر ثبت شواهد و مشخصات، سیکلون **تریسی** یکی از بهترین سیکلون‌هایی است که در استرالیا به ثبت رسیده است، و نشانه‌های گرافیکی از خسارات ناشی از بادهای این طوفان، معیار خوبی برای بررسی مهندسی تأثیرات بادهای شدید به وجود آورده است. این حادثه همچنین منجر به یکی از بزرگ‌ترین انتقال‌های هوابرد غیرنظامی در تاریخ شد. چون بیش از ۲۵ هزار نفر برای پیدا کردن سرپناه و جلوگیری از شیوع بیماری‌های واگیردار با هواپیما انتقال داده شدند.

هاریکان اندرو در ۲۴ آگوست سال ۱۹۹۲

(گوری، ۱۹۹۳؛ سانتانا، ۲۰۰۲)^۴

در سال‌های اخیر، دو حادثه هاریکان **اندرو** در سال ۱۹۹۲ در ایالات متحده و هاریکان **میچ** در سال ۱۹۹۸ در آمریکای مرکزی درخور توجه بوده‌اند. هاریکان **اندرو** در ایالات متحده پس از یک آرامش ۲۷ ساله از رخداد سیکلون‌های شدید به وقوع پیوست. طوفان در ۱۳ آگوست سال ۱۹۹۲ به صورت یک منطقه از طوفان‌های تندی در ساحل غربی آفریقا شروع شد و خیلی زود با ورود به یک موج شرقی گسترش یافت. در ۱۷ آگوست به یک سیکلون حاره‌ای ضعیف تبدیل شد؛ ولی تا ۲۳ آگوست بادهای مرکزی آن به سرعت ۲۴۰ کیلومتر در ساعت و فشار مرکزی آن به ۹۲۲ هکتوپاسکال رسید. هاریکان **اندرو** درست بعد از نیمه شب دوشنبه ۲۴ آگوست به **ددی کانتی** (در ۳۴ کیلومتری جنوب میامی) رسید (شکل ۳-۷). در حالی که بیش از یک میلیون نفر به پناهگاه‌های منطقه میامی انتقال داده شدند، بیش از ۳۷۰۰۰۰ نفر از سکنه **ددی کانتی** با فرض این که آنها در مسیر هاریکان نیستند، در خانه‌هایشان ماندند. درست چند دقیقه قبل از برخورد تند بادهایی با سرعت ۲۸۰ کیلومتر در ساعت و به طور همزمان ورود مد طوفان ۴/۹ متری از طریق تلویزیون به آنها هشدار داده شد. این شرایط باعث شد که هاریکان **اندرو** یک حادثه از نوع پنج باشد. بیش از ۲۵۵۰۰ خانه به کلی تخریب شدند و ۱۰۱۰۰۰ خانه دیگر به شدت آسیب دیدند. بسیاری از این خانه‌ها برای مناطق هاریکان خیز بناهایی غیر استاندارد بودند. برای مثال: به جای آن‌که تخته‌های سه لایه محکم به همدیگر پیچ شوند تنها میخ کوبی شده بودند. بیشتر خسارت‌ها به دلیل گردبادهایی (چرخندگی‌هایی) بود که در جریان بادهای اصلی به وجود می‌آمدند، سپس در عرض ۱۰ الی ۲۰ ثانیه شدیدتر می‌شدند و سرعت آنها به بالای ۱۲۰ کیلومتر در ثانیه می‌رسید. هر جایی که باد حاصل این سیکلون‌های کوچک با جریان هوای اصلی یکی می‌شد، سرعت باد از ۲۰۰ کیلومتر در ساعت فراتر می‌رفت، ساختمان‌ها از هم می‌پاشیدند و تکه پاره‌ها یا آوارها با سرعت تورنادو به اطراف پرت

1- Mackay

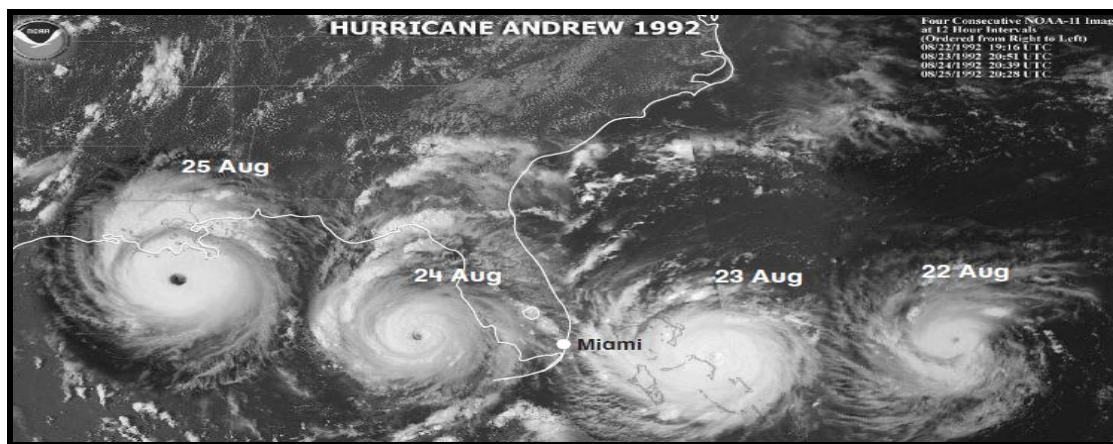
2- Ada

3- Cape Bowling Green

4- Gore; Santana

می‌شدند (شکل ۳-۸). آمار رسمی تعداد کشته شدگان تنها ۵۵ نفر بود. به رغم این که شواهدی وجود دارد که نشان می‌دهد تعداد کشته شدگان ممکن است بیش از این بوده باشد، زیرا مهاجران غیر قانونی زیادی در این منطقه زندگی می‌کردند. بیشتر از ۳۰ میلیارد دلار آمریکا به اموال این منطقه خسارت وارد شد. سپس هاریکان به خلیج مکزیک وارد شد و دو روز بعد به ساحل *لویزیانا* رسید و ۱۵ نفر را به کام مرگ کشانید و موجب خسارت ۲ میلیارد دلاری دیگری شد. این حادثه بزرگ‌ترین فاجعه بیمه‌ای در کشور بود. آنچه به دنبال این فاجعه پیش آمد به یکی از بزرگ‌ترین حوادث بدون واکنش حکومت فدرال در تاریخ تبدیل شد.

غارت و چپاول شایع شد و دما و رطوبت به شدت افزایش یافت؛ ولی برای یک هفته دولت و مقامات فدرال شدت فاجعه را نادیده گرفتند. بیش از ۲۵۰۰۰۰۰ نفر بی‌خانمان شدند، هیچ مواد غذایی و آب سالمی برای نوشیدن یافت نمی‌شد و به خاطر فاسد شدن مواد غذایی در سردخانه‌های بدون برق و عدم وجود توالت‌های قابل استفاده، بهداشت عمومی به شدت آسیب دید. معمولاً وقتی واکنش به یک فاجعه به منابع‌ای فراتر از ظرفیت دولت محلی نیاز داشته باشد از آژانس مدیریت بحران فدرال^۱ کمک گرفته می‌شود. آژانس مدیریت بحران فدرال در سال ۱۹۷۹ به عنوان یک آژانس مستقل با مسئولیت مستقیم شخص رئیس جمهور تأسیس شد. مأموریت مشخص این نهاد، کاهش تلفات جانی، کاهش خسارات مالی و محافظت از تأسیسات زیر بنایی حساس در برابر تمام مخاطرات از طریق برنامه جامع کاهش خطر و مدیریت بحران است. ولی این آژانس در سطح فلوریدای جنوبی توانایی تأمین مسکن اضطراری، غذا و مساعدت‌های دارویی لازم را نداشت. حتی آژانس‌های امداد خصوصی از قبیل صلیب سرخ نمی‌دانستند وسایل اهدا شده‌ای را که دریافت کرده‌اند، چگونه تقسیم و پخش کنند. سرانجام *کیت هالی* مدیر آژانس حوادث غیر مترقبه شهر *ددی کانتی*، در یک نطق عمومی گفت: «پس ارتش کدام گوری است؟» پس از آن تعداد افراد نظامی که برای پاک‌سازی و امداد رسانی به ۱۶۰۰۰ نفر افزایش یافتند. در این فاجعه عملکرد آژانس مدیریت بحران فدرال آنقدر ضعیف بود که کنگره در صدد حذف این آژانس برآمد.



شکل ۳-۷- تصویر مرکب ماهواره‌ای NOAA از مسیر طوفان آندرو، ۲۲-۲۵ اگوست ۱۹۹۲ (NOAA، ۲۰۰۲).



شکل ۳-۸- عبور تخته سه لا از میان تنه نخل سلطنتی به وسیله بادهای فوق العاده شدید هاریکان اندرو در جنوب فلوریدا (NOAA, ۲۰۰۳).

هاریکان میچ، اکتبر/ نوامبر سال ۱۹۹۸

(لات و همکاران، ۱۹۹۹)^۱

هاریکان میچ دومین هاریکان ویرانگری بود که تا کنون در اقیانوس آرام به ثبت رسیده است. این هاریکان به عنوان یک کم فشار حاره‌ای در ۲۱ اکتبر سال ۱۹۹۸ شروع شد و در چهارم نوامبر در اقیانوس اطلس پایان یافت و قبل از پایان، به مدت دو هفته موجب ویرانی در سراسر کارائیب شد. در ظرف این مدت، سرعت باد به بیش از ۲۹۰ کیلومتر در ساعت رسید و این به یک حادثه نادر از نوع ۵ در مقیاس سفیر- سیمپسون تبدیل شد. در ۲۸ اکتبر، هاریکان میچ به خشکی هندوراس رسید، گسترش آن به سمت غرب کاهش یافت و در طول یک هفته بعد موجب ریزش ۱/۹ متر باران شدید بر روی رشته کوه‌های آمریکای مرکزی شد. این پدیده منجر به سیلاب فاجعه‌آمیز و روان شدن گل و لای در هندوراس، نیکاراگوآ، گواتمالا، برزیل و ال سالوادور شد. هزاران خانه در هندوراس از بین رفت و نزدیک به ۱۸۰۰۰ نفر جانشان را از دست دادند. این صدمات باعث شد که این طوفان از سال ۱۷۸۰ به بعد یکی از بدترین طوفان‌های آمریکا باشد. در اثر این حادثه بیش از سه میلیون نفر بی‌خانمان شدند. در نیکاراگوآ خسارات این طوفان بیش از خسارات ناشی از زلزله ماناگوآ سال ۱۹۷۳ بود. این فاجعه آنقدر اسفناک بود که تمام کشورها خواستار کمک بین‌المللی به مناطق طوفان زده شدند. در هندوراس حداقل ۳۰ درصد مردم بی‌خانمان شده بودند، ۶۰ درصد به آب سالم دست رسی نداشتند، ۶۶ درصد محصولات به کلی نابود شده بود و ۱۰۰ درصد خطوط جاده‌ای غیر قابل عبور بودند. سازمان برنامه جهانی غذا^۳ برآورد کرد که ۱۲ درصد از جمعیت هندوراس به عرضه طولانی مدت غذا نیاز دارند، در حالی که یونیسف^۴ برآورد ساخت که بازسازی این مناطق ۴۰ سال به طول می‌انجامد. این فاجعه نمونه‌ی تأثیرات مخاطرات طبیعی شدید بر روی کشورهای در حال توسعه است که با فقر، جنگ داخلی و اقتصاد تک محصولی نیز مواجه هستند.

1- Lott et al

2- Managua

3- World Food Programme

4- UNICEF(United Nations Children's Fund

عمل و عکس‌العمل

(برتون و همکاران، ۱۹۷۸؛ سیمپسون و ریهل، ۱۹۸۱؛ مرکز فاجعه، ۱۹۹۸)^۱

تأثیرات سیکلون‌ها بر انسان را می‌توان بر حسب تعداد کشته شدگان، خسارت مالی، مقدار کمک‌های بین‌المللی و میزان فقر و بدبختی پیامد آنها، مورد بررسی قرار داد. واکنش به سیکلون‌ها اساساً به این چهار فاکتور بستگی دارد. به طور قابل توجهی، در قرن بیستم، اساساً به خاطر سیاست تخلیه دسته جمعی همراه با سیستم‌های اعلام خطر به موقع، میزان مرگ و میر ایالات متحده در اثر سیکلون‌ها به کمتر از ۱۰۰ نفر در سال کاهش یافته است - همان طور که در هاریکان اندرو شرح دادیم - از طرفی دیگر به خاطر شدت توسعه در مناطق مستعد وقوع سیکلون بعد از جنگ جهانی دوم، هزینه‌ها به طور چشم‌گیری افزایش یافته‌اند. البته نوع خسارت یک سیکلون حاره‌ای همچنین به طراحی و احداث ساختمان نیز بستگی دارد. سیکلون **تریسی** - ویرانگرترین سیکلونی که در استرالیا رخ داده است - تنها ۱۰ درصد از ساختمان‌های زیر بنایی مهم در شهر داروین را نابود کرد. با این‌که اغلب ساختمان‌ها خسارت دیدند یا به کلی از بین رفتند ولی ساختمان‌های بزرگ تجاری و ابنیه عمومی با سرمایه گذاری زیاد، به طور جدی آسیب ندیدند. دیگر ساختمان‌های غیر مسکونی نیز به میزان کمی آسیب دیدند، چون برای کاهش اثرات بادهای سیکلونی از مقررات آیین نامه‌ها و اصول‌های ساختمانی تبعیت کرده بودند.

تأثیر سیکلون‌ها به مراتب بیش از تلفات و خسارات به ساختمان‌هاست. در کشورهای در حال توسعه نابودی تأسیسات اولیه زیر بنایی و کشاورزی می‌تواند منجر به کاهش صادرات و کاهش درآمد ناخالص ملی شود، در عین حال می‌تواند منجر به احتمال افزایش جرمه‌ی باز پرداخت وام‌های بین‌المللی گردد، شکل ۳-۱ نشان می‌دهد که سیکلون‌ها از طریق به زیر آب بردن خاک‌ها با مد طوفان، می‌توانند موجب افزایش شوری خاک شوند. این عامل عواقب اقتصادی دراز مدتی بر روی تولید محصولات کشاورزی دارد. چنین عواقبی از لحاظ پولی غیر قابل اندازه‌گیری هستند. آلودگی شبکه‌های آب رسانی و نابودی محصولات کشاورزی همچنین می‌تواند منجر به امراض و گرسنگی یا قحطی شود. در حقیقت تعداد زیادی از قربانیان سیکلون‌های شبه قاره هند در قرن ۱۹ جانشان را بعداً به خاطر گرسنگی از دست دادند. در موارد مشخص، نابودی محصولات کشاورزی می‌تواند بر روی عرضه کالا در بازارهای بین‌المللی نیز تأثیر بگذارد. برای مثال، عبور هاریکان **فلورا** از روی کوبا در سال ۱۹۶۳ محصولات نیشکر را به کلی نابود کرد و این حادثه قیمت جهانی شکر را به شدت افزایش داد. در مقایسه با دیگر مخاطرات، تأثیرات سیکلون‌های حاره‌ای به میزان زیادی به توسعه‌ی اقتصادی کشورها، شبکه حمل و نقل و زیرساخت‌های ارتباطی وابسته است. این موضوع را می‌توان با مقایسه واکنش و تأثیر سیکلون‌های حاره‌ای در سه کشور استرالیا، ایالات متحده و بنگلادش به طور بهتری تشریح نمود.

استرالیا

(اداره هواشناسی استرالیا، ۱۹۷۷؛ وسترن و مالینی، ۱۹۷۹)^۲

یکی از اثرات سیکلون‌های حاره‌ای که در شکل ۳-۱ نشان داده شده است درد و رنج دراز مدت انسان‌ها به سبب جابه‌جایی است. در جایی که مردم اموالشان را از دست داده‌اند مطالعه‌ی مخاطرات نشان می‌دهد که میزان شیوع بیماری‌های جسمی - روانی (بیماری‌هایی مثل اضطراب که موجب تغییر در سلامت روحی می‌شود) بعد از وقوع حادثه افزایش می‌یابد. به طور قابل توجهی، افرادی که یکی از بستگان‌شان را از دست داده‌اند نسبت به کسانی که سرپناه خانوادگی‌شان را از دست داده‌اند، به طور کامل‌تری بهبود می‌یابند. مرگ یک نفر باعث گریه و ماتم در طی چند روز مراسم خاک‌سپاری می‌شود ولی چندین ماه یا سال‌ها طول می‌کشد تا سرپناه خانوادگی دوباره ساخته شود. استرالیا کشوری است که این پدیده را در مقیاس

1- Burton et al; Simpson & Riehl; The Disaster Center

2- Australian Bureau of Meteorology; Western & Milne

بزرگی تجربه کرده است. در ساحل شمالی استرالیا مشخص شده است که سیکلون‌های بی‌شماری اتفاق می‌افتد. به طور معمول جز برای مناطق خیلی مخاطره‌آمیز در نزدیکی اقیانوس، تخلیه مردم صورت نمی‌پذیرد.

جهت کاهش خسارت و تلفات انسانی مقررات و آیین‌نامه‌های سخت ساختمان‌سازی ایجاد شده است. چنین آیین‌نامه‌هایی تحت نظارت دائم و مستقیم هستند. یک شبکه از ماهواره‌ها و ایستگاه‌های کنترل از راه دور برای نشان دادن و ردیابی سیکلون‌ها ایجاد شده‌اند. اگر یک سیکلون در شرف وقوع باشد این اطلاعات به طور پیوسته از طریق رادیو و تلویزیون گزارش داده می‌شوند. برخی از مردم راجع به ناتوانی اداره هواشناسی استرالیا در پیش‌بینی زمان به خشکی رسیدن تمام سیکلون‌ها انتقاد دارند و این نگرانی نیز وجود دارد که ایستگاه‌های هواشناسی را برای صرفه جویی محدود کنند، ولیکن باید بپذیریم که سیکلون‌های حاره‌ای در استرالیا نیز همانند هر جای دیگری، اغلب به صورت غیر قابل پیش‌بینی حرکت می‌کنند. چگونگی شکل‌گیری و تغییر شکل یک سیکلون، به اطلاع ساکنین مناطق می‌رسد. برای مثال، برخی از مردم به محض شنیدن پیش‌بینی ورود یک سیکلون اشیاء آویزان در خانه و حیاط را که با بادهای شدید پرت می‌شوند، بر می‌دارند، پنجره‌ها را قفل می‌کنند و حداقل برای سه روز آب و غذا ذخیره می‌کنند.

سیکلون تریسی که در ۲۵ دسامبر سال ۱۹۷۴ در شهر داروین به وقوع پیوست ثابت می‌کند که بی‌تفاوتی می‌تواند تمام این اقدامات پیشگیری را خنثی کند. این سیکلون همچنین منجر به آسیب‌های روانی شدیدی شد که از لحاظ اقتصادی قابل اندازه‌گیری نیستند. علی‌رغم سه روز هشدار و به خاطر نزدیک شدن تعطیلات کریسمس تنها ۸ درصد از جمعیت این کشور از وقوع سیکلون آگاه بودند. حدود ۳۰ درصد از ساکنان تدابیری برای مقابله با طوفان نیندیشیدند؛ کمتر از ۲۰ درصد از مردم معتقد



شکل ۳-۹ A - خسارات حاصل از سیکلون تریسی در داروین استرالیا، ۲۵ دسامبر ۱۹۷۴. بادهای شدید با سرعت بیش از ۲۱۷ کیلومتر در ساعت دیوارها را از زمین جدا کرده و تنها چارچوب داخلی اطراف حمام را به جای گذاشتند.



شکل ۳-۹ B - در موارد شدیدتر، تند بادهای کل ساختمان را تخریب و تنها بسترهای آهنی و ستون‌ها را به جای گذاشتند - (عکس‌ها از پرفسور جنوف بوقتان).

بودند که مردم خطر وقوع سیکلون را جدی گرفته‌اند و ۸۰ درصد از ساکنان منطقه بعداً شکوه و گلایه کردند که اختطار کافی به آنها داده نشده بود. خوشبختانه، استرالیا یک مرکز هماهنگی فاجعه ایجاد کرد که با توجه به شدت فاجعه، می‌تواند به درجات متفاوت هر حادثه‌ای عکس‌العمل نشان دهد. مدیر این مرکز می‌تواند علیه قدرت حاکم اعلام جرم کند و حتی تصمیمات دولت فدرال یا دستگاه قضایی را نپذیرد. این سازمان به محض وقوع سیکلون تریسی عکس‌العمل نشان داد. هرچند این حادثه در اوج تعطیلات کریسمس اتفاق افتاد، ظرف مدت ۲۴ ساعت مجدداً شبکه ارتباطات شهری برقرار شد. سرلشکر *استرتون*^۱، مدیر سازمان حوادث غیر مترقبه ظرف ۲۴ ساعت با یک هواپیمای نظامی به همراه تدارکات اضطراری که در سیدنی و *مت ایستا*^۲ بارگیری شده بود، خودش را به شهر داروین رساند. *استرتون* کنترل تمام اوضاع شهر داروین را در دست گرفت و تصمیم گرفت شهروندان غیر ضروری را به خاطر تهدید جانی از شهر خارج کند. این سیکلون ۳۷ درصد از خانه‌ها را ویران ساخته بود و به بقیه ساختمان‌ها شدیداً خسارت وارد کرده بود (شکل ۳-۹). در داروین هیچ‌گونه پناهگاه، آب و برق با تأسیسات بهداشتی وجود نداشت. در عرض چند روز، بیشتر مواد غذایی موجود در سردخانه‌ها شروع به پوسیدن کردند به طوری که بوی گند گوشت‌های فاسد شده سراسر شهر را فرا گرفته بود. سگ‌ها و گربه‌های ولگرد با شلیک گلوله از پای در آمدند و تیم ویژه ارتش شروع به جمع‌آوری مواد غذایی فاسد شده کرد. علاوه بر این، برای تسهیل تخلیه و مدیریت بازسازی شهر تصمیماتی گرفته شد. هواپیماهای تجارتي و همه وسایل زمینی برای تخلیه شهر به کار گرفته شدند. سازمان‌های امدادی داوطلب تأیید کردند که به تمام تخلیه شدگان، مواد غذایی کافی، حمل و نقل رضایت بخش، جا و مکان و پول داده شده است. در طی هفته‌ی اول واکنش‌ها و عکس‌العمل‌ها به طور موثری سازماندهی و اجرا شدند.

در میان مدت تخلیه شهر موجب مشکلات زیادی شد. مشکل بزرگ این حقیقت بود که وقتی ساکنین منطقه به طور دقیق و مؤثر تخلیه شدند، هیچ نام نویسی از مقصد آنها انجام نشده بود. بیشتر از ۲۵۰۰۰ نفر به سرعت شهر را ترک کردند و به سمت شهرهای جنوبی دلخواه خود واقع در ۳۰۰۰ الی ۴۰۰۰ کیلومتر دورتر رفتند. ارتباط با تخلیه شدگان امری غیر ممکن بود. از این رو بعد از وقوع سیکلون، برای کمک به آنها برای سازگاری با شرایط جدید، هیچ راهی برای ارتباط شخصی با مردم وجود نداشت. ساکنانی که در داروین باقی ماندند کمتر رنج کشیدند، اما کسانی که در میان مدت به شهر داروین برگشتند، درد و رنج بیشتری تحمل کردند. تخلیه شدگانی که به شهر باز نگشتند خبر از تغییرات منفی بزرگی در سبک زندگی‌شان دادند. همچنین این افراد در اثر رخداد طوفان، متحمل خسارت زیادتری شدند. خیلی از این افراد خانه‌هایشان را در برابر خسارت سیکلون بیمه نکرده بودند و بیشتر آنها از خسارت‌های هنگفت مالی آسیب دیدند. سرانجام بعد از وقوع حادثه و تحمل فشار زیاد، آنها با کمی درآمد هم رو به رو بودند. هر چند ممکن است استرس و فشار روانی قبلاً وجود داشته یا به وسیله‌ی حوادث طبیعی بیشتر شده باشد ولی تفاوت بین این گروه و دیگران خیلی چشم‌گیر بود. به طور قابل توجهی کسانی که به داروین برگشتند از بیماری‌های جسمی و روانی و مشکلات خانوادگی بیشتری رنج بردند. تخلیه اجباری شهر، افزایش سطوح فشار روانی و نگرانی ساکنین، همه حاصل رویارویی با سیکلون تریسی بود. بخشی از این فشار روانی ناشی از به کارگیری نیروی قهریه و فشار بعد از سیکلون تریسی بود. به طور غیر ارادی رابطه‌ی قربانی- امدادگر برقرار شد و به سمتی پیش رفت که با اندک تشویقی افراد حادثه دیده، نقش فعالی در بازسازی اوضاعشان بازی می‌کردند. افراد آسیب دیده از این حادثه در استرالیا افرادی کارآمد و مؤثر بودند و عدم معالجه‌ی آنها مانع التیام کامل اثرات این حادثه می‌شد.

همچنین واکنش طولانی مدت نسبت به سیکلون تریسی منفی بود. تصمیمات بازسازی و روش‌های قانونی ساختمان‌سازی با در نظر گرفتن تأثیرات طولانی مدت حادثه بر سلامت روانی و جسمی ساکنان منطقه اخذ نشده بود. مبالغ هنگفتی صرف

بازسازی ادارات و امکانات دولتی شد. افراد غیر بومی مسئولیت بازسازی را بر عهده گرفتند و پس از سال ۱۹۷۴ رشد جمعیت در شهر داروین افزایش یافت. بازسازی این شهر به یک امر مقدس و احساسی تبدیل شد، و تعهد بازسازی شهر به وسیله دولت فدرال منجر به رشد بیش از حد شهر شد. افراد محلی که هنوز در شهر داروین زندگی می‌کردند به طرح توسعه شهر اعتراض کردند و بیان کردند که خواستار ادامه طرح نیستند، شهروندانی که به جنوب انتقال داده شده بودند ابداً در جریان بازسازی یا توسعه مجدد شهر قرار نگرفتند. برای بازسازی شهر، تنها به مردها اجازه دادند که به شهر داروین برگردند. مردها برای بیش از یک سال از خانواده‌هایشان دور افتادند و گروه‌های اجتماعی را تشکیل دادند، سر انجام وقتی خانواده‌هایشان برگشتند، بسیاری از این افراد نمی‌توانستند از این گروه‌ها دل بکنند و به گروه‌های خانوادگی برگردند. اکثر خانواده‌های آنها نیز به طور کلی تغییر کرده بودند (برای مثال، کودکان به طور فیزیکی و روانی در غیاب مرد خانه رشد کرده بودند). علی‌رغم این بازگشت کنندگان در سال اول از لحاظ فیزیکی و روانی از کسانی که بازنگشته بودند کمتر رنج می‌بردند. کسانی که در دراز مدت برگشتند همانند کسانی که برگشتند، رنج می‌بردند. تا سال ۱۹۸۵ بیش از ۵۰ درصد خانواده‌هایی که سیکلون تریسی را تجربه کردند، پراکنده بودند. امروزه مشکلات شخصی ناشی از سیکلون تریسی به نسل دوم و کودکان منتقل شده است و به جز افرادی که این مشکلات را حل کرده‌اند مابقی این مشکلات را در سال‌های آتی به نسل دیگری انتقال می‌دهند. امروزه شهر داروین کاملاً تغییر یافته است. برآوردها نشان می‌دهد که ۸۰ درصد از مردمی که اکنون در داروین زندگی می‌کنند هرگز در طول وقوع سیکلون تریسی آنجا زندگی نکرده‌اند.

ایالات متحده

(انجمن هواشناسی آمریکا، ۱۹۸۶؛ کارتر، ۱۹۸۷)^۱

دولت ایالات متحده معتقد است که هشدار به موقع و رصد بهترین روش برای کاهش تلفات جانی ناشی از سیکلون‌های حاره‌ای است. ماهواره‌های هواشناسی برای پیش‌بینی و جهت‌یابی سیکلون‌ها به کار گرفته می‌شوند، بر این اساس با اعلام هشدار کافی، تخلیه همه‌جانبه هم به طور افقی و هم به طور عمودی امکان پذیر است. تخلیه افقی انتقال تعداد زیادی از مردم از مناطق سیلاب خیز ساحلی به مناطق غیر ساحلی می‌باشد. در آگوست سال ۱۹۸۵ هنگامی که هاریکان *دنی*^۲ به طور غیر قابل پیش‌بینی در اطراف ساحل *فلوریدا* شکل گرفت و به سمت ایالت‌های آمریکایی حاشیه خلیج مکزیک گسترش یافت و میلیون‌ها نفر برای چندین بار از شهرها تخلیه شدند. این نوع تخلیه به ویژه در مکان‌هایی که ترافیک منجر به مسدود شدن راه‌های خروجی می‌شود، می‌تواند مشکل ساز باشد.

نوع بعدی تخلیه، تخلیه عمودی است که در این نوع تخلیه افراد را به آسمان خراش‌ها یا ساختمان‌های تقویت شده انتقال می‌دهند. این رویکرد در ساحل *میامی* جایی که معابر و خروجی‌های اندکی وجود دارد (این محدودیت باعث کاهش تعداد افرادی می‌شود که می‌توانند از شهر خارج شوند) و در جایی که بیشتر افراد جمعیت مسن هستند (از این رو به طور فیزیکی قادر به حرکت نیستند) و در مناطقی که ساختمان‌های امن به راحتی می‌توانند تعداد زیادی از مردم را جا بدهند، به کار گرفته می‌شود. همچنین تلاش‌های دیگری برای ایجاد تأسیسات حفاظتی ساحلی و حتی کاهش شدت هاریکان‌ها از طریق بارورسازی ابرها نیز صورت می‌پذیرد. همچنین به تحقیقاتی که در خصوص مدل یابی، پیش‌بینی و اندازه‌گیری هاریکان و مخاطرات ناشی از آن انجام می‌گیرد، اهمیت زیادی داده می‌شود. برخی از ایالت‌های ساحل شرقی، مثل *کارولینا شمالی* و *مین*^۳ برنامه‌های توسعه‌ای دارند که این برنامه‌ها شامل حفاظت مناطق پست ساحلی در معرض مد توفان و فرسایش ساحلی ناشی از

1- American Meteorological Society; Carter

2- Danny

3- Maine

هاریکانها می‌باشد. این خطوط عقب‌نشینی برابر با ۳۰ تا ۱۰۰ سال فرسایش عادی ساحلی هستند.

طرح‌های فوق به طور مؤثری تلفات جانی ناشی از سیکلون‌های حاره‌ای در ایالات متحده را کاهش می‌دهند. با وجود این نقاط ضعفی در مورد فرایندهای تخلیه شهر وجود دارد. در واقع اکثر تخلیه‌ها تا به مرحله‌ی اجرا برسند به ۳۰ ساعت وقت نیاز دارند، در حالی که عامه مردم معتقدند برای خروج از منطقه و حرکت به سمت مناطق امن حداقل به یک روز وقت نیاز دارند. همچنین سیستم تخلیه به شدت متکی بر هشدارهای حرکت هاریکان‌ها صادر شده از مرکز ملی هاریکان است که تلاش دارد هشدارها را ۱۲ ساعته به مردم بدهد. در حقیقت هاریکان‌ها به طور غیرقابل پیش‌بینی گسترش می‌یابند و در عرض ۶ ساعت می‌توانند به طور چشم‌گیری تغییر مسیر بدهند. هاریکان *هیزل* در یک لحظه با سرعت ۵۰ کیلومتر در ساعت حرکت نمود. در حال حاضر در ایالات متحده زمان مورد نیاز برای تخلیه به دلیل رصد و پیش‌بینی به موقع هاریکان‌ها، کاهش یافته است. در عین حال ایالات متحده با این مشکل مواجه است که ۸۰ درصد از ۵۰ میلیون نفری که امروزه در مناطق مستعد وقوع سیکلون‌ها زندگی می‌کنند هرگز تخلیه شهر را تجربه نکرده‌اند. این دسته از مردم و برنامه ریزان در خصوص تهدید وقوع هاریکان‌ها آسوده خاطر هستند، چون در دهه‌های اخیر کثرت وقوع و شدت هاریکان‌ها کاهش یافته است. در واقع کمترین تعداد سیکلون‌های ثبت شده در دهه‌ی ۱۹۷۰ رخ داده‌اند. در حال حاضر در امتداد تمامی خطوط ساحلی شرق و برخی از سواحل ایالات متحده در امتداد خلیج مکزیک، تأسیسات و ساختمان‌ها در پشت ساحل یا دقیقاً در داخل خشکی و بر روی تپه‌های موقتی ساخته شده‌اند. مطالعات نشان داده‌اند که یک بی‌اطلاعی عمومی از خطر سیکلون و فرایند تخلیه وجود دارد. این مسئله با تبلیغات گسترده در مورد خطرات ناشی از سیکلون‌ها در زمان وقوع آنها تفاوت دارد. اطلاع رسانی می‌تواند شامل برنامه‌های ویژه تلویزیونی، توزیع مطبوعات رایگان و هشدارها بر روی پاکت مغازه‌ها و بلیت پارک‌ها باشد. این هشدارها که همواره با شهروندان هستند بسیار کارآمدتر می‌باشند زیرا تبلیغات و هشدارهای زیاد و مقطعی در زمان‌هایی که رخداد طوفان وجود ندارد از دیدگاه مدیریت شهری باعث آسیب رساندن به صنعت توریست و خسارت به اموال عمومی می‌گردد.

مسائل مرتبط با تخلیه شهر و درک عمومی ضعیف از میزان صدمات هاریکان‌ها در ایالات متحده باعث می‌شود که در هنگام رخداد سیکلون بسیاری از مردم در معرض وقوع خطر بزرگی قرار داشته باشند. هنگامی که یک سیکلون حاره‌ای بزرگ ساحل شرقی ایالات متحده را در می‌نوردد، فرایندها یا رویه‌های تخلیه شهر ممکن است به نتیجه نرسند و نتیجه‌ی تلفات جانی ممکن است به حد بی‌سابقه‌ای برسد.

در این مورد، هاریکان *اندرو* نقاط ضعف دولت فدرال در واکنش نسبت به یک حادثه بزرگ را نشان داد. وقتی واکنش نسبت به یک فاجعه نیازمند منابع‌ایی فراتر از توانایی یک ایالت باشد، *آژانس مدیریت بحران فدرال*^۱ می‌تواند به آن ایالت کمک کند. آژانس مدیریت بحران فدرال در طول هاریکان *اندرو* قدرتش را از دست داده بود. اما از سال ۱۹۹۲ این آژانس در برنامه‌اش تجدید نظر کرد، زیرا انتظار می‌رفت که دو هاریکان بزرگ به طور همزمان اتفاق بیفتد که توانایی واکنش سریع و کوتاه مدت هر یک از ایالت‌های ایالات متحده در مقابل فاجعه آنها ناچیز باشد.

بنگلادش (پاکستان شرقی)

(برتون و همکاران، ۱۹۸۷؛ بلانگ و جانسون، ۱۹۸۶؛ مالین، ۱۹۸۶)^۲

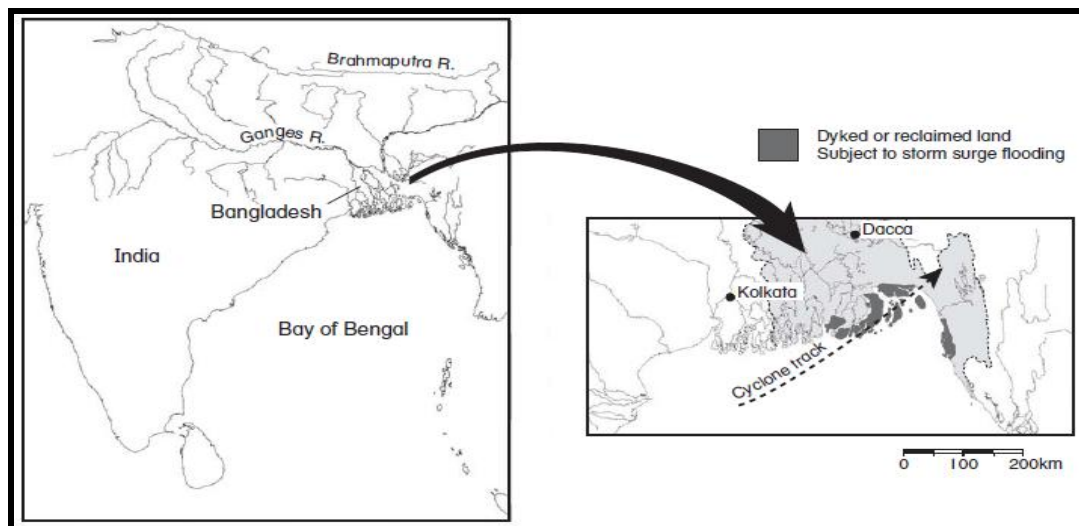
کشورهای جهان سوم به سبب بحران‌های اقتصادی و عدم وجود واکنش داخلی مؤثر به طور وحشتناکی از وقوع سیکلون‌های حاره‌ای آسیب می‌پذیرند. در سال ۲۰۰۰ سیکلون *الینی* و *هودا*^۳ *موزامبیک* را که پایین‌ترین سطح استاندارد زندگی

1- Federal Emergency Management Agency (FEMA)

2- Burton et al.; Blong & Johnson; Milne

3- Eline and Hudah

را در جهان دارد، با خاک یکسان کردند. در سال ۲۰۰۳ سیکلون *زوی*^۱ جزایر کرانه‌ای *تیکوپیا*، *آنوتا* و *فاتوتاکا*^۲ در جزایر *سالمن* را درنوردید. به علت ورشکسته شدن دولت، قانون شکنی بیداد می‌کرد و هرکسی مجبور بود گلیم خودش را از آب بیرون بکشد. هیچ کشوری مثل بنگلادش وضع اسفناکی از نظر فقر نداشته است. خلیج بنگال تاریخی مملو از وقوع مدهای طوفانی ویرانگر دارد. وقوع سیکلون در اکتبر سال ۱۷۳۷ در *کلکته*^۳ سبب یک موج به ارتفاع ۱۳ متر شد که تا بالای رودخانه *هوگلی*^۴ رسید و موجب مرگ ۳۰۰۰۰۰ نفر شد. در سال ۱۸۷۶ یک مد طوفان در نزدیکی مصب رودخانه *مگنا*^۵ ۱۰۰۰۰۰ نفر را به کام مرگ کشانید، در حالی که ۱۰۰۰۰۰ نفر دیگر در اثر قحطی جانشان را از دست دادند. در رودخانه *گنگ* موج‌های مرتبط با سیکلون کوچک در اکتبر سال ۱۹۶۰ موجب غرق شدن ۱۵۰۰۰ نفر شدند. در قرن نوزدهم، *چارس*^۶ که یک جزیره دلتایی در مصب رودخانه *گنگ* است، ابتدا به عنوان زمین قابل کشت بالقوه‌ای تلقی می‌شد (شکل ۳-۱۰).



شکل ۳-۱۰- مسیر سیکلون ۱۳ نوامبر ۱۹۷۰ در خلیج بنگال و محل استقرار سدهای حفاظتی جزیره‌های کم ارتفاع در بنگلادش.

از سال ۱۹۵۹ با کمک طرح مالی بانک جهانی، حدود ۵۵۰۰ کیلومتر دیوار و سنگ چین برای محافظت از مرداب‌های کم عمق آب‌شور در برابر سیلاب ساخته شد ولی زمین احیاء شده در برابر مد طوفان محافظت نگشت. برای حل مشکل ازدیاد جمعیت کشور، سکونت در این منطقه که عمدتاً توسط کشاورزان بی‌سواد صورت می‌گرفت تشویق و مجاز اعلام گردید. تا پایان قرن بیستم، بیش از چهار میلیون نفر در این مناطق پرخطر متأثر از مد طوفان زندگی می‌کردند. برخی از کارگران سیار که به دنبال کارهای موقت بودند نیز در زمان برداشت محصول و کنسرو کردن ماهی در *چارس* به این منطقه سرازیر می‌شدند که این امر جمعیت را تا ۳۰ درصد افزایش می‌داد.

سیکلون ۱۳ نوامبر سال ۱۹۷۰ سه روز قبل از وقوع به وسیله‌ی ماهواره پیش‌بینی شد. ولی تا عصر روزی که سیکلون اتفاق افتاد، اداره هواشناسی پاکستان هیچ هشدار را اعلام نکرد. حتی بعد از صدور پیغام در پایان روز و در ساعت ۱۱ شب آن را به صورت انحصاری به ایستگاه رادیویی فرستاد. اگر هشدار آن ساعت هم پخش می‌شد، چون اکثر مردم خواب بودند آن را نمی‌شنیدند. بیشتر زمین‌های احیاء شده *چارس* دارای شبکه راه‌های انتقال ناکافی بودند که از میان کانال‌ها به سمت زمین‌های

- 1- Zoe
- 2- Tikopia, Anuta, and Fatutaka
- 3- Calcutta
- 4- Hooghly River
- 5- Meghna
- 6- Chars

مرتفع عبور می‌کردند و این باعث شد که تخلیه موثر شهر غیر ممکن باشد. مهاجران تازه وارد اطلاع چندانی از خطر مد طوفان نداشتند و برای تخلیه آماده و سازماندهی نشده بودند. در نیمه شب یک مد طوفان با ارتفاع ۱۵ متر وارد منطقه جنوبی چارس شد، این موج ۲۵ جزیره را از بین برد و بیش از ۲۰۰۰ باتلاق را به وجود آورد و حدوداً ۵۰۰۰۰۰ نفر را غرق نمود. بیش از ۴۰۰۰۰۰ هکتار از شالیزارهای غنی، زیر آب شور رفتند و یک میلیون رأس دام تلف شدند. بیش از ۵۰ میلیون نفر تحت تأثیر مد طوفان، سیل و بادهای قرار گرفتند.

در بنگلادش تقاضا برای زمین آنقدر زیاد است که زمین‌های دلتایی بعد از واقعه سال ۱۹۷۰ به سرعت مسکونی شدند. تا سال ۱۹۸۵ چیز زیادی تغییر نکرد و در ماه می همان سال یک سیکلون مشابه خرابی‌های یکسانی را به بار آورد. با اینکه ماهواره‌ها خطر وقوع یک سیکلون را پیش‌بینی کردند، ولی دوباره تخلیه شهر امکان پذیر نبود. برخی از کارگران بی‌سواد و دوره‌گرد چیزی در مورد این نوع مخاطره و روش گریختن از آن را نمی‌دانستند. در واقعه سال ۱۹۸۵ بیش از ۱۰۰۰۰۰ نفر جانشان را از دست دادند.

به نظر می‌رسد واکنش نسبت به سیکلون‌های حاره‌ای در بنگلادش از روی بی‌اطلاعی و پذیرفتن این فاجعه به عنوان مشیت الهی بوده است. از وقوع سیکلون‌ها نمی‌توان جلوگیری کرد و فقط باید بیرون از سیکلون منتظر ماند و نظاره کرد چه اتفاقی می‌افتد. خانواده‌ای که در مدت زندگی‌اش با یک مد طوفان سیکلونی مواجه شده باشد، با اندکی بدشانسی طوفان دیگری را تجربه خواهد کرد. در سال ۱۹۷۰ تنها ۵ درصد از افرادی که جان سالم به در برده بودند به پناهگاه‌های خاصی انتقال داده شدند، در حالی که ۳۸ درصد برای زنده ماندن از درختان بالا رفته بودند. برخی از افراد تخلیه شهر را به عنوان امری غیر عاقلانه در نظر می‌گیرند، چون اگر شهر تخلیه شود خانه‌ها مورد دستبرد و غارت قرار می‌گیرند. حتی اگر تخلیه شهر امکان پذیر می‌بود، تابوهای مذهبی مانع ترک زنان مسلمان از خانه‌هایشان می‌شد، چون سیکلون در طول ماهی اتفاق افتاد که به سبب قوانین دینی و شریعت زن‌ها از رفتن به بیرون در این ماه منع شده بودند. از سال ۱۹۷۰، ۱۸۴۱ پناهگاه سیکلونی به وسیله موسسه **کاریتاس**^۱ و دیگر مؤسسات غیر دولتی مستقر در بنگلادش ایجاد شدند. این پناهگاه‌ها از بتون مسلح ساخته شدند و بر روی پایه‌هایی با ارتفاع حداقل ۴/۶ متر بالاتر از سطح مدهای طوفان ثبت شده، برپا شدند. در حالت‌های عادی از آنها به عنوان مدارس، مراکز رفاهی خانوادگی، مسجد، سوپر مارکت‌ها و مغازه‌های مواد غذایی استفاده می‌شد. هر پناهگاه طوری طراحی شده بود که به هر نفر ۰/۵ متر مربع فضا از کف ساختمان می‌داد، که این فضا به آنها اجازه می‌داد در طول طوفان‌ها به راحتی روی کف ساختمان بنشینند. وقتی ظرفیت این مکان‌ها تکمیل می‌شد و مردم شانه به شانه هم می‌ایستادند و این فضای شخصی ۰/۱۴ متر مربع کاهش می‌یافت و تحت این شرایط تهیه سرویس بهداشتی و آب قابل شرب مشکلات فراوانی ایجاد می‌کرد. یک پناهگاه می‌تواند ۱۰۰۰ الی ۱۹۰۰ نفر و برخی از چهارپایان را در خود جای دهد. در حال حاضر بیشتر از ۵۰ درصد از مردم می‌توانند در پناهگاه‌های سیکلونی اسکان بیابند. در ۲۸ می سال ۱۹۹۷ وقتی که سیکلون حاره‌ای **هلن** به منطقه **چیتاگونگ**^۲ آسیب رساند، کارآمدی این پناهگاه‌ها به اثبات رسیدند. در این حادثه یک میلیون نفر در ۷۰۰ پناهگاه سیکلونی، حداکثر تا ۲۰ ساعت پناه گرفتند. در جنوب شرقی بنگلادش باد با سرعتی فراتر از ۲۳۰ کیلومتر در ساعت به ۶۰۰۰۰۰ دستگاه ساختمان آسیب رساند و در حالی که امکان کشته شدن ده‌ها هزار نفر وجود داشت، فقط ۱۰۶ نفر جانشان را از دست دادند.

سیکلون‌های عرض‌های میانه

سیکلون‌ها یا فروبارهای عرض‌های میانه سلول‌های کم‌فشاری هستند که در امتداد جبهه‌ی قطبی گسترش می‌یابند. آنها همچنین بر روی پهنه آب‌های گرم خارج از مناطق حاره و معمولاً بر روی ساحل شرقی استرالیا، ژاپن و ایالات متحده شکل

1- Caritas

2- Chittagong

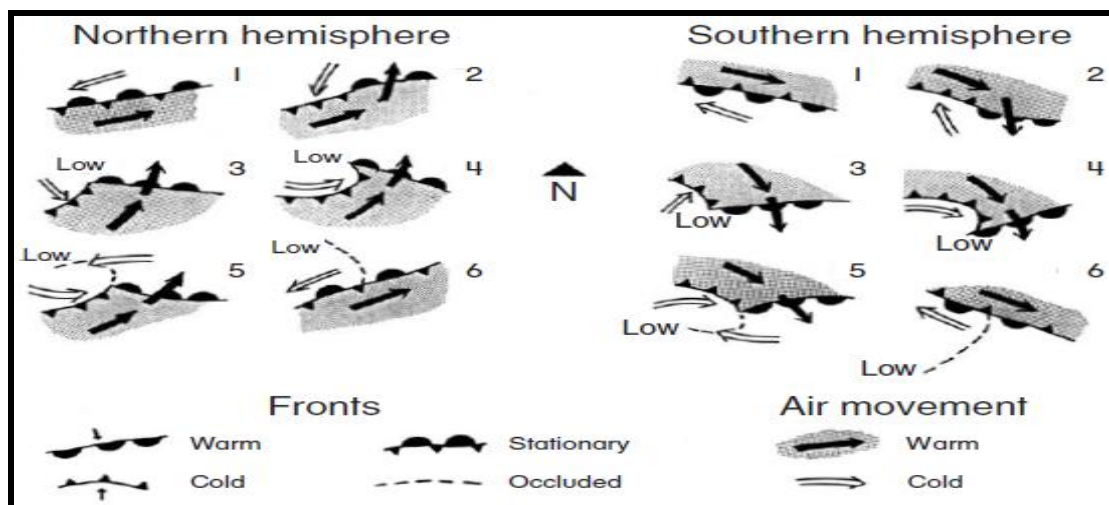
می‌گیرند. این بخش از کتاب به تشریح شکل‌گیری طوفان‌های کم‌فشار خواهد پرداخت که به سبب حرکت رو به بالای هوای گرم در امتداد جبهه قطبی و شکل‌گیری توده‌های کم‌فشار ساحل شرقی که بر روی پهنه‌های آب گرم در امتداد بخش‌های معدودی از خطوط ساحلی دنیا گسترش یا شدت می‌یابند.

کم‌فشارهای جبهه قطبی

شکل‌گیری

(لیناکری و هابوبیس، ۱۹۷۷؛ وایلی، ۱۹۸۲)^۱

سلول‌های کم‌فشار در امتداد جبهه قطبی دارای هسته‌های سردی هستند و قطر موثر آن بسیار بیشتر از سیکلون حاره‌ای (به ترتیب ۲۰۰۰ کیلومتر در مقابل ۴۰۰ کیلومتر) است. شدت آنها به تفاوت دمایی بین توده‌های هوای سرد و گرم تلاقی‌کننده بستگی دارد. آنها همواره در مسیر شرقی و در داخل بادهای غربی حرکت می‌کنند. محل آنها به محل امواج ژبای در جبهه قطبی در حدود ۴۰ درجه شمال و جنوب خط استوا بستگی دارد. در نیمکره جنوبی این فرایند در جنوب توده‌های خشکی رخ می‌دهد، ولی در نیمکره شمالی این فرایند بر روی مناطق پرجمعیت قرار می‌گیرد.



شکل ۳-۱۱- مراحل توسعه یک کم‌فشار عرض‌های میانه از نظر ظاهری در هر دو نیمکره (۱ و ۲) توسعه اولیه و تشکیل موج، (۳ و ۴) توسعه و بلوغ جبهه و گسترش کامل کم‌فشار، (۵ و ۶) انسداد.

تئوری شکل‌گیری کم‌فشارهای جبهه قطبی در دهه ۱۹۲۰ به وسیله بیرکنس و همکارانش در برگن نروژ، شکل گرفت. زبان‌های هوای سرد قطبی به سرعت به سمت استوا جریان می‌یابند و با توده‌های هوای گرم‌تر در عرض‌های میانه برخورد می‌کند. نیروی کوریولیس باعث می‌شود که این هوای قطبی دارای مؤلفه شرقی (حرکت شرقی) گردد در حالی که حرکت هوای گرم‌تر سمت استوایی جبهه قطبی، مؤلفه غربی (حرکت غربی) داشته باشد (شکل ۳-۱۱). در این حالت ممکن است هوای گرم به سبب پیشروی هوای سرد به بالا حرکت کند. بادها در هر دو طرف جبهه قطبی در جهت مخالف می‌وزند و به خاطر نیروی کوریولیس بر خلاف حرکت عقربه‌های ساعت به صورت مارپیچی بالا می‌روند. این چرخش موجب یک موج یا یک فوروتگی در امتداد جبهه می‌شود. هوای گرم با حرکت به سمت شرق و به سمت قطب به داخل توده‌های هوای سرد پیشروی می‌کند، درحالی‌که هوای سرد از غرب شروع به احاطه کردن هوای گرم می‌کند. یک سیستم جبهه‌ای V شکل از جبهه گرم و جبهه سرد به ترتیب در لبه‌های پیشین و لبه‌های پسین به وجود می‌آید. با صعود هوای گرم و مرطوب یک توده کم‌فشار تولید می‌شود و ناپایداری همرفتی نیز همچنان که گرمای نهان تبخیر در اتمسفر بالایی آزاد می‌شود، ایجاد می‌گردد. این صعود، گردش

چرخشی را بیشتر می‌کند و موجب افزایش وزش هوا و ایجاد بارش بر روی یک ناحیه گسترده می‌شود. جبهه سرد در انتهای سیستم، هوای گرم را سریعاً بالا می‌برد و این فرایند منجر به شکل‌گیری طوفان‌های تندری می‌گردد. اگر در این محل تفاوت دمایی بین دو توده هوا به قدر کافی زیاد باشد، می‌تواند موجب تولید تورنادوها شود. جبهه سرد که به وسیله هوای متراکم‌تر از عقب تقویت می‌شود، بسیار سریع‌تر از جبهه گرم گسترش می‌یابد و هوای گرم را از سطح زمین به شکل V جدا می‌کند و به بالا می‌فرستد و جبهه اشغال شده را ایجاد می‌کند. در مرحله پایانی کم‌فشار، با کاهش حرکت چرخشی در هوای بالا رونده، جبهه قطبی مجدداً در سطح زمین مستقر می‌شود. بدون ادامه همرفت، شکل‌گیری ابر و بارش به تدریج کاهش می‌یابد و سلول طوفانی از بین می‌رود. تحت شرایط خاصی، ممکن است جبهه سرد پیش‌رونده توده‌ی دیگری از هوای گرم را محصور کند و کم‌فشار دیگری در جنوب‌شرقی کم‌فشار اصلی ایجاد کند که از بین رفته است. حتی ممکن است به خاطر گردش هوای بالا رونده، این کم‌فشار به مکان اصلی چرخندزایی یا سیکلون‌زایی برگردد و موجب شکل‌گیری یک موج کم‌فشار جدید در امتداد جبهه قطبی شود. این کم‌فشارهای برون حاره‌ای یا فروبارها به خاطر شیوه شکل‌گیریشان همانند سیکلون‌های حاره‌ای توانایی ایجاد بادهای شدید و مقادیر زیادی بارش را دارند. زیرا که آنها بزرگند و فراوانی آنها می‌تواند موجب مخاطرات بزرگ‌تری شود. این طوفان‌های برون حاره‌ای نیز همانند سیکلون‌های حاره‌ای می‌توانند امواج اقیانوسی و مدهای طوفان با شدت مشابه ایجاد نمایند.

رویدادهای تاریخی

(ویگل، ۱۹۶۴؛ لمب، ۱۹۸۲؛ ویپلی، ۱۹۸۲؛ مالینی، ۱۹۸۶، برش و همکاران، ۲۰۰۰)^۱

کم‌فشارهای عرض‌های میانه نیز به اندازه سیکلون‌های حاره‌ای ویرانگر هستند. تأثیر آنها در دو ناحیه؛ یعنی در امتداد خط ساحلی شرقی ایالات متحده و دریای شمال چشم‌گیر است. گزارشات تاریخی در این مناطق وقوع بزرگ‌ترین طوفان‌های ثبت شده را ثابت می‌کنند. شکل ۳-۱۲ تعدادی از کم‌فشارهای سیکلونی ثبت شده را در اروپای شمالی که در طی ۲۰۰۰ سال گذشته موجب چندین سیلاب شدید شده‌اند، روی نمودار نشان داده است. قرون وسطی یک دوره شوم از وقوع طوفان‌های فاجعه‌آمیز بود که موجب تلفات جانی و فرسایش زیادی شد. وقوع چهار طوفان در قرن سیزدهم در سواحل هلند و آلمان، هرکدام حداقل ۱۰۰۰۰۰ نفر را به کام مرگ کشانید. برآوردها نشان می‌دهند که بدترین این طوفان‌ها موجب مرگ ۳۰۰۰۰۰ نفر شده است. همچنین طوفان‌های دریایی شمال در ۱۱ نوامبر سال ۱۰۹۹، طوفان ۱۸ نوامبر سال ۱۴۲۱ و سال ۱۴۴۶ هرکدام موجب مرگ ۱۰۰۰۰۰ نفر در انگلیس و هلند شدند. بدترین رخداد طوفان مربوط به سیلاب «آل سنت دیز» در روزهای ۱ الی ۶ نوامبر سال ۱۵۷۰ بود. یک برآورد نشان می‌دهد که ۴۰۰۰۰۰ نفر در سراسر اروپای غربی بر اثر این طوفان‌ها جانشان را از دست دادند. این تعداد تلفات در ردیف شمار کشته شدگان سال‌های اخیر بنگلادش به سبب مدهای طوفانی ناشی از سیکلون‌های حاره‌ای، قرار دارد. در ۲۶-۲۷ نوامبر سال ۱۷۰۳ وقوع طوفانی در کانال انگلیس با فشار مرکزی ۹۵۰ هکتوپاسکال و بادهایی با سرعت ۱۷۰ کیلومتر در ساعت، تقریباً تمام کشتی‌های درون کانال را با ۸۰۰۰ الی ۱۰۰۰۰ سرنشین غرق کرد (شکل ۳-۱۳). طوفان‌های دیگری با چنین تلفاتی در سال‌های ۱۶۳۴، ۱۶۷۱، ۱۶۸۲، ۱۶۹۴، ۱۶۸۶، ۱۷۱۷، در اوج عصر یخبندان صغیر رخ دادند. امروزه اکثر خطوط ساحلی اروپای شمالی شکل‌گیری خود را مدیون طوفان‌های این دوره هستند.

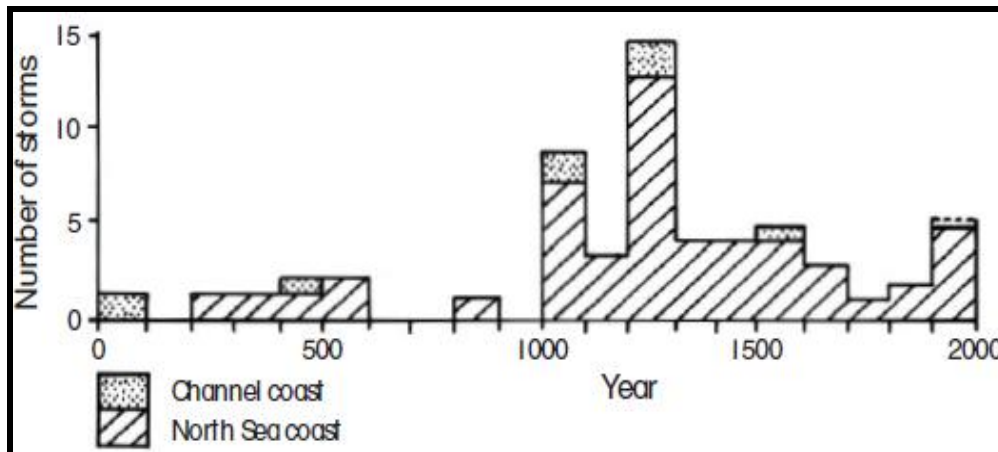
فرسایش دریای شمال ناشی از مدهای طوفان بین سال‌های ۱۰۰۰ و ۱۷۰۰ میلادی تا ۳۰ برابر افزایش یافت. طوفان‌های دریای شمال، جزیره **هلیگولند**^۳ در ۵۰ کیلومتری از خط ساحلی آلمان را از طول ۶۰ کیلومتر در سال ۸۰۰ به ۲۵ کیلومتر در سال ۱۳۰۰ و ۱/۵ کیلومتر در قرن بیستم کاهش دادند. وقوع طوفان سیلابی **لاسیا** در ۱۴ دسامبر سال ۱۲۸۷ بخش وسیعی از اروپای شمالی را در بر گرفت. تا قبل از این جزیره سد پیوسته‌ای هم مرز با ساحل هلند بود. طوفان این موانع ساحلی را در هم

1- Wiegel, Lamb, Whipple, Milne, Bresch

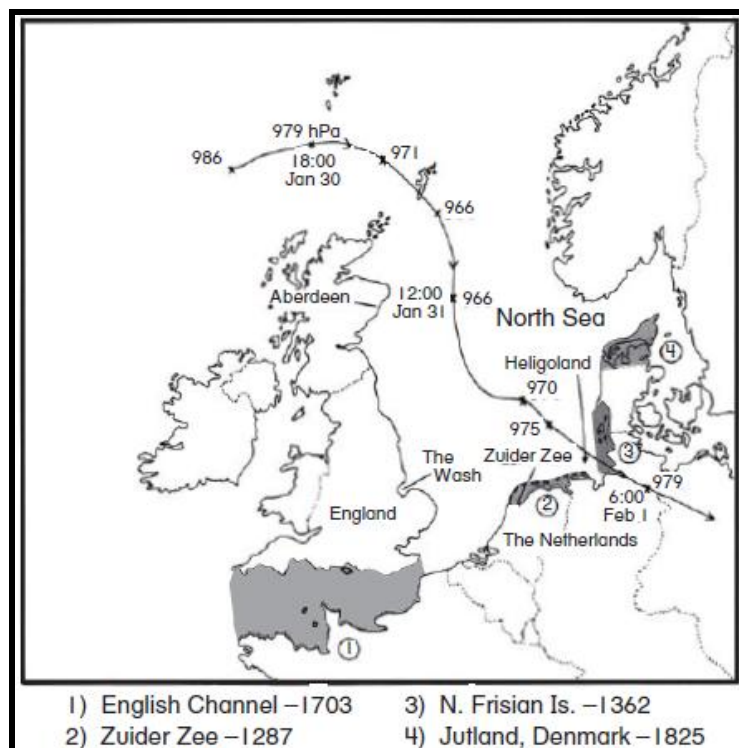
2- All Saints Day Flood

3- Heligoland

کوبید و خلیج زویدرزی^۱ را به وجود آورد (شکل ۳-۱۳). اخیراً شکاف‌های این خلیج کوچک به طور مصنوعی سد شدند. همچنین خلیج‌های کوچک‌تری در شرق دورتر، در خلیج دولارت و جاد^۲ به وجود آمدند و شکل قیفی خلیج ایدر استوری^۳ وسعت یافت. چنین طوفانی در شمال فرانسه چندین کیلومتر از زمین‌های باتلاقی را دچار فرسایش کرد و اندکی دورتر از ساحل جزیره یک دماغه به وجود آورد. در بزرگ‌ترین فاجعه طوفانی ۱۶ ژانویه سال ۱۳۶۲ قسمتی از ساحل شلسویگ-هولشتاین^۴ در دریای شمال، ۱۵ کیلومتر به طرف خشکی فرسایش یافت و به مصب کم عمق خط ساحلی تبدیل شد، که با پشته‌های جزیره‌ای ناهموار به وسیله مرداب‌هایی به عرض ۵-۱۰ کیلومتر از سرزمین اصلی جدا می‌شدند. در این طوفان بیش از ۶۰ بخش که نصف درآمد کشاورزی این ناحیه را به خود اختصاص داده بودند، نابود شدند.



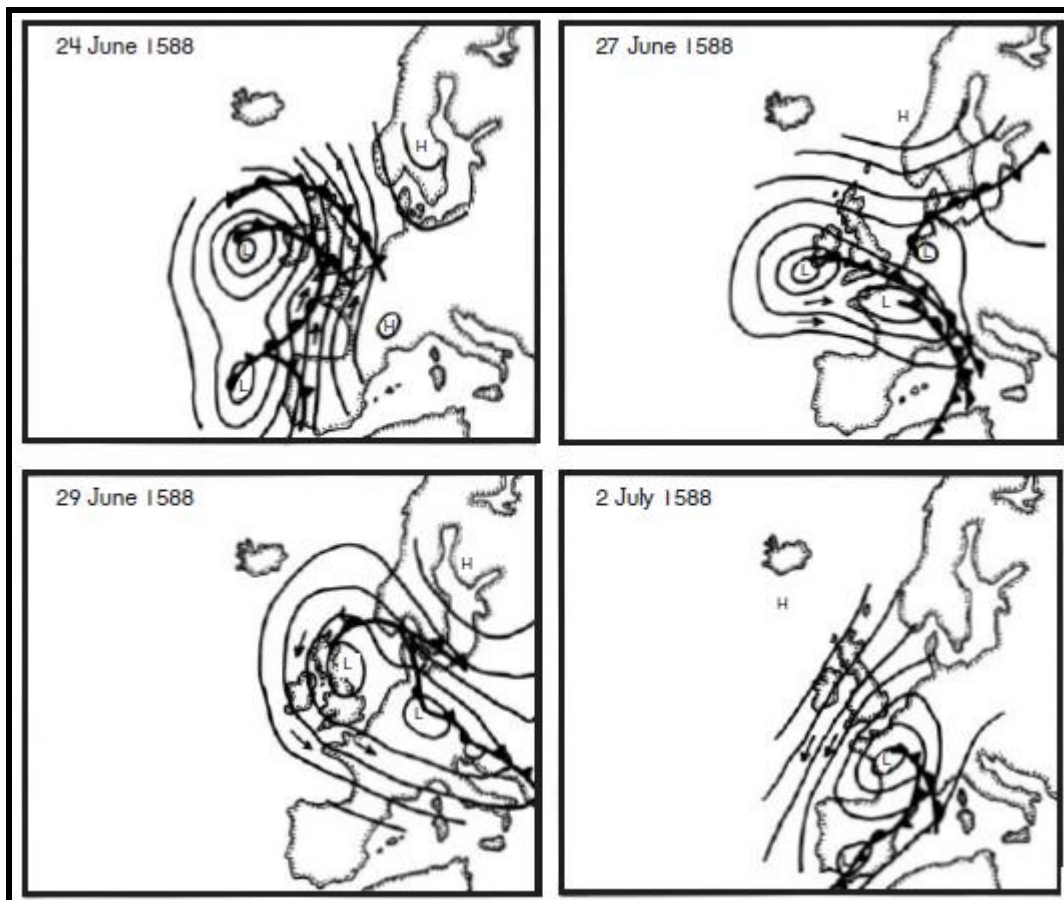
شکل ۳-۱۲- رخداد طوفان‌های شدید در دریای شمال و کانال انگلیس در هر قرن در طی ۲۰۰۰ سال گذشته (لمب ۱۹۸۲، با اجازه از متیون، لندن).



شکل ۳-۱۳- محل رخداد برخی از طوفان‌های تاریخی مخرب در دریای شمال از جمله مسیر طوفان ۱ فوریه سال ۱۹۵۳.

- 1- Zuider Zee
- 2- Dollart and Jade Bay
- 3- Eider Estuary
- 4- Schleswig-Holstein

وقوع طوفان‌ها در سال ۱۶۴۳ به شدت سواحل دانمارک و آلمان را فرسایش دادند، در سال ۱۸۲۵ طوفان دریای شمال، دماغه شمالی دانمارک را از سرزمین اصلی جدا ساخت و موجب پدید آمدن چندین جزیره شد. این طوفان‌ها همچنین روند تاریخ را تغییر دادند. در سال ۱۵۸۸ ناوگان اسپانیا با ۱۳۰ فروند کشتی، بعد از حملات ویرانگر ناوگان جنگی انگلیس مجبور شدند وارد دریای شمال شوند. تقریباً تمام این کشتی‌ها به خاطر طوفانی ۵ روزه در ساحل شرقی اسکاتلند غرق شدند (شکل ۳-۱۴). مابقی ناوگان اسپانیا نیز که سعی کردند از غرب ایرلند فرار کنند توسط طوفان‌های دیگر غرق شدند. تابستان سال ۱۵۸۸ را با رخدادهای استثنایی از کم‌فشار سیکلونی که همزمان با تغییر مسیر جت باد قطبی به‌طرف جنوب و افزایش سرعت باد نسبت به آنچه در حال حاضر است، توصیف می‌کنند.



شکل ۳-۱۴- الگوی فشار بر فراز شمال اروپا در طی حمله ناوگان اسپانیا به بریتانیا از ۲۴ ژوئن تا ۲ جولای ۱۵۸۸ (المب ۱۹۸۲، با اجازه از متیون، لندن).

هیچ یک از طوفان‌های برون حاره‌ای که در بالا ذکر شد، از لحاظ تلفات جانی نظیر طوفان‌های قرن بیستم نبوده‌اند، هر چند آنها هم طوفان‌های بزرگی بودند. عظیم‌ترین آنها طوفان دریای شمال در یکم فوریه سال ۱۹۵۳ بود. این طوفان همانند یک کم‌فشار ضعیف در شمال اسکاتلند گسترش یافت و سپس به طور مستقیم و با عبور از دریای شمال به سمت جنوب شرقی بسط یافت (شکل ۳-۱۳). پایین‌ترین فشار ثبت شده این طوفان ۹۶۶ هکتوپاسکال بود. با وجود این که فشار این کم‌فشار برابر با فشار سیکلون‌های حاره‌ای نیست (به جدول ۱-۳ مراجعه کنید)، باعث تشکیل یک کم‌فشار خیلی بزرگ در هسته سرد فروبار می‌شود. در **آبردن**^۱ سرعت باد در مرکز طوفان به بیش از ۲۰۰ کیلومتر در ساعت رسید. این سرعت برابر با سرعت بادها در سیکلون‌های حاره‌ای است. در دریای شمال جزر و مد نیز به موج **سشی** (همچنین موج **کلوین** نیز نامیده می‌شود) اضافه شد،

1- Aberdeen

که این موج در امتداد ساحل بر خلاف جهت عقربه‌های ساعت (به خاطر نیروی کوریولیس) حرکت می‌کرد. طوفان نیز همانند این موج کلون در مسیر مشابه‌ای حرکت می‌کرد. در نتیجه این طوفان باعث پدید آمدن یک مد طوفان با بیش از ۴ متر ارتفاع می‌شود که شهر **واش** در انگلیس را زیر آب می‌برد و سدهای ساخته شده در جلوی **زویسدروزی** را ویران می‌کند (تأثیر این خیزاب‌ها به طور مفصل در انتهای این فصل مورد بحث قرار می‌گیرد). بر اثر این موج طوفانی در بریتانیا ۳۰۷ نفر جانشان را از دست دادند؛ ۳۲۰۰ نفر از شهر تخلیه شدند و ۲۴۰۰۰ خانه خسارت دیدند. بیش از ۸۳۰۰۰ هکتار از زمین‌های حاصلخیز کشاورزی زیر آب شور رفتند. در هلند بیش از صدها شکاف در سدها و نهرهای آب به وجود آمد، ۱۶۰۰۰۰۰ هکتار یا یک ششم کشور را سیل فرا گرفت. در این کشور ۲۰۰۰ نفر جانشان را از دست دادند و ۲۵۰۰۰۰ رأس دام تلف شدند. برآوردها نشان می‌دهند که این طوفان یک وقفه یا دوره بازگشت ۱۰۵۰۰ ساله داشته‌اند، ولی شدت این طوفان مثل طوفان‌هایی که در قرون وسطی اتفاق افتاده، نبود است. این طوفان به یک معیار برای طرح‌های مهندسی در هلند و بریتانیا تبدیل شد و در این کشورها توجه همگان را دوباره به مهندسی ساحلی جلب کرد.

منطقه دریای شمال هنوز پتانسیل وقوع برخی از شدیدترین طوفان‌هایی که تاکنون شاهد آنها بوده‌ایم، را دارد. در سال‌های پایانی قرن بیستم شاهد افزایش این طوفان‌های شدید عرض‌های میانه بودیم که برخی حوادث گذشته را که به فراموشی سپرده شده بودند، یادآوری نمود. برای مثال شب ۱۵ اکتبر سال ۱۹۸۷ یک هوای بسیار گرم و مرطوب از غرب آفریقا با هوای سرد شمالگان بر روی ساحل فرانسه برخورد کرد و موجب شکل‌گیری یک سلول کم‌فشار خیلی شدید بر روی خلیج **بیسکی**^۱ شد. با عبور از روی کانال انگلیس و جنوب انگلستان، طوفان در نهایت یک فشار مرکزی ۹۸۵ هکتوپاسکال، یعنی کمترین میزانی که تاکنون در انگلستان به ثبت رسیده است، را به وجود آورد. وزش تندباد با سرعت ۱۷۰-۲۱۵ کیلومتر در ساعت، منطقه وسیعی بین ساحل فرانسه و انگلستان را مورد تأثیر قرار داد. بر اثر این طوفان، تنها ۱۸ نفر جانشان را از دست دادند. ولی در حقیقت طوفان تمام درختان بزرگی که در جنوب انگلستان روییده بودند را از بین برد. اداره هواشناسی فرانسه، دو روز قبل از حادثه، هشدار وقوع یک حادثه خیلی شدید را پخش کرد. چنین اطلاعاتی در اداره هواشناسی انگلیس نیز وجود داشت ولی این خبر تا زمانی که طوفان به طور واقعی به خط ساحلی انگلستان صدمه رساند، مورد توجه قرار نگرفت. گزارش‌ها حاکی از آن است که این طوفان جز بدترین طوفان‌هایی بوده است که به انگلستان برخورد کرده و رکورد فشار هوا و باد ثبت شده را شکسته است و به دنبال آن طوفان‌های فاجعه‌بار مشابه‌ای در ژانویه و فوریه سال ۱۹۹۰ اتفاق افتادند.

وقوع دو طوفان اخیر در ۲۶-۲۷ دسامبر سال ۱۹۹۹ همانند طوفان‌های قرون وسطی، در زمهره‌ی شدیدترین طوفان‌ها قرار گرفتند. یکی طوفان **لوتر**^۲ بود که در ۲۶ دسامبر از شمال فرانسه، جنوب آلمان و سوئیس عبور کرد و دیگری طوفان **مارتین** که یک روز بعد از مرکز و جنوب فرانسه، شمال اسپانیا و شمال ایتالیا گذشت. این طوفان‌ها قبل از حرکت سریع پرفشار قطبی سیار و به ترتیب با سرعت ۱۸۰ و ۱۶۰ کیلومتر در ساعت گسترش یافتند. طوفان‌های **لوتر** و **مارتین** موجب مرگ ۸۰ نفر و خسارت ۶۰ درصدی به خانه‌های پاریس شدند. این طوفان‌ها به ترتیب ۱۲۰ و ۸۰ دکل برق را از جای درآوردند. در اثر این طوفان‌ها بیش از سه میلیون مورد درخواست خسارت به شرکت‌های بیمه رجوع شد و این امر سبب ورشکستگی چندین شرکت بیمه گردید. این دو طوفان‌ها به ترتیب موجب ۱۲ و ۶ میلیارد دلار خسارت گردید و از این مقدار کمتر از ۵۰ درصد آن بیمه شده بود. ویرانی‌ای که این طوفان‌ها ایجاد نمودند از نظر تئوری دارای دوره بازگشت ۱۰-۵ ساله هستند و این طوفان‌ها از نظر بزرگی حداقل با ۸ رخداد طوفانی مخرب از جمله طوفان ۱۶ اکتبر سال ۱۹۸۷ که جنوب انگلستان را به کلی نابود ساخت، مشابه هستند. برآوردها نشان می‌دهد که وقوع طوفان‌هایی با چرخه‌ی ۱:۱۰۰ در اروپا ۱۰۰ میلیارد دلار خسارت در پی دارد. امروزه نیز طوفان‌های شدید عرض‌های متوسط، اروپا را به مانند هزاران سال گذشته در می‌نوردد و مورد تأثیر قرار می‌دهند.

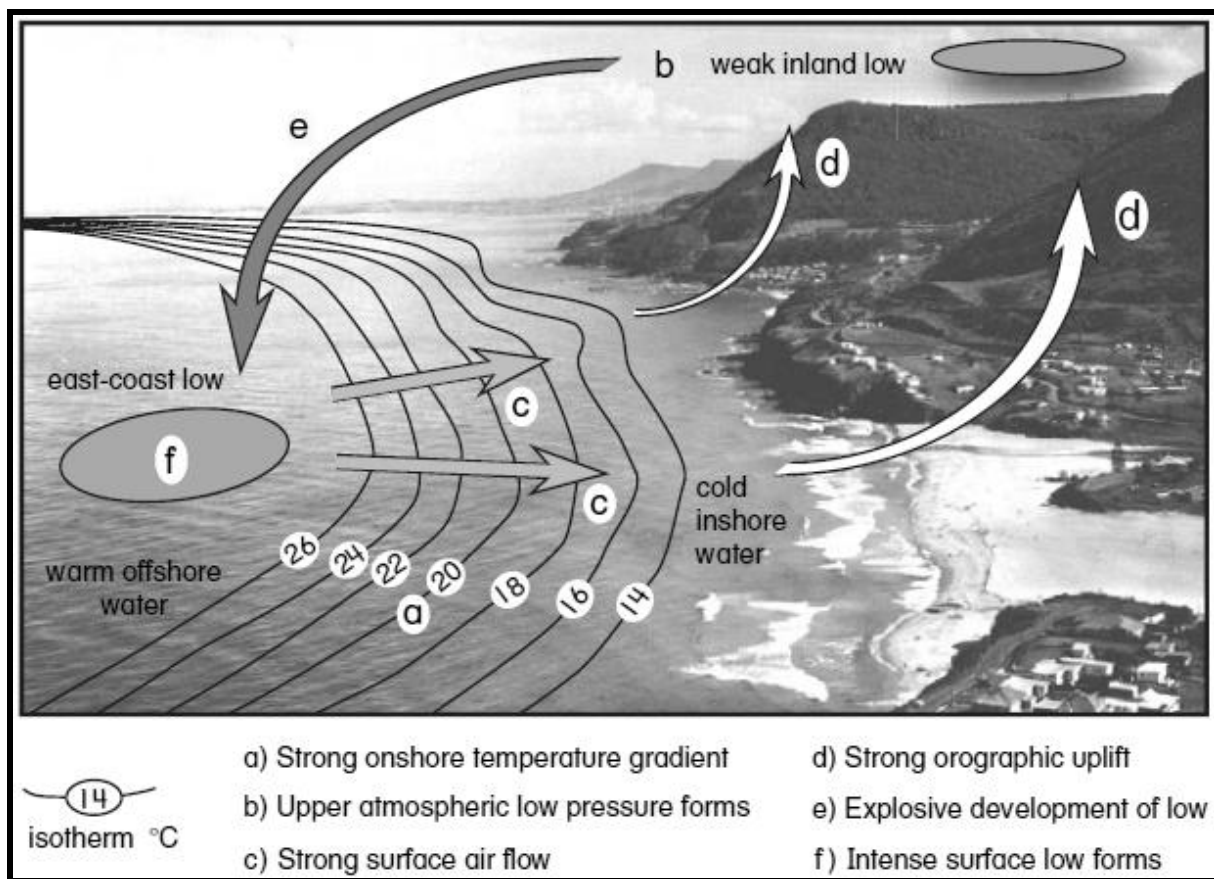
1- Biscay
2- Lothar

کم‌فشارها یا بمب‌های سواحل شرقی

(سندرز و جیاکام، ۱۹۸۰؛ هولند و همکاران، ۱۹۸۸)^۱

شکل‌گیری

طوفان‌های کم‌فشار سواحل شرقی، طوفان‌های فروباری هستند که معمولاً بدون کمک سیستم‌های جبهه‌ای بر روی پهنه آب‌های گرم - عمدتاً بر روی سواحل شرقی قارها بین عرض ۲۵ و ۴۰ درجه - به وجود می‌آیند. گسترش و پیشروی چنین توده کم‌فشاری نشان دهنده‌ی ناپایداری جوی منتج از توپوگرافی و دمای سطح دریا است. توده‌ی کم‌فشار، گرمای نهان را از جریان‌های گرم اقیانوسی که در سمت غربی اقیانوس‌ها شکل می‌گیرند، به دست می‌آورد. در برخی مناطق، جایی که بادهای شرقی سیستم‌های کم‌فشار را از روی این جریان‌های گرم قطب‌سو حرکت می‌دهند و بر روی سواحل کوهستانی و به خارج از دریا هدایت می‌کنند، فروبارهای سیکلونی شدیدی با ساختار و شدت یکسان با سیکلون‌های حاره‌ای شکل می‌گیرند. این گسترش به صورت کلی در شکل ۳-۱۴ نشان داده شده است.



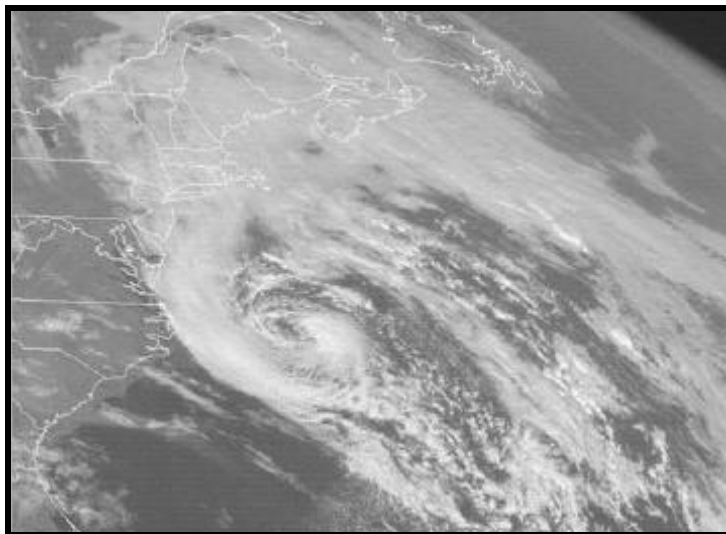
شکل ۳-۱۵ - توسعه شماتیک یک کم‌فشار ساحل شرقی.

این مناطق در ساحل شرقی ژاپن، آلپ‌های ژاپن و جریان کوروشیو، در ایالات متحده با کوه‌های آپالاش و جریان گلف استریم و در جنوب شرقی استرالیا با گریت دیویدینگ رنج^۲ و جریان استرالیای شرقی هستند. کم‌فشارها همچنین ممکن است بر روی ساحل شرقی آفریقای جنوبی که رشته کوهستانی دراکنزبورگ رنج و جریان آب گرم آگلهاس^۳ حضور دارد، شدت یابند. این کم‌فشارها مرتبط با ساختار جبهه‌ای نیستند، ولی تمایل دارند در زیر یا امتداد جریان یک هسته سرد کم‌فشار که در

1- Sanders & Gyakum; Holland et al
2- Great Dividing Range
3- Drakensburg Range and the Agulhas Current

اتمسفر بالایی شکل گرفته است، تشکیل شوند. این کم‌فشارها در سطح زمین با پرفشار قطبی سیاری در ارتباط هستند که ممکن است در نزدیکی اقیانوس بلوکه یا متوقف شوند. اولین نشانه گسترش یک کم‌فشار، وجود یک شیب قطب سو در هم‌فشارهای سطحی حاشیه شرقی این ارتفاعات است.

در نتیجه تشدید فعالیت همرفتی که به سبب فشار بادهای ساحلی بر روی توپوگرافی ناهموار ساحل است، این کم‌فشارها نیز شدت می‌یابند و در نزدیک خط ساحلی به سطح زمین می‌رسند. همچنین نقش توپوگرافی باعث انحراف بادهای شرقی کم ارتفاع به سمت استوا می‌شود و این مسأله موجب همگرایی و همرفتی شده که می‌تواند شکل‌گیری سیکلون را آغاز نماید. برخی کم‌فشارها به بمب تبدیل می‌شوند و ظرف چند ساعت سریعاً گسترش می‌یابند. این گسترش انفجار مانند زمانی اتفاق می‌افتد که گرادیان فشار در هر ۱۰۰ کیلومتر ۴ هکتوپاسکال باشد. همرفت هوای مملو از رطوبت به وسیله‌ی آب‌های سرد ساحلی، از طریق به حداکثر رسیدن چگالش و آزادسازی گرمای نهان، افزایش می‌یابد. به نظر می‌رسد در امتداد خط ساحلی شرق استرالیا شدت آنومالی دمای سطح دریا در شروع بمب خیلی مهم نباشد، در عوض گرادیان دمای عمود بر ساحل (گرادیان مداری) یک فاکتور مهم است. برای شدت یافتن یک کم‌فشار باید این گرادیان در امتداد ۵۰ کیلومتری خط ساحلی در هر ۰/۵ درجه طول جغرافیایی بیش از ۴ درجه سانتی‌گراد باشد.



شکل ۳-۱۶- تصویر ماهواره‌ای مادون قرمز از طوفان هالوین در اکتبر ۱۹۹۱ در سواحل شمال شرق ایالات متحده- طوفان به صورت یک کم‌فشار ساحل شرقی شروع شد و در مدت کوتاهی پس از گرفتن این عکس به یک طوفان حاره‌ای تبدیل شد (مک کاون، ۲۰۰۱).

کم‌فشارهای ساحل شرقی معمولاً در شب، زمانی که لایه مرزی دریایی ناپایدارتر است، گسترش می‌یابند. توده‌های کم‌فشار ساحل شرقی تمایل دارند که در اواخر پاییز یا اوائل زمستان، زمانی که دامنه گرادیان دمای سطح دریا بیشتر است، شکل بگیرند. ولی لزوماً به این زمان‌ها محدود نمی‌شوند و در هر ماهی از سال ممکن است اتفاق بیفتند. در طی ۴۰ سال گذشته با توجه به گسترش این کم‌فشارها در سال‌های بین وقایع انسو و لانیو در استرالیا، یک چرخه ۴/۵ ساله در وقوع این طوفان‌ها استخراج شده است. در موارد استثنایی، این کم‌فشارها ساختار یک سلول حاره‌ای را به نمایش می‌گذارند. که ممکن است به هسته‌های گرمی تبدیل شوند و فشار مرکزی آنها به زیر ۹۹۰ هکتوپاسکال برسد، در این وضعیت چشم را به وجود می‌آورند و حتی در تصاویر ماهواره‌ای نیز دیده می‌شوند (شکل ۱۶-۳) و موجب وزش بادهایی با سرعت بیش از ۲۰۰ کیلومتر در ساعت می‌گردند. این ساختار چشم بر روی ساحل شرقی استرالیا و ایالات متحده شناسایی شده است. وقتی این سیستم شکل می‌گیرد توده‌های کم‌فشار در امتداد خط ساحلی به سمت قطب حرکت می‌کنند و بر روی پهنه آب‌های گرم‌تر متوقف می‌شوند. چنین سیستمی می‌تواند بر روی خط ساحلی بیش از یک هفته دوام بیاورد و به طور مستقیم بارش بی‌وقفه شدیدی بر روی ساحل ایجاد نماید

و موجب پدید آمدن مد طوفان با ارتفاع ۱۰ متر گردد. بارش‌های سنگین تمایل دارند که به طرف مناطق حاره رخ دهند و با افزایش عرض جغرافیایی شدت آنها کاهش می‌یابد. این الگوهای بارش از تابستان به زمستان به سوی مناطق استوایی جابه‌جا می‌شوند که نشان دهنده شدت و حرکت فصلی سیستم‌های پرفشار می‌باشد. کم‌فشارهای ساحل شرقی موجب طوفان‌های فوق‌العاده‌ای می‌گردند. طوفان *اش و نزدی* در هفتم مارس ۱۹۶۲ و وقوع طوفان ۲۵ می ۱۹۴۷ در استرالیا نمونه‌های کلاسیکی از این نوع وقایع هستند. مهم‌ترین طوفان‌های اخیر کم‌فشارهای ساحل شرقی در ایالات متحده، وقوع طوفان *هالوین* در ۲۸-۳۱ اکتبر سال ۱۹۹۱ (یک طوفان واقعی) و طوفان ۲۱-۲۲ دسامبر سال ۱۹۹۴ است. دومین طوفان شروع انفجار گونه‌ای داشت و فشار مرکزی این طوفان به ۹۷۰ هکتوپاسکال رسید. این طوفان با یک هسته گرم و همراه با ساختار چشمی گسترش یافت و منجر به وزش بادهایی با سرعت ۱۶۰ کیلومتر در ساعت و امواجی با ۱۱/۹ متر ارتفاع شد. این حوادث در پاراگراف‌های بعدی بیشتر مورد بحث قرار گرفته‌اند.

طوفان *اش و نزدی* ایالات متحده در ۷ مارس ۱۹۶۲

(*دولن و هایدن، ۱۹۸۳؛ نالیوکین، ۱۹۸۳*)^۱

آمریکای شمالی خاستگاه شدیدترین طوفان‌های برون حاره‌ای است. برای مثال در سال ۱۸۶۹ - ۱۸۶۸ وقوع طوفان‌های سیکلونی در دریاچه‌های بزرگ بیش از ۳۰۰۰ کشتی را غرق یا تخریب کردند و بیش از ۵۰۰ نفر را به کام مرگ کشاندند. با وجود این طوفان *اش و نزدی*^۲ در ۷ مارس سال ۱۹۶۲ بدترین طوفان ثبت شده در امتداد ساحل شرقی ایالات متحده به شمار می‌آید. در هیچ زمانی طوفان‌های موازی با خط ساحلی به خشکی‌های واقع در ۱۰۰ کیلومتر دورتر از ساحل نرسیده است. در این مورد عبور طوفان در امتداد ساحل ۴ روز به طول انجامید و امواجی با بیش از ۴ متر ارتفاع ایجاد نمود. در دهه‌های منتهی به وقوع این طوفان، خانه‌سازی در جزیره‌های کناری امتداد ساحل گسترش یافت. ویرانی این طوفان بسیار زیاد بود. تمام شهرک‌ها در پی امواج طوفانی که بر روی یک مد طوفان به ارتفاع ۲-۱ متر اضافه شده بودند، نابود شدند و جزیره‌های کرانه‌ای



شکل ۳-۱۷- خسارات ناشی از طوفان *اش و نزدی* در ۷ مارس سال ۱۹۶۲ در طول سواحل اطلس میانی ایالات متحده آمریکا.

زیر آب فرو رفتند (شکل ۳-۱۷). در این طوفان تلفات جانی ناچیز بود زیرا وقوع طوفان در فصل زمستان بود و خانه‌های تابستانی بودند که خسارت بیشتری دیده بودند. عقب‌نشینی ساحل در حدود ۱۰ - ۱۰۰ متر بود. با این حال این مقادیر در کوتاه مدت به طور قابل توجهی تغییر کردند. طوفان *اش و نزدی* بیانگر یک نقطه عطف در ژئومورفولوژی و مهندسی ساحلی در ایالات متحده است. بعد از این حادثه دولت فدرال تحقیقاتی در مورد فرسایش ساحلی و ضرورت فرآیندهای ساحلی انجام داد.

1- Dolan & Hayden; Nalivkin
2- Ash Wednesday

از آن زمان به بعد مفهوم طرح عقب‌نشینی خط ساحلی گسترش یافت و در برخی ایالت‌ها اجرا شده است. این خط عقب‌نشینی بر اساس احتمالات به‌دست آمده از شواهد تاریخی سیلاب یا فرسایش ساحل است. پیشروی و ساخت ساختمان‌ها به طرف خط ساحلی دریا ممنوع شد. مشروعیت چنین طرحی مورد بررسی قرار گرفت و دادگاه مشروعیت این طرح را به ویژه در شمال *کارولینا* تایید کرد، جایی که شرکت‌های رسمی بیمه در حال حاضر ساختمان‌های ساخته شده در آن سوی خط عقب‌نشینی ساحل را در مقابل خسارت امواج بیمه نمی‌کنند.

طوفان هالوین در اکتبر ۱۹۹۱ (یک طوفان خارق‌العاده)

(مک‌کاون، ۲۰۰۱)^۱

وقوع طوفان *هالوین* در اکتبر سال ۱۹۹۱ از جهاتی با طوفان *اشرونزیدی* قابل مقایسه بود. این طوفان در پی عبور یک جبهه سرد شدید، متعاقب یک پرفشار قطبی سیار شروع شد و با سرعت از میان دریا‌های گرم ساحل شمال شرقی ایالات متحده گذشت. در آمریکای شمالی کم‌فشارهای ساحل شرقی «*نور-ایسترز*^۲» نامیده می‌شوند. این کم‌فشار در اواخر روز ۲۸ اکتبر سال ۱۹۹۱ در ساحل *نوا اسکوتیا*^۳ شدت یافت. این توده کم‌فشار برون حاره‌ای آنقدر شدید بود که موجب شد هاریکان *گریس* که در ۲۷ اکتبر شکل گرفته بود و در امتداد ساحل شرقی ایالات متحده به سمت شمال حرکت کرد به طور قابل توجهی به طرف این طوفان تغییر مسیر دهد. طوفان *گریس* پیشاپیش باعث ایجاد موج‌هایی به ارتفاع ۳-۵ متر شده بود. طوفان *گریس* در این کم‌فشار ادغام شد و باعث عمیق‌تر شدن آن گشت به نحوی که تا اواسط روز ۳۰ اکتبر فشار مرکزی آن به ۹۷۲ هکتوپاسکال رسید که در پشت آن پرفشاری با فشار مرکزی ۱۰۴۳ هکتوپاسکال قرار داشت. ظرف ۲۴ ساعت بعدی سرعت باد به بیش از ۱۲۰ کیلومتر در ساعت رسید و ارتفاع امواج نیز به ۱۲ متر رسیدند. این شرایط طوفانی با یک مد طوفان با ارتفاع بیش از ۲ متر در امتداد ساحل از شمال *کارولینا* تا *نوا اسکوتیا* گسترش یافت. این امواج طوفانی فقط در هاریکان بزرگ اطلس در سال ۱۹۴۴ و *نور-ایسترز* سابقه داشته‌اند. در امتداد صدها کیلومتر از خط ساحلی این طوفان موجب ویرانی دیواره‌های دریا، گذرگاه‌ها، تأسیسات ساحلی (اسکله‌ها و گردشگاه‌ها) و خانه‌ها شد. صرف نظر از ساحل، بادهای شدید تأسیسات زیربنایی مخابراتی را از بین بردند، درختان را از ریشه درآوردند و ساختمان‌ها را از پایه خراب کردند. سرانجام در آخرین چرخش مرکز این طوفان از روی آب‌های گرم *گلف استریم* عبور کرد و ویژگی‌های یک هاریکان را به‌خود گرفت.

طوفان‌های ساحل شرقی استرالیا در ماه می - ژوئن سال ۱۹۷۴

(*برایانت و کید*، ۱۹۷۵؛ *برایانت*، ۱۹۸۳)

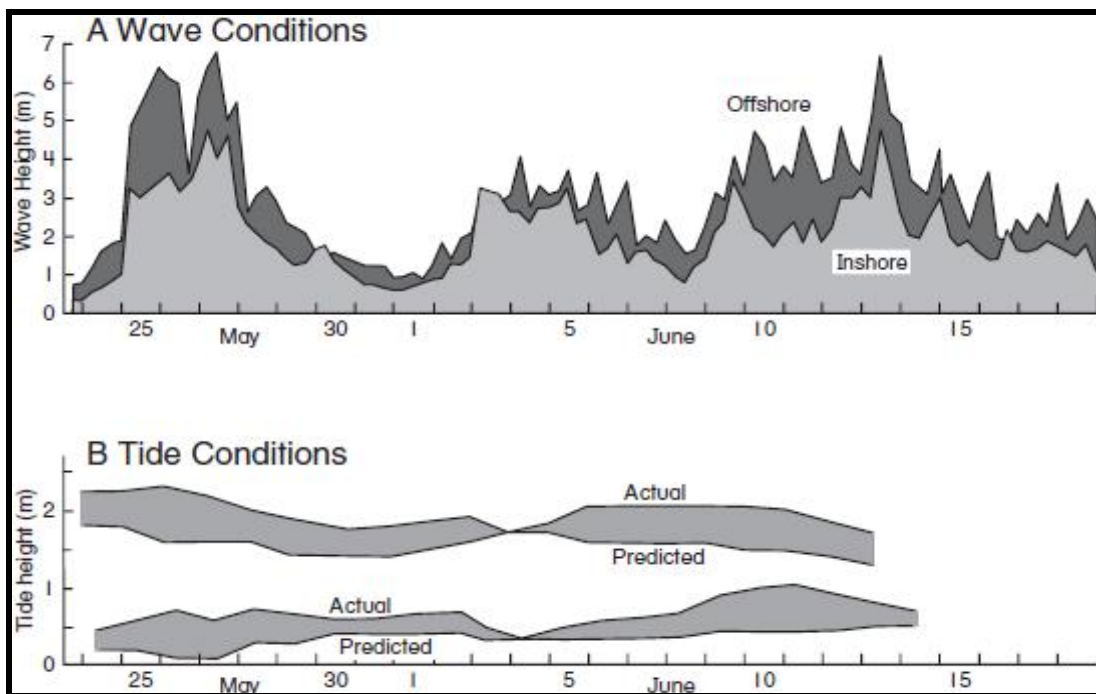
کم‌فشارهای ساحل شرقی استرالیا به اندازه‌ی سیکلون‌های حاره‌ای شدید هستند. در این مورد وقوع سه طوفان در ماه‌های می - ژوئن سال ۱۹۷۴، عمدتاً در *نیوسات ولز*، به عنوان مهم‌ترین و گسترده‌ترین مجموعه این کم‌فشارها شناخته می‌شود که در ۱۰۰ سال گذشته بر روی ساحل شرقی استرالیا رخ داده‌اند. وقوع هر طوفان به یک کم‌فشار ساحل شرقی مربوط است که در امتداد لبه غربی دریای *تاسمانی* بر روی حوضچه‌های آب‌گرم گسترش یافته‌اند.

در هر مورد مسدود شدن توده‌های پرفشار به روی جنوب شرقی استرالیا برای چندین روز متوالی، مدت طوفان‌ها را به وسیله هدایت بادهای جنوب شرقی به داخل ساحل، تشدید کردند. شکل ۳-۱۸ ارتفاع امواج تولید شده به وسیله سه طوفان و ارتفاع مد طوفان مرتبط با آنها همراه با تفاوت بین بزرگ‌ترین جذر و مد واقعی و جزر و مد پیش‌بینی شده، نشان می‌دهد.

1- McCowan

2- 'nor'-easterners

3- Nova Scotia



شکل ۳-۱۸- طوفان ۲۵ می- ۱۵ ژوئن سال ۱۹۷۴ در سیدنی، استرالیا- (A) ارتفاع موج (B) ارتفاع پیش‌بینی شده و واقعی جزر و مد (اقتباس شده از بریانت و کید، ۱۹۷۵).

حداکثر ارتفاع امواج در ۲۵ می و در ۱۲ ژوئن به ۷ متر می‌رسید. به مدت سه هفته ارتفاع امواج به بیش از ۴ متر رسید. در طول طوفان ۲۵ می در تمام مدت سطوح جزر و مد از مقدار پیش‌بینی شده با بیشترین مقدار انحراف $0.7 - 0.8$ متر، فراتر رفتند. در ساحل نیوساوت ولز این میزان بالاترین میزان ثبت شده امواج می‌باشد. در خلیج‌ها، این خیزاب‌ها با پدیده سش همراه می‌شدند و امواج مرتفعی را ایجاد می‌کردند که حتی در پایین‌ترین سطح جزر نیز سطح آب پایین نمی‌آمد، بلکه افزایش می‌یافت. در سیدنی بسیاری از خانه‌ها در نزدیکی خط ساحل که در منطقه خطر بود، بنا شده بودند ولی در طی این طوفان فقط چندین خانه آسیب دید (شکل ۳-۱۹). خطوط ساحلی شنی بیشترین خسارت را متحمل شدند. در طول سه ماه، از آوریل تا ژوئن، ساحل استان ول پارک بر اثر جزر و مدهای بزرگ خط ساحل بیش از ۱۰۰ متر از عقب‌نشینی کرد. در ساحل پسرل در خلیج بروکن واقع در شمال سیدنی یک تپه شنی ۷ متری بر اثر امواج طوفانی از بین رفت. در برخی سواحل عقب‌نشینی خط ساحلی تا ۴۰ متر اندازه‌گیری شده است (شکل ۲-۱۱). در طول طوفان سوم، ساحل کودمیرا^۱ واقع در جنوب خلیج جرویس در تپه‌های ساحلی یک پرتگاه ماسه‌ای با ارتفاع دو متر با میزان یک متر در دقیقه ایجاد گردید. علیرغم این مقادیر بزرگ از عقب‌نشینی ساحلی، فرسایش ساحلی بسیار متغیر است؛ زیرا برخی از سواحل هیچ صدمه‌ای از طوفان‌ها ندیده بودند. چنین نتایجی در مورد طوفان/شونزدی، در امتداد ساحل شرقی ایالات متحده نیز صدق می‌کند. از سال ۱۹۷۴ به بعد نیز کم‌فشارهای ساحل شرقی با همان شدت طوفان ماه ۱۹۷۴ وجود داشته‌اند. طوفان‌های پاییزی سال ۱۹۷۸ و ۱۹۸۵ موج‌های ۱۰ متری در نیوکاسل پدید آوردند. همچنین اسناد تاریخی نیز نشان می‌دهد که طوفان‌هایی با شدت برابر با طوفان‌های سال ۱۹۷۴ در طی قرن گذشته معمولی بوده‌اند. این حقیقت که فراوانی وقوع و شدت طوفان‌ها در طول زمان ثابت بوده، خاص طوفان‌های نیوساوت ولز نیست. همین ویژگی در امتداد ساحل شرقی آمریکای شمالی نیز مشاهده شده است. در بلند مدت هیچ مدرکی دال بر این‌که طوفان‌ها به تنهایی عامل فرسایش ساحل نیوساوت ولز بوده‌اند وجود ندارد. دلایل عقب‌نشینی ساحلی به طور کامل در فصل هشت توضیح داده شده است.



شکل ۳-۱۹-الف) تخریب و فروپاشی خانه‌های ساحلی در ساحل بیلگولا، سیدنی پس از طوفان ۲۵ مه ۱۹۷۴.



شکل ۳-۱۹-ب) همین طوفان در سواحل دیگر بیش از ۴۰ متر فرسایش ایجاد نمود- تصویر ساختار فروریخته در اینجا سرپناه یک میز پیک نیک بوده است که در ارتفاع ۵ متری ساحل و در پرتگاه قبلی وال بیچ در سیدنی قرار داشته است.

طوفان در مسابقه قایق‌های بادی هوپارت سیدنی در ۲۹ - ۲۷ دسامبر ۱۹۹۸

(اداره هواشناسی استرالیا، ۲۰۰۱)

روز هدیه (۲۶ دسامبر) در سیدنی پیام آور مسابقات قایق‌های بادی هوپارت سیدنی است. در این ایام قایقرانان آماتور و حرفه‌ای در اوقات فراغت تابستانی در مسیری پایین‌تر از ساحل جنوب شرقی استرالیا به رقابت می‌پردازند. طوفان کشنده‌ی سال ۱۹۹۸ نه تنها تمامی قایق‌های شرکت کننده در مسابقه را محاصره کرد بلکه تعداد زیادی از آنها را نیز غرق کرد. این طوفان از لحاظ شدتش حیرت آور بوده است. یک هلی‌کوپتر نجات شاهد یکی از مرتفع‌ترین امواجی بوده که تا کنون به ثبت رسیده است، وقتی هلی‌کوپتر در ۳۰ متری بالای قایق حادثه دیده ایستاده بود و به سبب بادهای شدید تکان می‌خورد، یک موج بی‌نظیر برای چند ثانیه به طور ناگهانی به طرف هلی‌کوپتر بالا آمد و با ضربه گیر (پایه) هلی‌کوپتر تماس پیدا کرد. عدم اعلام شرایط هوایی بدترین قصوری بود که در این مسابقه قایقرانی انجام گرفته، و بدین سبب بود که علی‌رغم نشانه‌های تهدیدآمیز رخدادهای شرایط غیر عادی هوا، در مرحله پایانی مسابقات از قبل هیچ هشدار مبتنی بر خروج به قایقران‌ها داده نشده بود. طوفان با عبور جبهه‌ی سردی از روی جنوب قاره در روز کریسمس، یک روز قبل از آغاز مسابقه، شروع شد. در همان زمان یک کم‌فشار ساحل شرقی با فشار مرکزی ۹۹۲ هکتوپاسکال بر روی ساحل *کوئینزلند* گسترش یافت. کم‌فشار دوم به طرف جنوب غربی

حرکت کرد و به سلول کم‌فشار جلوی جبهه سرد ملحق شد. در ساعات اولیه روز ۲۷ دسامبر هر دو سلول در *باس استریت*^۱ جایی بین سرزمین اصلی و *تاسمانی* با هم ادغام شدند و به طور انفجار گونه‌ای یک سلول طوفانی شدید، با فشار مرکزی ۹۸۲ هکتوپاسکال را ایجاد کردند. سپس این سلول در دریای تاسمانی به سمت شرق و در مسیر اکثر قایق‌های بادی مسابقه‌ای در نزدیکی ساحل تغییر مسیر داد. به طور موقت مرکز طوفان یک ساختار چشمی با ویژگی سیکلون‌های حاره‌ای به وجود آورد. همچنان که این طوفان قدرت می‌گرفت، کشتی‌ها به وسیله‌ی وزش شدید بادهای غربی که با سرعت ۱۶۷ کیلومتر در ساعت می‌وزیدند درهم می‌شکستند. در این زمان میانگین حداکثر ارتفاع امواج به ۱۴ متر می‌رسید در حالی که ارتفاع موج‌های انفرادی به طور نظری به ۳۰ متر هم رسیده بود. ارتفاع بسیاری از این امواج احتمالاً به سبب حرکت جریان دریایی شرق استرالیا، که در جهت مخالف بادهای حرکت می‌کرد، بسیار بیش از حد معمول بوده. از سال ۱۹۷۹ به بعد که مسابقات قایق سواری بریتانیا-یک طوفان غیر عادی موجب مرگ ۱۵ رقابت کننده شد - توجه برگزار کنندگان مسابقات قایق سواری را به خود جلب کرده بود، طوفان *هوبارت* سیدنی بیشترین ویرانی‌ها را به بار آورد بود. در طوفان *هوبارت* سیدنی ۵ نفر غرق شدند، ۵ قایق زیر آب رفتند و ۵۵ ملوان تحت برخی شرایط خطرناک که تاکنون تجربه نشده بودند به کمک خدمه هلی‌کوپتر امداد نجات یافتند. بعداً طی تحقیقات قانونی مشخص شد که باشگاه قایقرانی *کرازی‌نگ* استرالیا که این مسابقه را تربیت داده بود به گزارش‌های بروز حادثه توجهی نکرده و این باشگاه مسئولیت اداره مسابقات را نادیده گرفته بود.

کولاک‌ها، بلیزاردها و باران یخ زده

کولاک

(رونی، ۱۹۷۳؛ ویتو، ۱۹۸۰؛ ایگلمن، ۱۹۸۳؛ لات، ۱۹۹۳)^۲

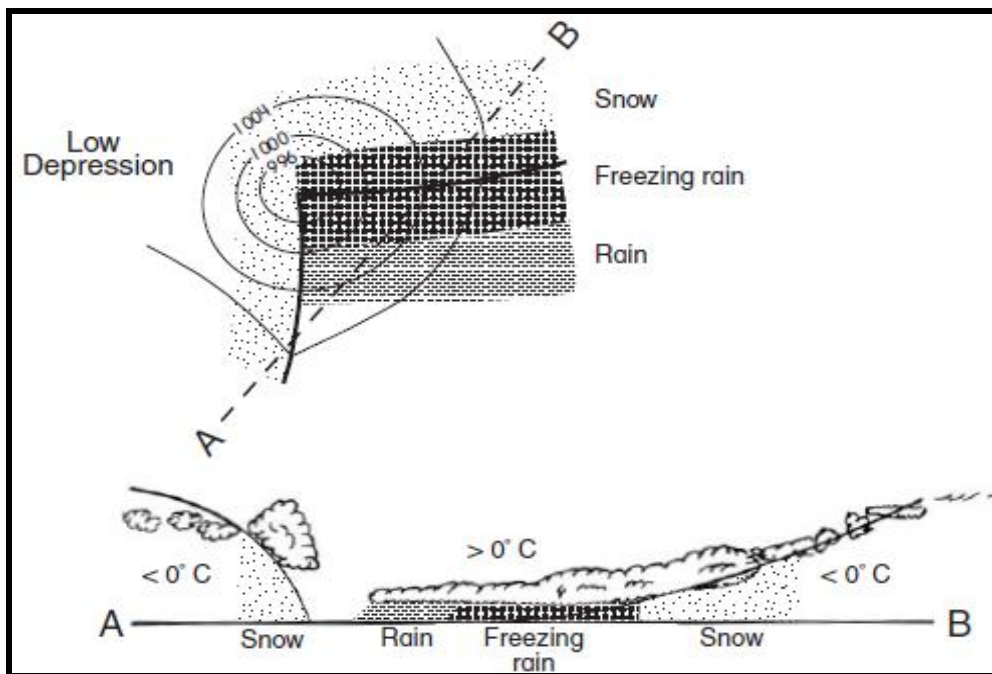
اگر برخی فروبارهای سیکلونی عرض‌های میانه که به طور استثنا باعث افزایش باران‌های شدید و طوفان‌های گسترده می‌شوند، بارش خود را به صورت برف فرود بیاورند، شرایط وضع بدتری پیدا خواهد کرد. این حقیقت که حجم برف با یک ضریب ۱۰-۷ میزان بارش را افزایش می‌دهد، نشان می‌دهد که حتی مقدار کم بارش هم اگر به صورت برف فرود بیاید به طور کل می‌تواند قسمت‌های بیشتری از یک قاره را فلج کند. حتی اگر حجم برف در طوفان‌های انفرادی کم باشد می‌تواند در طی بارش‌های بعدی بر روی هم انباشته شوند و باعث خطر یک طوفان جدی گردد. این طوفان می‌تواند یک الی دو هفته در طول فصل ذوب بهاری طول بکشد. اگر طوفان برف یا کولاک به کرات اتفاق بیفتد ممکن است تأثیر طوفان‌های قبلی از بین نرود و سیستم حمل و نقل شهری به تدریج مختل شود. در حالی که بارش برف سیستم حمل و نقل را فلج می‌کند، باران یخ زده می‌تواند موجب خسارات هنگفتی به خطوط انتقال نیرو شود.

اکثر کولاک‌های ناشی از فروبارهای عرض‌های میانه مسیر پیچ و خم‌های جت باد را در سراسر قاره‌ها دنبال می‌کنند. در فصل زمستان جت باد تمایل دارد که با عبور از عرض آمریکای شمالی و اروپا بر روی این مناطق مستقر شود و به همین علت طوفان برف منطقه را تحت تأثیر قرار می‌دهد و احتمالاً این روند تا چندین هفته ادامه پیدا می‌کند. همچنین این ریسک وجود دارد که مسیرهای غیر عادی و غیر فصلی جت باد موجب وقوع طوفان‌های برف در مناطقی شود که برای رویارویی با آن آمادگی لازم را نداشته باشند. در آمریکای شمالی مسیر متداول کولاک‌های زمستانی، با تعقیب فرود (ناوه) جت باد از مناطق مرکزی ایالات متحده به سمت تگزاس و سپس به سمت شمال، موازی با رشته کوه‌های *آپالاش*، دریاچه‌های بزرگ، دره رود *سنت لارنس* و به سمت شرق به سوی *نیوفونلند* عبور می‌کند. این مسیر جت باد از طریق توپوگرافی رشته کوه‌های *آپالاش* کنترل می‌شود. حرکت جت باد به طرف شرق رشته کوه *آپالاش* به طور استثنایی می‌تواند موجب بارش شدید برف در ساحل

1- Bass Strait

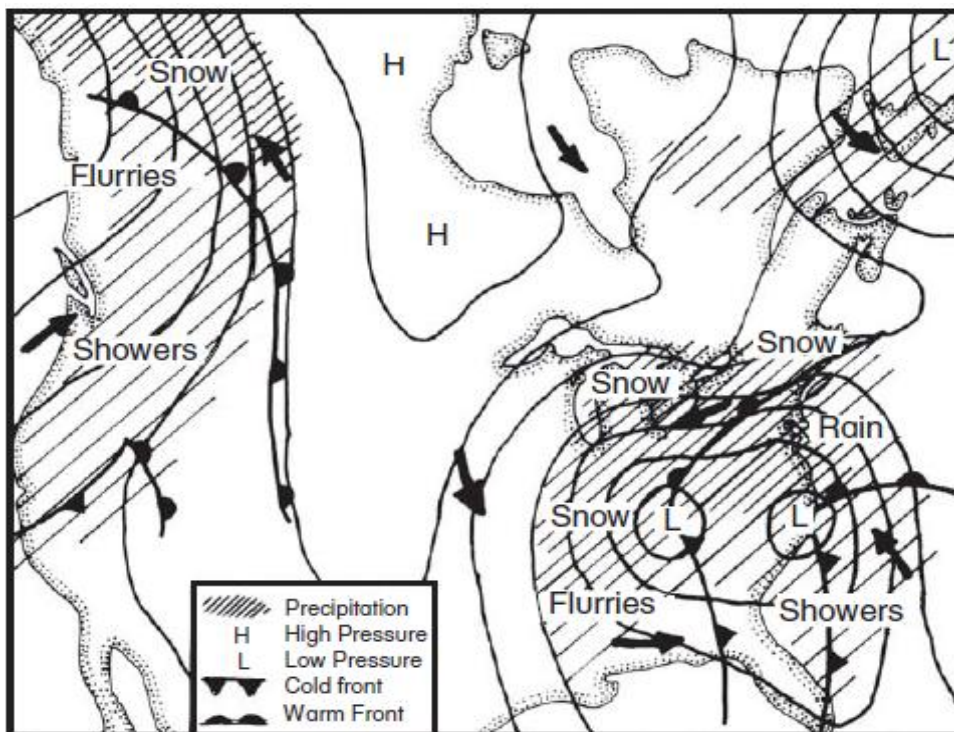
2- Rooney; Whittow; Eagleman; Lott

شرق ایالات متحده شود. در اروپا جت باد تمایل دارد که یک ناوه بر روی انگلستان و اروپای شمالی ایجاد نماید. رشته کوههای آلپ تا حدودی مانع حرکت رو به جنوب جت باد می‌شوند. گسترش جنوب سوی حلقه جت باد (ناوه) می‌تواند موجب سرمای شدید در شمال اروپا و بارش فصلی برف بر روی منطقه مدیترانه‌ای اروپا شود.



شکل ۳-۲۰- نمایش شماتیک از الگوهای بارش یک کم‌فشار سیکلونی عرض‌های میانه در فصل زمستان در نیمکره شمالی. در فصل زمستان فروبراهای سیکلونی عرض‌های میانه می‌توانند بر روی مناطق خیلی بزرگی از ایالات متحده تأثیر بگذارند. شکل ۳-۲۰ مناطق بارش شدید برف و مناطق گسترش یک سلول کم‌فشار را نشان می‌دهد. در این نمودار باران در قسمت گرم توده هوا می‌بارد. هنگامی که هوای گرم تحت فشار بر روی هوای سرد بالا می‌رود یک منطقه کوچک از باران یخ‌زده به وجود می‌آید (این پدیده در صفحات بعدی به طور مفصل تشریح شده است). وقتی هوا در امتداد جبهه گرم با فشار بالا می‌رود، دما به زیر نقطه انجماد می‌رسد و بارش به صورت برف فرود می‌آید. مناطق جلو و رو به قطب جبهه گرم پیش رونده، منطقه بارش شدید برف را تشکیل می‌دهند که می‌تواند مسافتی در حدود ۱۰۰۰ کیلومتر را در بر بگیرد. هوای سرد سریعاً و با فشار وارد منطقه کم‌فشار واقع در پشت توده هوای گرم می‌شود. در این منطقه هوای گرم و مرطوب با سرعت بالایی صعود کرده و رطوبت متراکم شده سریعاً به برف تبدیل می‌شود. در این‌جا برف ممکن است در طول طوفان‌های تندی فرود بیاید، ولی به طور معمول مقدار فرود آمده کمتر از مقدار انباشته شده در مسیر جبهه گرم است. در موارد فوق‌العاده شدید، سیستم سیکلونی جبهه‌ای دیگری می‌تواند در سمت استوایی سیکلون اولی شکل بگیرد و یک سلول کم‌فشار دوقلو را به وجود آورد.

شکل ۳-۲۱ مربوط به طوفان‌های بزرگ اواخر قرن بیستم است که شرق آمریکای شمالی را مورد تأثیر قرار داده‌اند. این شکل به تشریح یک موقعیت سیکلونی می‌پردازد که در پایان فوریه سال ۱۹۸۴ موجب بارش برف و فلیج کردن سیستم حمل و نقل در نیمه شرقی ایالات متحده شده است. کم‌فشار شرقی با هوای خیلی گرم خلیج مکزیک همراه شد و این امر موجب باران گسترده‌ای در قسمت جنوبی ایالات متحده می‌شود. کم‌فشار غربی به وسیله صعود هوای مرطوب در امتداد جبهه قطبی غالب می‌گردد. بارش شدید برف بر روی بیش از ۱۵۰۰ کیلومتر از نیویورک تا شیکاگو و از کانادا تا ایالت‌های جنوبی گسترده می‌شود. در برخی موارد وقتی فروبار سیکلونی به طرف پایین دره سنت لورنس حرکت می‌کند این سیکلون در آن‌جا به صورت اشغال شده درمی‌آید و در این وضعیت، بادهای در حال چرخش ممکن است ابرهای حامل برف را به عقب و بر روی قسمت‌هایی از قاره که قبلاً تحت تأثیر طوفان‌های اصلی قرار گرفته‌اند، برگرداندند و بارش برف را طولانی نمایند.



شکل ۳-۲۱- الگوهای فشار طوفان کولاک فوریه سال ۱۹۸۴ که شرق ایالات متحده را فلج نمود.

وقایع مهم

ایالات متحده به سبب توانایی داشتن پرفشارهای قطبی سیار همراه با هوای گرم مرطوب خلیج مکزیک مستعد وقوع طوفان‌های بزرگ برف است. یکی از بدترین طوفان‌های برفی، «برف بزرگ» سال ۱۷۱۷ بود. این طوفان ناشی از چهار طوفان برف در آخر زمستان بود که موجب ریزش ۱/۵ متر برف شدند. بوران *نیوانگلند*^۱ در سال ۱۸۸۸ در طی چند روز موجب بارش ۱ الی ۱/۵ متر برف شد. این طوفان به سبب بادهای شدیدی که طوفان را به بوران تبدیل کرد خیلی قابل توجه است. یک قرن بعد در ۱۲-۱۵ مارس سال ۱۹۹۳ «طوفان قرن» خسارات زیادی به بار آورد. این طوفان ۲۶ ایالت از تگزاس تا مین و استان‌های شرقی کانادا را درنوردید. این طوفان در مقیاس *سافیر-سیمپسون* معادل هاریکان ۳ بود. طوفان در غرب خلیج مکزیک شروع شد در سراسر *لوئیزیانا* گسترش یافت و سپس بر روی خط ساحل شرقی قبل از حرکت به سوی شمال شرقی و شرق کانادا به سرعت شدت گرفت. این طوفان در کوه واشنگتن موجب وزش بادهایی با حداکثر سرعت ۲۳۲ کیلومتر در ساعت شد، امواجی با ارتفاع ۱۹/۸ متر در *نوا اسکاتیا* ایجاد نمود، مد طوفان ۳/۷ متری در فلوریدا و فشار حداقلی ۹۶۱ هکتوپاسکال را بر روی ایالت نیویورک به وجود آورد. بارش برف نیز قابل توجه بود و ارتفاع آن در شهر *تنسی* به ۱/۴ متر می‌رسید. این بارش همزمان با دماهای فوق‌العاده سرد و همراه با قطع برق اتفاق افتاد و موجب شد که سه میلیون نفر هفته‌ها را بدون سیستم حرارتی سر کنند. طوفان موجب مرگ ۲۷۰ نفر شد همچنین خطوط ارتباطی و پرواز هواپیماها را از کار انداخت و توانایی مردم را برای کار کردن کاهش داد. ۵۰ تورنادو در فلوریدا رخ داد و موجب مرگ ۴۴ نفر گشت. این طوفان ۶ میلیارد دلار آمریکا خسارت به بار آورد و از این لحاظ به پرهزینه‌ترین طوفان برف در تاریخ ایالات متحده تبدیل شد. سه سال بعد در ۶-۸ ژانویه سال ۱۹۹۶ طوفان مشابهی در امتداد همان مسیر شکل گرفت و موجب بارش شدید برف در شرق ایالات متحده شد.

تأثیر کولاک‌ها

طوفان‌های برفی شدید نیمکره شمالی تأثیرات چشم‌گیری دارند. به محض شروع بارش برف، شبکه‌های حمل و نقل در ایالات متحده مختل می‌شوند. جاده‌های محلی ظرف چند ساعت از وقوع طوفان به طور کامل مسدود می‌گردند و با توجه به شدت طوفان به مدت چندین روز بسته می‌شوند (شکل ۳-۲۲). ظرف چند ساعت اولیه یک طوفان، میانگین تصادف‌ها تا ۲۰۰ برابر افزایش می‌یابند. به لحاظ جغرافیایی، نرخ بیمه وسایل نقلیه موتوری می‌تواند نشان دهنده احتمال رخداد طوفان‌ها باشد. در طول بارش‌های متوسط وسایل نقلیه گیر افتاده، باعث مسدود شدن جاده‌ها و مانع حرکت برف‌روب‌ها می‌شوند. در موارد فوق‌العاده وسایل نقلیه گیر افتاده در برف می‌توانند به یک تله مرگ تبدیل شوند. وقتی موتور ماشین برای گرم کردن اتاق ماشین روشن نگه داشته می‌شود، گاز منواکسید کربن می‌تواند باعث خفگی سرنشینان شود و این در حالی است که دمای سرد هوا، سرنشینان را تا سر حد مرگ منجمد کرده است. به همین دلیل ذکر شده در بالا، در زمستان شدید *ایلی نوویز* در سال ۱۹۷۷-۷۸، ۲۴ نفر در اتومبیل‌هایشان جان خود را از دست دادند.

در پی این طوفان ظرف چند ساعت فرودگاه‌ها نیز تحت تأثیر قرار گرفتند و به خاطر زمان مورد نیاز برای تمیز کردن باندهای طولانی و پهن پرواز، فرودگاه‌ها چندین روز تعطیل شدند. تعطیلی فرودگاه‌های بزرگی چون شیکاگو، برنامه زمانی خطوط هوایی سراسر کشور را مختل کرد. مسدود شدن راه‌ها منجر به تعطیلی مدارس، صنایع و خرده‌فروشی‌ها می‌شود. تأثیر طوفان‌های برفی بر روی مغازه‌های خرده‌فروشی اغلب کوتاه مدت است، چون خریداران معمولاً خریدها را تا بعد از طوفان به تعویق می‌اندازند. در حقیقت شروع فصل بارش برف در برخی ایالت‌های شمالی به عنوان یک موهبت در نظر گرفته می‌شود چون آغازگر خریدهای کریسمس است. در این زمان خرید لباس‌های زمستانه، لاستیک‌های برفی و وسایل گرم‌کننده نیز افزایش می‌یابد. کسب و کار مثل‌ها در طول طوفان‌های بزرگ ترقی پیدا می‌کند. همچنین به طور شگفت‌انگیزی فعالیت تجارتي گاراژها زیاد می‌گردد زیرا افراد قادر نیستند سرکار بروند و سعی می‌کنند به گاراژهای تعمیراتی محلی بروند و تعمیرات عقب



شکل ۳-۲۲- اثر طوفان کولاک سنگین در جاده‌ها سنت جان، نیوفونلند (عکس از خدمات محیط زیست جوی کانادا).

افتاده وسایل نقلیه خود را انجام دهند. برای اغلب صنایع یک طوفان بزرگ به معنای کاهش تولیدات است. عملیات‌های پیشگیرانه به وسیله برخی صنایع خاص (از قبیل کارخانه فولاد سازی) به منظور خاموش کردن کوره‌های بلند قبل از فرا رسیدن

طوفان، بر درآمد کارگران تأثیر می‌گذارد. به جز در مورد محصولات پیش ساخته، صنایع، درآمد و قراردادهای آنها را تحت تأثیر قرار می‌دهد و کارگران نیز حقوقشان را از دست می‌دهند و درآمد مالیاتی کشور کاهش می‌یابد. غیبت کارگران و دانش آموز باعث افزایش تقاضای مصرف انرژی در منازل می‌شود، زیرا با افزایش تعداد افراد مانده در خانه در طول روز، نیاز به تجهیزات و ابزار آلات گرمایشی نیز بیشتر می‌شود. طوفان‌های برفی شدید (کولاک) سریع الوقوع و غیر قابل پیش‌بینی حتی ممکن است مانع دستیابی کارگران برف روبی به گاراژ یا ایستگاه نگهداری تجهیزات برف روبی شود.

سالیانه برخی از شهرهای آمریکای شمالی بودجه کلانی را صرف برف روبی از خیابان‌های شهر می‌کنند. اغلب این شهرها به منظور جلوگیری از فشرده شدن برف به سبب ترافیک وسایل نقلیه و تبدیل برف فشرده شده به یخ، برنامه‌های پاشیدن شن و سنگ در جاده‌ها و بزرگراه‌ها را اجرا می‌کنند. در شهرهای نزدیک دریاچه *انتاریو* مصرف نمک در جاده‌ها آنقدر زیاد است که باعث افزایش شوری آب‌ها شده و اکنون زندگی آبزیان این منطقه در معرض خطر قرار دارد. برنامه‌های برف روبی به دستگاه اداری منسجمی نیاز دارند که در هر زمانی از روز یا شب در طول فصل زمستان بتوانند به طور موثری برنامه برف روبی را اجرا کنند. بی‌نتیجه بودن و عدم کارایی این برنامه‌ها پیامدهای اقتصادی شدیدی در صنعت و بازارهای خرده فروشی دارد.

تمام این اختلالات به میزان بارش طوفان بستگی دارد. شهرهایی که سالیانه مقدار زیادی برف در آنها فرود می‌آید عموماً آمادگی بیشتری برای رویارویی با آن به عنوان یک خطر دارند. بارش برف زیر ۱۰ سانتی متر که می‌تواند کمترین میزان تأثیرات را در شمال شرقی ایالات متحده داشته باشد، ایالت‌های جنوبی را فلج می‌کند. با وجود این هشدارهای وقوع طوفان‌های برفی نیز می‌تواند تولید را کاهش دهد. در غرب ایالات متحده جایی که بارش برف در فصل زمستان به عنوان یک عنصر عادی در نظر گرفته می‌شود بارش شدید برف باعث مختل شدن بسیاری از شهرهای بزرگ می‌گردد چون خود را در برابر این حوادث بزرگ آماده نکرده‌اند. در ایالت‌های شرقی طوفان‌های بزرگ را پیش‌بینی می‌کنند ولی بارش‌های مداوم اندک را خیر. در زیر عملیات‌های بزرگ برف روبی و واکنش‌های زنجیره‌ای نسبت به طوفان‌های بزرگ با جزئیات بیشتری آورده شده است.

تغییرات در میزان بارش‌ها و واکنش نسبت به مخاطرات برف در اطراف دریاچه‌های بزرگ به بهترین نحو شرح داده شده است. به خاطر ظرفیت گرمایی بالا، دریاچه‌های بزرگ در طول زمستان یخ نمی‌زنند. وزش هوای سرد بر روی این پهنه‌های آب نسبتاً گرم باعث می‌شود که به نقطه اشباع و تراکم برسند و بارش خود را به صورت برف در جهت باد فرو بریزند. هنگامی که بادهای غالب از دریاچه‌ها جنوب غربی و اطراف دریاچه‌های *میشیگان* و *سوپریور* شمالی باشد، کمربند برفی بر روی شرق یا جنوب دریاچه‌ها گسترش می‌یابد. در این کمربند برفی میانگین‌های سالانه بارش برف به بیش از ۳ متر؛ یعنی دو برابر میانگین منطقه‌ای می‌رسد. اغلب این برف در طول چندین دوره که هر کدام چند روز طول می‌کشد فرود می‌آید. شهرهایی مثل بوفالو واقع در شرق دریاچه *ایری*^۱ آمادگی پاک‌سازی این نوع برف‌ها را دارند حتی اگر بر روی برف‌های حاصل از طوفان‌های عرض‌های میانه انباشته شوند. شهری مثل *همپتون* در انتهای غربی دریاچه *انتاریو* به طور غیر عادی تنها با رخداد طوفان‌های عرض‌های میانه روبه‌رو است. هر شهر در برخورد با بارش برف به صورت یک مخاطره، واکنش متفاوتی نشان می‌دهد و مبالغه‌نگفتی را به عملیات‌های برف روبی اختصاص می‌دهد. در شهر *بوفالو* خیابان‌ها و جاده‌ها را از برف پاک می‌کنند و برف را در دریاچه *ایری* می‌ریزند، اگر این کار را انجام ندهند برف جاده‌ها را فرا می‌گیرد. در *همپتون* برای ذوب میزان کم برف از عملیات پاشیدن شن و نمک استفاده می‌کنند و از برف روبی صرفاً برای طوفان‌های بزرگ‌تر استفاده می‌شود. این دو شهر با ۶۰ کیلومتر فاصله از همدیگر در برخورد با برف در قالب یک مخاطره واکنش‌های متفاوتی دارند.

با این وصف این حالت‌های میانگین زمستانی ثابت نیستند. عبور تعداد زیاد سلول‌های عرض‌های میانه—حتی با شدت کم—که از روی دریاچه‌های بزرگ عبور می‌کنند مدت زمان وزش بادهای غربی را کاهش و مدت زمان بادهای شرقی را افزایش می‌دهند،

از این رو شهر همیلتون در انتهای غربی دریاچه *انتاریو* به قسمتی از کمربند برفی منطقه‌ای تبدیل می‌شود در حالی که شهر *بوفالو* مقدار اندکی برف دریافت می‌کند. در این شرایط، شهر *بوفالو* در پایان فصل زمستان ممکن است میلیون‌ها دلار بودجه اضافه داشته باشد که برای برف رویی در نظر گرفته شده بود ولی شهر *همیلتون* برای رویارویی با شرایط متغیر بارش زمستانی برف باید درخواست کمک‌های ایالتی نماید و یا میزان مالیات‌ها را افزایش دهد.

زمستان سال ۷۷-۱۹۷۶ یک فصل استثنایی برای شهر *بوفالو* بود. به طور غیر عادی دماهای پایین هوا در سراسر شمال شرقی یک رکورد برجای گذاشت. بودجه برنامه ریزی شده برای برف رویی در شهر *بوفالو* به سبب وقوع چندین بوران برف پی در پی کاهش یافت. در ۲۸ ژانویه یکی از بدترین بوران‌های برفی که از روی دریاچه *ایری* گذشت، به این شهر آمریکا خسارت زیادی وارد کرد. این طوفان ۵ روز به طول انجامید و چنان ناگهانی اتفاق افتاد که ۱۷۰۰۰ نفر در سر کار گیرافتادند. در سراسر شهر ۹ نفر در بزرگراه‌ها جانشان را از دست دادند. ماشین‌ها متوقف شدند، بر اثر سرمای کشنده مردم قادر نبودند حتی تا نزدیکی خانه‌ها قدم بردارند. در این طوفان بیش از ۳/۵ متر برف باریده شد. وزش باد توده‌هایی از برف را شکل داد که ۶-۹ متر ارتفاع داشتند. برای اولین بار در تاریخ ایالات متحده، دولت فدرال به خاطر وقوع یک بوران برف منطقه را فاجعه زده اعلام کرد. عملیات نظامی با ۲۰۰۰ سرباز که بیرون از شهر مشغول حفاری بودند شروع شد. از این رو نه تنها شهر *بوفالو* از بقیه دنیا جدا شده، به طور کامل نیز فلج شده بود. بیش از یک میلیون نفر در خیابان‌ها، ادارات، خانه‌هایشان و یا در مزارع دورافتاده گیر افتاده بودند. پاک‌سازی خیابان‌ها دو هفته به طول انجامید. به منظور به حداقل رساندن خطر سیلاب‌های بهاره با استفاده از قطارها، برف را به نقاط دیگری از کشور انتقال دادند. هزینه پاک‌سازی برف از خیابان‌ها بیش از ۲۰۰ میلیون دلار آمریکا بود و این مبلغ ۵ برابر بودجه اختصاص یافته برای پاک‌سازی یا برف رویی بود. در مقابل شهر همیلتون تقریباً تحت تأثیر این بوران برف قرار نگرفت و تجهیزات برف رویی خود را به عنوان بخشی از واکنش بین‌المللی نسبت به بلایا، به شهر *بوفالو* قرض داد.

بوران‌های برف شهر *بوفالو* در سال ۷۶-۱۹۷۷ مخاطرات دیگری همچون وقوع سیل در دوره ذوب بهاره را به سبب مقدار غیر عادی برف در پی داشتند؛ در حالی که اندازه گیری برف انباشته شده به راحتی قابل انجام است، ولی میزان ذوب بهاره از جهات دیگری غیر قابل پیش‌بینی است. اگر گرمایش سریع بهاره به همراه بارش باران باشد برف انباشته شده در فصل زمستان طی چند روز ذوب می‌شود و سبب طغیان رودخانه‌های بزرگ می‌گردد. سیل تاریخی رودخانه *می‌سی‌سی‌پی* در بهار سال ۱۹۷۳ بعد از فصل بارش شدید برف در حوضه آبرگیر این رودخانه، در نتیجه‌ی چنین حالتی به وقوع پیوست. سیلاب‌های ناشی از ذوب برف در حوضه رودخانه‌هایی که از کوهستان‌ها سرچشمه می‌گیرند و در سرزمین‌هایی با انباشتگی زیاد برف زمستانه، یک مشکل جدی تلقی می‌شوند. این پدیده به خصوص در حوضه رودخانه *پو^۱* واقع در شمال ایتالیا، در امتداد *راین* پایینی و رودخانه‌های سرچشمه گرفته از کوهستان‌های *سیرانوادا* واقع در کالیفرنیا خیلی شدید است. در مقیاس قاره‌ای طغیان‌های رودخانه *می‌سی‌سی‌پی* و شاخه‌های فرعی آن شناخته شده هستند. با وجود این در سیستم‌های زهکشی رو به شمال که به اقیانوس منجمد شمالی می‌ریزند سیلاب ناشی از ذوب برف می‌تواند یک مخاطره فاجعه‌آمیز باشد. چون سرچشمه این رودخانه‌ها در عرض‌های جنوبی قرار دارد، ذوب برف و یخ و سرازیر شدن آنها در کانال رودخانه ابتدا در بالا دست رودخانه (عرض‌های پایین) و سپس در پایین دست رودخانه (عرض‌های بالاتر) اتفاق می‌افتد. رودخانه‌های یخ زده به سبب آب ناشی از ذوب برف طغیان می‌کنند و به سادگی در دشت سیلابی نزدیک و توپوگرافی پست و فرورفته، موجب وقوع سیلاب می‌شوند. در کانادا طغیان بهاری *رودخانه سرخ* از *وینی‌پیک* و *مکنزی^۲* و وارد شدن آن به اقیانوس منجمد شمالی یک مخاطره سالانه است. در هیچ کجا مشکل سیلاب شدیدتر از طغیان سیستم رودخانه *آب* واقع در روسیه نیست. تمام رودخانه‌های جاری به

1- Po

2- Winnipeg, and the Mackenzie

سوی شمال با خطر طغیان‌های بهاری روبرو هستند. ولی در رودخانه آب به سبب طبیعت باتلاقی زمین‌های پست و فرورفته در حومه رودخانه این مشکل شدت می‌یابد.

بلیزاردها

(*رویلی، ۱۹۹۳؛ محیط زیست کانادا، ۲۰۰۲؛ هنوسن، ۲۰۰۲*)^۱

در این‌جا یک مورد خاصی از بارش برف وجود دارد که به حجم برف باریده بستگی ندارد، بلکه به سرعت و شدت باد بستگی دارد. واژه *بلیزارد* (بوران برف) به هر حادثه‌ای اطلاق می‌گردد که در آن سرعت باد بیش از ۶۰ کیلومتر در ساعت باشد، به خاطر بارش برف قابلیت دید در بیش از سه ساعت از ۰/۴ کیلومتر و دمای هوا هم از ۶- درجه سانتی‌گراد پایین‌تر باشد. این واژه از توصیف اسلحه‌ی مسلسل به وجود آمده است و اولین بار برای شرح طوفان برفی شدید ۱۴ مارس سال ۱۸۷۰ در *مینه‌سوتا* به کار گرفته شد. در سبیری برای این پدیده اصطلاح "*پورگا*" استفاده می‌شود. اگر سرعت باد بیش از ۷۵ کیلومتر در ساعت و دمای هوا زیر ۱۲ درجه سانتی‌گراد یک بلیزارد یا بوران شدید به وجود می‌آید. فروبراهای شدید عرض‌های میانه با فشار مرکزی زیر ۹۶۰ هکتوپاسکال (کمتر از برخی سیکلون‌های حاره‌ای) همراه با بارش برف موجب شکل‌گیری بلیزارد می‌شوند. وزش بادهای خشک و شدید شمال غربی بدون ریزش برف در علفزارهای آمریکای شمالی یک ویژگی متداول از وقوع هوای سرد شمالگان در زمستان هستند. این بادهای چند روز ادامه پیدا می‌کنند. در سرعت‌های بالا، باد برف را از سطح زمین بلند می‌کند و در شرایطی مشابه با طوفان گرد و غبار به حرکت در می‌آورد. به طور شگفت‌آوری در آمریکای شمالی تعداد قربانیان سالیانه ناشی از بوران‌ها برابر با تعداد تلفات تورنادوها هستند. بوران ۲۸ ژانویه سال ۱۹۹۷ در بوفالو که در پاراگراف‌های قبلی تشریح گردید، در سراسر شرق ایالات متحده موجب مرگ ۱۰۰ نفر و وزش بادهای با سرعت فراتر از ۱۳۴ کیلومتر در ساعت شد. دمای هوای شهر نیویورک تا ۱۴- درجه سانتی‌گراد کاهش یافت که سردترین دمای ثبت شده در ماه مارس می‌باشد.

خطر اصلی بوران‌ها، وزش بادهای شدید است که می‌تواند اثر سوزباد^۲ را افزایش دهد. سوزباد شاخصی است که دمای هوا را با لحاظ ترکیب نمودن باد و دما ارائه می‌دهد. سوزباد در قالب اصطلاحاتی از قبیل سردی باد، تیزی باد، سرمای استخوان سوز بیان می‌شود. از سال ۱۹۷۳ سردی باد با استفاده از شاخص *سیپل - پاسل*^۳ بر اساس مدت زمان مورد نیاز برای یخ زدن یک ظرف پر از آب پلاستیکی که در ارتفاع ۱۰ متری از سطح زمین قرار گرفته است اندازه‌گیری می‌شود. فرض بر این است که دمای کمتر از ۳۵- درجه سانتی‌گراد بدن با پوشش نازک یا لخت در ۶۰ ثانیه یخ خواهد زد. اگر دمای بدن انسان بیش از ۵ درجه سانتی‌گراد افت نماید هیپوترمی (کم گرمایی) و مرگ را در پی خواهد داشت. با این توصیف آب داخل سیلندر پلاستیکی هیچ رابطه‌ای با این واقعیت ندارد. در این مورد بدن یک لایه از هوای گرم را در مجاورت خود به وجود می‌آورد. این لایه با افزایش سرعت باد سریعاً پراکنده می‌شود. در نهایت یک بازخورد زیستی ایجاد می‌گردد، به طوری که با گذشت زمان جسم در معرض باد احساس سرمای بیشتری می‌کند. شاخص جدیدی بر اساس حرکت شخصی با سرعت ۶- ۵ کیلومتر در ساعت در حالی که صورت آن در معرض هوا قرار دارد، ابداع گردید. این شاخص با استفاده از داوطلبی که بر روی یک تردمیل در یک تونل بادی قدم می‌زد تعیین شد. شکل ۳-۲۳ این نمونه از شاخص سوزباد را نشان می‌دهد. برای مثال شخصی که در معرض بادی با سرعت ۵۰ کیلومتر در ساعت با دمای ۲۵- درجه سانتی‌گراد قرار دارد دمای معادل ۴۲- درجه سانتی‌گراد در هوای ساکن را احساس می‌کند.

1- Orville; Environment Canada; Henson

2- purga

3- wind-chill

4- Siple-Passel Index

Temperature (°C)		5	0	-5	-10	-15	-20	-25	-30	-35	-40	-45	-50
Wind speed km hr ⁻¹	10	3	-3	-9	-15	-21	-27	-33	-39	-45	-51	-57	-63
	20	1	-5	-12	-18	-24	-31	-37	-43	-49	-56	-62	-68
	30	0	-7	-13	-20	-26	-33	-39	-46	-52	-59	-65	-72
	40	-1	-7	-14	-21	-27	-34	-41	-48	-54	-61	-68	-74
	50	-1	-8	-15	-22	-29	-35	-42	-49	-56	-63	-70	-76
	60	-2	-9	-16	-23	-30	-37	-43	-50	-57	-64	-71	-78
	70	-2	-9	-16	-23	-30	-37	-44	-51	-59	-66	-73	-80
	80	-3	-10	-17	-24	-31	-38	-45	-52	-60	-67	-74	-81

Frostbite possible after prolonged exposure
 Frostbite possible after 10 minutes
 Frostbite possible after 2 minutes

شکل ۳-۲۳- دمای معادل و یا سوزیاد برای دماهای هوا و سرعت‌های باد معین. دماهای سوزیادی که در آن ممکن است بعد از ۲ دقیقه تا ۱۰ دقیقه در معرض باد بودن، باعث سرمازدگی شود، با سایه مشخص شده اند (محیط زیست کانادا، ۲۰۰۲).

برای همین وضعیت، شاخص قدیم سوزیاد دمای کمتری برابر با ۵۱- درجه سانتی‌گراد را نشان می‌دهد. این نمودار همچنین میزان دما و سرعت‌های بادی را که در آن گوشت بدن انسان (در صورتی که در معرض این عناصر باشد) بعد از ۲ تا ۱۰ دقیقه و یا زمان طولانی‌تری یخ می‌زند، نشان می‌دهد. برای مثال اگر دمای هوای نزدیک سطح زمین ۲۵- درجه سانتی‌گراد و سرعت باد ۲۰ کیلومتر در ساعت باشد، ظرف مدت ۱۰ دقیقه سرمازدگی رخ خواهد داد. در این نمودار فاکتورهای دیگری نیز گنجانیده شده‌اند. مثلاً بدن یک شخص در شب نسبت به روز خیلی سریع‌تر سرد می‌شود. همچنین بارش به طور شگفت‌انگیزی اثر سوزیاد را تشدید می‌کند در این ارتباط افزایش رطوبت هوا تأثیری ندارد. با در نظر گرفتن تمامی این موارد نباید تأثیر سازگاری با محیط یا اقلیم‌پذیری را فراموش کرد. به همین دلیل ساکنان اصیل مجمع‌الجزایر *تیرا دل فیوگو*^۱ واقع در نوک *پاتاگونیا* نسبت به اروپائینی که سرمای این جزیره را غیر قابل تحمل می‌دانستند، به صورت عریان در آن حوالی قدم می‌زدند.

باران یخ زده

(محیط زیست کانادا، ۱۹۹۸؛ *جونز و ماهرین*، ۱۹۹۸؛ *فیل*، ۲۰۰۳-۲۰۰۲)^۲

در برخی موارد در زمستان یا اوایل بهار فروبارهای عرض‌های میانه در امتداد جبهه گرم صعود کرده، به جای بارش برف موجب بارش باران می‌شوند. برای رسیدن به زمین این باران باید از میان توده‌های هوای سردتر پایین بیاید (شکل ۳-۲۰). اگر دمای این هوا سردتر از نقطه انجماد باشد و باران قبل از رسیدن به زمین یخ‌زند، این باران به محض برخورد با هر شیئی که دمای آن زیر صفر درجه سانتی‌گراد باشد، فوراً به یخ تبدیل می‌شود. حال اگر جبهه گرم ساکن شود آن وقت باران یخ‌زده به صورت متوالی طی یک دوره چند روزه رخ می‌دهد و اطراف اشیاء را یخی با ضخامت ۱۰ میلی‌متر فرا می‌گیرد. با افزایش وزن یخ روی خطوط برق و تلفن این خطوط از هم گسسته می‌شوند. شکستن شاخ و برگ درختان بر اثر یخ‌زدگی نیز مشکلات را دوچندان و حمل و نقل جاده‌ای را مختل می‌کند (شکل ۳-۲۴). مناطق مستعد وقوع طوفان‌های یخی فلج‌کننده در نواری از مرکز تگزاس، شمال بر روی رشته کوه‌های آپالاش و در امتداد شمال شرقی ایالات متحده - مرز جنوب شرقی کانادا قرار گرفته‌اند. این منطقه‌ای است که در آن کم‌فشارها می‌توانند در لبه‌ی جلویی پرفشارهای قطبی سیار شکل بگیرند و بر روی آپالاش یا یک سلول پرفشار قبلی مستقر شوند. طوفان‌های یخی شدیدی در ژانویه ۱۹۵۱ در *کتناکی* و *تنسی*، در دسامبر ۱۹۶۲ در *جورجیا* و *کارولینا جنوبی*، در دسامبر ۱۹۶۴ و ژانویه ۱۹۷۰ در *مین*، در تگزاس و غرب نیویورک در مارس ۱۹۷۶، در

1- Tierra del Fuego

2- Environment Canada; Jones & Mulherin; Fell

مارس ۱۹۹۰ در آیووا، در فوریه ۱۹۹۴ در می‌سی‌سی‌پی و در دسامبر سال ۲۰۰۰ در غرب میانی ایالات متحده اتفاق افتادند. بدترین طوفان یخ در ۱۰-۴ ژانویه سال ۱۹۹۸ در امتداد مرز کانادا و ایالات متحده در شرق دریاچه‌های بزرگ رخ داد. در ایالات متحده ۳۷ ایالت مناطق فاجعه زده اعلام شدند. در پی این طوفان ۱۱ نفر جانشان را از دست دادند و ۱۸ میلیون ایکر از جنگل‌ها به ارزش دو میلیارد دلار آمریکا به سبب طوفان یخ آسیب دیدند. تجزیه و تحلیل‌ها نشان می‌دهند که این طوفان یک دوره بازگشت بین ۳۵ و ۸۵ سال دارد و همچنین خسارت آن با حادثه طوفان دسامبر سال ۱۹۲۹ قابل مقایسه است. در کانادا طوفان یخ، شهر *مونترال* و جمعیت ۴ میلیون نفری‌اش را به مدت چندین هفته فلج کرد. در این جا یخ انباشته شده در اطراف اجسام بی‌سابقه بود و در برخی جاها ضخامت یخ به ۱۰۰ میلی‌متر- دو برابر طوفان‌های قبلی- می‌رسید. در اطراف شهر مونترال بیشتر از ۱۰۰۰ دکل انتقال برق و ۳۰۰۰۰ تیر برق چوبی به سبب فشار سنگین یخ فرو ریختند. بیش از ۱۲۰۰۰۰ کیلومتر از کابل‌های خطوط برق و تلفن قطع شدند. تقریباً ۱/۴ میلیون نفر در ایالت *کبک* کانادا و ۲۳۰۰۰۰ نفر در ایالت *انتاریو* بیش از یک هفته از نیروی الکتریسیته محروم بودند. بعد از این حادثه دمای هوا تا ۴۰- درجه سانتی‌گراد پایین آمد و ۱۰۰۰۰۰ نفر را به خاطر نداشتن تجهیزات گرم کننده به مدت یک ماه به پناهگاه‌ها منتقل کردند. بر اثر این حادثه ۲۵ نفر به سبب کاهش سریع دمای بدن یا هیپوترمی فوت کردند، ۲۰ درصد از نیروی کار کانادا بیکار شدند، ۲۵ درصد از صنایع لبنی کانادا تعطیل شد و ۵ میلیون درخت افرای قندی به مدت ۳۰ تا ۴۰ سال ظرفیت تولید شیره شکر خود را از دست دادند. بیش از ۱۶۰۰۰ پرسنل ارتش به کمک کارگران فاجعه زده شتافتند. این فاجعه بیشتر از ۲ میلیارد دلار کانادا خسارت به بار آورد.



شکل ۳-۲۴- اثر بارش منجمد و برف آبدار بر روی سیم و شاخه درختان در انتاریو، کانادا (عکس از اداره محیط زیست کانادا).

دو نوآوری که اخیراً در راستای کاهش سقوط کابل‌های برق (ناشی از سنگینی یخ انباشته شده بروی آنها) به کار گرفته شده‌اند، تا رسیدن به هدف راهی دراز در پیش رو دارند. در اولین مورد، از ویژگی یخ استفاده می‌شود زمانی که لایه بالایی مولکول‌های آب که در معرض هوا قرار می‌گیرند تا حدودی مایع می‌شوند و این عمل الکتریسیته را برقرار می‌سازد. پس یک جریان الکتریسیته با فرکانس بالا ۵۰ وات در دقیقه از کابل‌ها عبور داده می‌شود و یخ روی خطوط برق به راحتی ذوب می‌شوند. دومین نوآوری کاملاً خطوط برق را به کنار می‌گذارد. فرانسه سیستمی ابداع کرد که از طریق آن نیروی الکتریسیته به صورت مایکروویو در بین دکل‌ها انتقال داده می‌شود، از این رو کابل‌های برق نیز حذف می‌شوند.

مدهای طوفان

(ویگیل، ۱۹۶۴؛ مرکز مطالعات مهندسی ساحلی، ۱۹۷۷؛ آنتیس، ۱۹۸۲)^۱

مقدمه

همان‌گونه که در صفحات قبلی اشاره کردیم مدهای طوفان نقش مهمی در ایجاد خسارت ناشی از سیکلون‌های حاره‌ای و برون حاره‌ای دارند. مد طوفان دلیل اصلی کشتار مردم در ۱۹۷۰ و ۱۹۸۵ در بنگلادش؛ دلیل اصلی ویرانی‌های طوفان دریای شمال در فوریه سال ۱۹۵۳ بودند، همچنین دلیل موثر بودن موج‌ها در فرسایش سواحل نیوسات ولز در پی طوفان ماه می-ژوئن سال ۱۹۷۴ بودند. در ایالات متحده وقوع مد طوفان در نواحی ساحلی به عنوان تهدید اصلی تلقی می‌شوند که موجب تخلیه شهروندان از مناطقی می‌گردند که قبلاً سیکلون‌های حاره‌ای در آنجا اتفاق افتاده بودند. تخلیه‌ی شهر به عنوان یک راه کار در واکنش به فاجعه‌ی هاریکان گالوستون در سپتامبر سال ۱۹۰۰ بنیان نهاده شد که در طی آن ۶۰۰۰ نفر به سبب سیل ناشی از مد طوفان جانشان را از دست دادند. این پدیده همچنین مخاطره‌ای پر تکرار در خلیج‌های اطراف ژاپن و سواحل جنوب شرقی چین است. برای مثال تقریباً ۵۰۰۰۰ نفر در اطراف شانتائو (سواتو)^۲ چین، در ۱۳ آگوست ۱۹۲۲ و اخیراً ۵۵۰۰ نفر در سپتامبر سال ۱۹۵۹ در خلیج ایسا^۳ ژاپن بر اثر مدهای طوفان جانشان را از دست دادند. در پایان این بخش دلایل وقوع مد طوفان و مفهوم احتمال وقوع توضیح داده خواهند شد.

دلایل وقوع مد طوفان به شرح زیر می‌باشد:

- بالاآمدگی سطح آب در اثر باد؛
- کاهش فشار اتمسفر بر روی یک ستون آب؛
- جهت و سرعت حرکت سیستم فشار؛
- عمق کم فلات قاره، خلیج یا دریاچه؛
- شکل خط ساحلی.

در این بحث به تأثیرات جانبی ناشی از روان آب رودخانه، بارش مستقیم، افزایش سطح آب ناشی از امواج در داخل منطقه موج طوفانی یا نیروی کوریولیس نپرداخته است.

دلیل اصلی مد طوفان روی هم انباشته شدن آب‌ها به سبب باد می‌باشد. مقدار دقیق افزایش یا انباشته شدن آب به سرعت، مدت باد و موقعیت توده آب نسبت به مرکز سلول بستگی دارد. محاسبه‌ی بالاآمدگی سطح آب در اثر باد خیلی مشکل است ولی ویگیل (۱۹۶۴) یک فرمول ارائه کرده که بزرگی بالاآمدگی سطح آب در اثر باد در یک کانال را به شکل زیر نشان می‌دهد:

$$h^2 \sim [(2.5 \Pi p^{-1} g^{-1})(x + C_1) - d] \quad \text{رابطه ۳-۱}$$

در اینجا h برابر است با ارتفاع بالاآمدگی سطح آب در اثر باد به متر، d برابر است با عمق آب کانال، Π برابر است با $0.0025U_0^2$ ، p برابر است با چگالی آب شور، g برابر با مقدار ثابت جاذبه، U_0^2 برابر با سرعت باد و $(X - C_1)$ برابر با طول مسافت طی شده موج طوفانی است.

رابطه ۳-۱ کمک چندانی در تصویرسازی یا فهم این‌که ارتفاع امواج طوفانی ایجاد شده توسط باد چه مقدار است نمی‌کند زیرا ارتفاع واقعی یک موج طوفانی به موقعیت آن نسبت به حرکت سیکلون و محل مرکز سیکلون بستگی دارد. اگر باد از ساحل بوزد این امکان وجود دارد که موج فروکش کند. به طور کلی برای یک سیکلون با بادهایی به سرعت ۲۰۰ کیلومتر در

1- Wiege; Coastal Engineering Research Center; Anthes

2- Shantou (Swatow)

3- Ise Bay

ساعت انتظار می‌رود که بالا آمدگی سطح آب در اثر باد در اطراف سیکلون حداقل ۲ متر باشد. بالا آمدن سطح دریا به وزن هوای بالای دریا نیز بستگی دارد. هنگامی که فشار هوا کاهش یابد، سطح دریا به طور نسبی بالا می‌آید. این فرآیند به عنوان اثر معکوس فشار شناخته می‌شود. همچنین باید یادآوری کنم که برخی سیکلون‌های حاره‌ای باعث کاهش فشار تا بیش از ۱۳ درصد می‌شوند. رابطه ۲-۳ به سادگی ارتباط بین سطح دریا و فشار هوا را بیان می‌کند؛

$$h_{\max} = 0.043(1023 - p_0) \quad \text{رابطه ۲-۳}$$

که در آن h_{\max} برابر با ارتفاع مد طوفان ناشی از اثرات جوی و p_0 برابر با فشار واقع در مرکز هاریکان بر حسب هکتوپاسکال است.

از رابطه ۲-۳ می‌توان نتیجه گرفت که فشار مرکزی کمتر از ۸۷۰ هکتوپاسکال که تا کنون برای یک سیکلون حاره‌ای ثبت شده است می‌تواند به دلیل باربرداری جوی (کاهش فشار جو) موجب موجی به ارتفاع ۶/۶ شود. بر اساس محاسبات نظری ارتفاع امواج طوفانی دریای شمال در سال ۱۹۵۳، ۲/۴۷ متر است در حالی که ارتفاع امواج طوفانی در طوفان ۲۵ می ۱۹۷۴ در نیوسات ولز ۱/۲ متر بوده است. این مقدار بیشتر از اختلاف ارتفاع ناشی از جزر و مد ثبت شده است و نشان دهنده حرکت سیکلون می‌باشد.

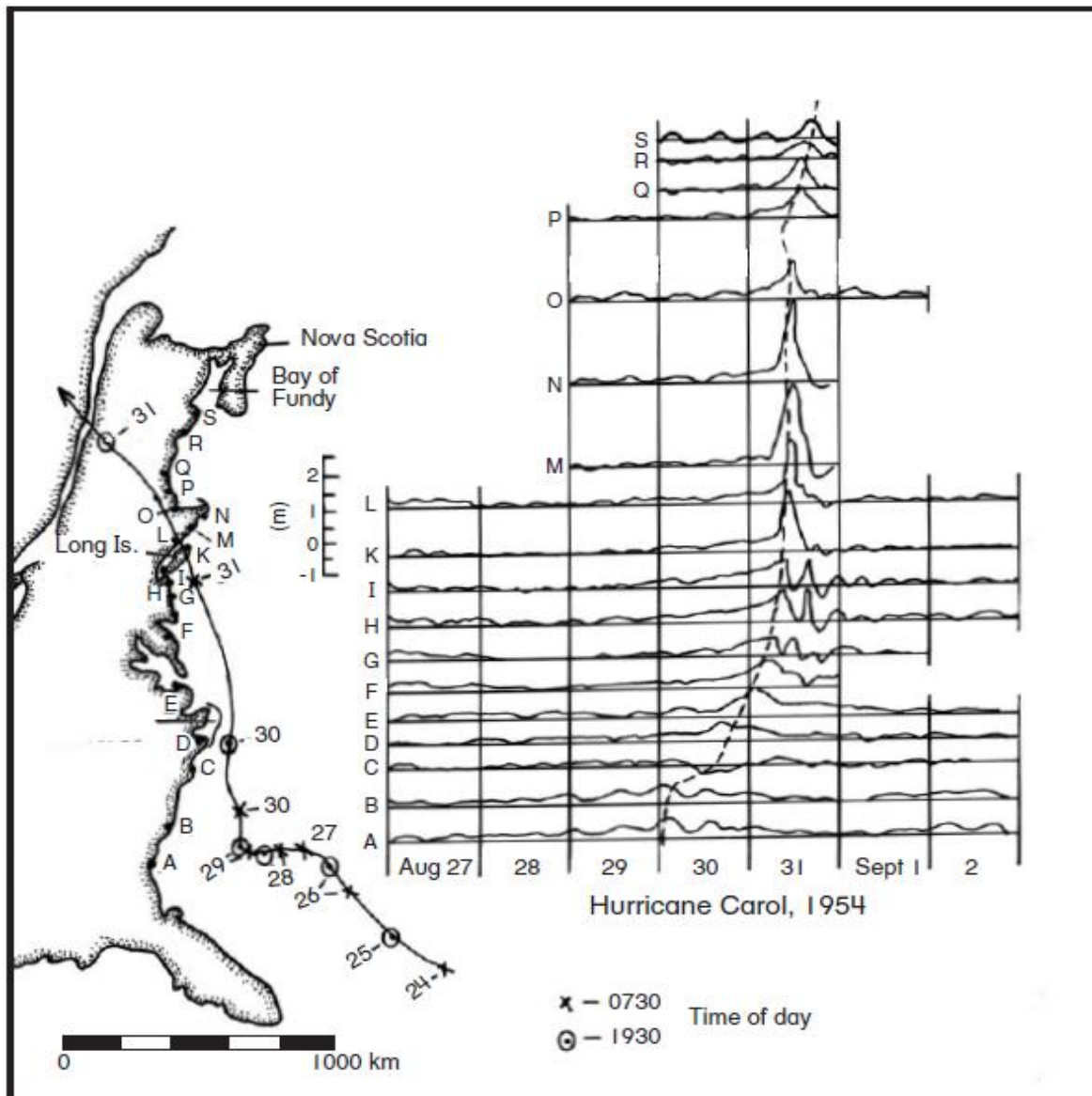
اگر مسیر حرکت طوفان در جهت بادهای پر سرعت آن باشد می‌تواند دیواره‌ای از آب در پیشانی طوفان ایجاد نماید. این دیواره به صورت یک موج عمل می‌کند و با سرعتی مثل سرعت طوفان حرکت می‌کند. ارتفاع موج به اندازه اغتشاش (ناپایداری) بستگی دارد. ارتفاع این امواج طولانی در امتداد ساحل شرقی ایالات متحده می‌تواند به چندین متر برسد و در جایی که خشکی در مسیر سیکلون حاره‌ای پیش آمدگی دارد این ارتفاع به بالاترین حد خود خواهد رسید.

شکل ۳-۲۵ مسیر هاریکان کارول^۱ در امتداد ساحل شرقی ایالات متحده در سال ۱۹۵۴ به همراه ارتفاع سطح دریا ثبت شده در چندین ایستگاه جزر و مد سنجی مختلف را نشان می‌دهد. توجه کنید وقتی سیکلون به خشکی نزدیک می‌شود ارتفاع امواج افزایش می‌یابد. اما در خشکی جزیره لانگ^۲ و دماغه گلد^۲ جایی که جلوی مسیر طوفان را سد می‌کند، ارتفاع امواج بیشتر افزایش می‌یابد. در این مکان موج طولانی که با طوفان حرکت می‌کند در مقابل خط ساحلی روی هم می‌ریزند (امواج روی هم سوار می‌شوند). در ۲۱ سپتامبر ۱۹۳۸ هاریکان ساحل شرقی در امتداد چنین مسیری رخ داد، این طوفان دیواره‌ای از آب تا ۶ متر ایجاد نمود و آن را محکم به خط ساحلی جزیره لانگ^۲، جایی که موج به خشکی می‌رسید، کوبید. در امتداد جزیره سدی کیپ هتراس^۳ واقع در حاشیه غربی اقیانوس اطلس (امتداد سواحل شرقی ایالات متحده) و در امتداد سواحل فلوریدا در خلیج مکزیک، دستورات ساختمان‌سازی افراد را ملزم می‌سازد که خانه‌ها باید ۶/۵ متر بالاتر از سطح دریا (محدوده ارتفاعی سیلاب‌های مد طوفان) ساخته شوند. در نیوسات ولز استرالیا، بیشتر طوفان‌ها در فاصله‌ی دوری از ساحل حرکت می‌کنند، از این رو موج بلند نیز دورتر از ساحل حرکت می‌کند و مقدار کمی از مدهای طوفان در ساحل اتفاق می‌افتند. این همان دلیلی است که باعث شد که در طول طوفان ماه می ۱۹۷۴ بالا آمدن مدهای طوفان ناشی از باربرداری جوی (کاهش فشار و در نتیجه کاهش وزن جو) به جای مقدار احتمالی ۱/۲ متر که از محاسبات نظری به دست آمده بود، تنها ۰/۸ - ۰/۷ متر بالا بیاید.

1- Carol

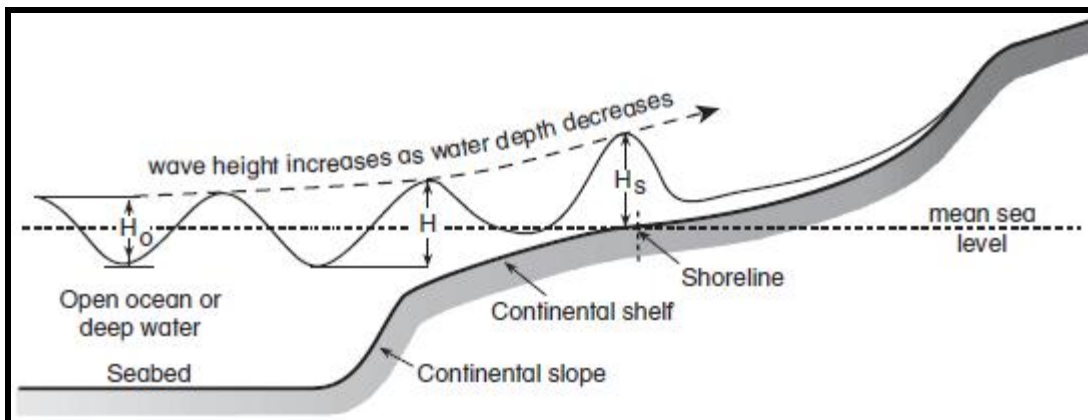
2- Cape Cod

3- Cape Hatteras



شکل ۳-۲۵- مسیر طوفان کارول ۱۹۵۴ و جزر و مد ثبت شده در امتداد سواحل شرقی ایالات متحده (پس از هریس، ۱۹۵۶).

شکل ۳-۲۵ همچنین دو فاکتور دیگر موثر در موج طوفانی را نشان می‌دهد. همچنان که هاریکان کارول در امتداد ساحل حرکت می‌کرد، این هاریکان به فلات قاره برخورد کرد. در زمانی که امواج این مد طوفان به سوی ساحل حرکت می‌کردند وارد منطقه کم عمق تری شدند. این فرایند باعث افزایش ارتفاع موج گردید. شکل ۳-۲۶ اثر کم عمق شدن آب را بر روی یک موج طولانی تشریح می‌کند. حرکت مد طوفان از میان ستون آب با سرعت طوفان مشخص می‌شود. سرعت موج در هنگام ورود به آب‌های کم عمق کاهش می‌یابد ولی چون جریان انرژی در آنجا (ورود سایر امواج از پشت سر) همچنان حفظ می‌شود، ارتفاع موج افزایش می‌یابد. به همین دلیل هر پهنه آبی کم عمقی می‌تواند منشأ امواج بزرگی باشد. دریاچه‌های بزرگ واقع در آمریکای شمالی مستعد پدید آمدن موج‌هایی با ارتفاع ۱/۲ متر است. در دسامبر سال ۱۹۸۵ یک طوفان بزرگ در دریاچه ایبری اتفاق افتاد و موج طوفانی با ارتفاع ۲/۵ متر در لانگ پوینت ایالت انتاریو ایجاد نمود و باعث ثبت بالاترین سطح دریاچه نیز شد. گلبه‌های ساحلی مثل چوب پنبه شناور ۵۰۰ الی یک کیلومتر به داخل خشکی پرتاب شده بودند. در خلیج کم عمق فنلاند به سمت سن پترزبورگ موج‌های طوفانی با ارتفاع ۲-۴ متر پدید آمدند. در این منطقه از سال ۱۷۰۳ تا کنون حداقل ۵۰ رویداد طوفانی رخ داده که با امواجی بزرگ‌تر از ۲ متر این شهر را زیر آب فرو بردند.



شکل ۳-۲۶- اثر موج‌های کم عمق بر ارتفاع امواج بلند عبوری از فلات قاره.

در نهایت شکل ساحل نیز در ایجاد مد طوفان نقش بزرگی دارد. خلیج **بنگال** جایی که در آن مدهای طوفان تعداد زیادی از مردم را غرق کرده، یک خلیج قیفی شکل است (شکل ۳-۱۰). هر مدی که وارد قیف می‌شود فشرده می‌گردد مانند مد طوفان سیکلون سال ۱۹۷۰. از این گذشته اثر اندازه حوضه می‌تواند در صورتی که شکل حوضه با دوره ورود هر موج به داخل آن هماهنگی داشته باشد، تشدید شود. چنین تأثیر مشابه‌ای در سال ۱۷۷۰ در مد دهانه رود **کیانتانگ**^۱ در جنوب شانگهای چین اتفاق افتاد. یک مد طوفان در مصب رودخانه، مد دهانه رود را تا ارتفاعی بیش از ۴ متر بالا برد. دیواره‌های محافظ در هر طرف از رودخانه از بین رفتند و ظرف مدت چند دقیقه بیش از ۱۰۰۰۰ نفر غرق شدند. بزرگ‌ترین جزر و مد کره زمین در خلیج **فونیدی** کانادا ثبت شده است. در اینجا شکل خاص حوضه باعث می‌گردد که دوره جزر و مدی ۱۲/۴۲ ساعته ظرف مدت ۶ دقیقه رخ دهد. در ۴ اکتبر سال ۱۸۶۹ یک سیکلون به نام **ساکسبای گالی**^۲ با وضعیتی شبیه هاریکان **کارول** (سال ۱۹۵۴)، اما اندکی شرقی‌تر، ساحل ایالات متحده را در نوریدید. طوفانی که به سمت بالای خلیج **فونیدی** حرکت می‌کرد حجم زیادی از آب را که تقریباً معادل سیستم جزر و مد حداکثری (۱۳/۳ ساعت) خلیج **فونیدی** - خلیج **ماین** است، جابه‌جا می‌کرد. در نتیجه مد طوفان ۱۶ متری بر روی مد ۱۴ متری فرو ریخت. روی هم رفته سطح آب بیش از ۳۰ متر از سطح حداقل جزر بالاتر رفت و تقریباً ۱۰ کیلومتر از باریکه‌ای که **نوا اسکاتیا**^۳ را به سرزمین اصلی وصل می‌کرد را با خود شست.

احتمال رخداد

(لیوپولد و همکاران، ۱۹۶۴؛ ویگیل، ۱۹۶۴)^۴

احتمال رخداد یک مد طوفان مرتفع به شدت به ویژگی طبیعی ساحل بستگی دارد. برای تعیین این احتمال، اطلاع از اندازه و وسعت حوادث گذشته و فواصل زمانی رخداد آنها (بزرگی - فراوانی) ضروری است. این اطلاعات معمولاً از ایستگاه‌های جزر و مد سنجی به دست می‌آیند. حداکثر مقادیر امواج طوفانی برای تعداد زیادی از ایستگاه‌های جزر و مد سنجی اطراف خلیج در ایالات متحده و ساحل شرقی اطلس محاسبه شده‌اند. این قبیل اطلاعات می‌تواند در برنامه‌ریزی‌ها مورد استفاده قرار گیرند؛ هر چند این کار آمیخته با خطر است، زیرا ممکن است گاهی اطلاعات حوادث خیلی شدید ثبت نشده باشند. برای مثال مد طوفان سال ۱۹۵۳ در هلند را در نظر بگیرید. مهندسان به طور منطقی دیواره‌هایی طراحی کردند که در برابر مدهای طوفان رخ داده در ۱۰۰ - ۲۰۰ سال پیش مقاومت کند، ولی حادثه سال ۱۹۵۳ از آن محدوده عبور کرد. احتمال رخداد و بزرگی این حادثه به استثنای زمانبندی آن از طریق تجزیه و تحلیل ساده وقایع تاریخی گذشته قابل پیش‌بینی نبود.

1- Qiantang
2- Saxby Gale
3- Nova Scotia
4- Leopold et al; Wiegel

فواصل بازگشت

احتمال وقوع حوادث نادر با بزرگی زیاد را می‌توان به یکی از دو روش؛ مشخص کردن فاصله بازگشت این حوادث یا از طریق تهیه نمودار احتمال تجاوز معین کرد. در هر دو روش فرض بر این است که بزرگی یک حادثه را می‌توان در فواصل زمانی مجزا استخراج نمود برای مثال به صورت روزانه در مورد مدهای طوفان معمولی یا به صورت سالانه در مورد مدهای طوفانی عظیم. در این روش تمامی رخدادها در داخل یک سری زمانی، به صورتی که فواصل زمانی بر اساس بزرگی از بزرگ‌ترین به کوچک‌ترین رتبه‌بندی می‌شوند، قرار می‌گیرند.

فاصله بازگشت برای یک رخداد رتبه‌بندی شده معین با استفاده از رابطه زیر محاسبه می‌شود؛

$$\text{رابطه ۳-۳} \quad M^{-1} = (N+1) \text{ فاصله زمانی}$$

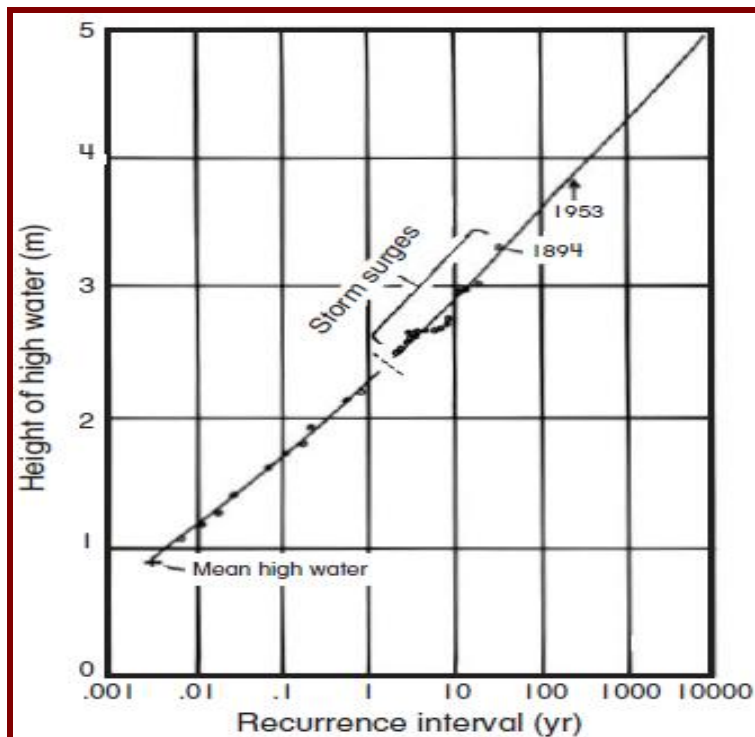
در اینجا N برابر با تعداد رتبه‌ها و M برابر با رتبه حادثه‌ای مورد نظر، (بیشترین = ۱) است.

سپس رتبه‌های به دست آمده بر روی یک کاغذ گرافیکی لگاریتمی رسم می‌شوند. این نمودار را **توزیع گامبل** می‌نامند. یک نمونه از چنین نمودارهایی در شکل ۳-۲۷ در یک دوره ۷۰ ساله و برای حداکثر ارتفاع جزر و مدهای دو هفتگی هلند قبل از حادثه مد طوفان سال ۱۹۵۳ نشان داده شده است. توجه کنید که فاصله بازگشت که لگاریتمی است در امتداد محور X و بزرگی حادثه در امتداد محور Y نشان داده شده است. اغلب نقاط ترسیم شده از سری‌های زمانی مخاطرات طبیعی مختلف کاملاً با خط مستقیم منطبق هستند. برون‌یابی این خط در ورای مرز بالایی داده‌ها موجب می‌شود فاصله بازگشت یک حادثه شدید اندازه‌گیری نشده (ثبت نشده)، مشخص گردد. برای مثال در هلند در قرن قبل از مد طوفان سال ۱۹۵۳ بزرگ‌ترین مد طوفان ثبت شده ۳/۳ متر ارتفاع داشت. وقوع این حادثه در سال ۱۸۹۴ یک فاصله بازگشت یک به ۷۰ سال (۱:۷۰) داشت. داده‌های رتبه‌بندی شده مد طوفان در هلند آنچنان منطبق بر یک خط مستقیم هستند که اگر بازه زمانی داده‌ها را به فراتر از ۷۰ سال ادامه دهیم می‌توانیم وقوع یک مد ۴ متری را که هر ۸۰۰ سال یک بار اتفاق خواهد افتاد، پیش‌بینی کنیم. ترسیم واقعه مد طوفان سال ۱۹۵۳ با استفاده از داده‌های موجود نشان می‌دهد که این رخداد منطبق بر یک خط مستقیم است و دوره بازگشت ۵۰۰ ساله (۱:۵۰۰) دارد؛ یعنی اگر دیواره‌هایی با این ارتفاع ساخته می‌شدند، انتظار می‌رفت که در یک دوره ۵۰۰ ساله امواج فقط یک‌بار فراتر از این دیواره‌ها بروند. توجه نمایید که زمان دقیق این حادثه پیش‌بینی نمی‌شود و فقط ارتفاع امواج پیش‌بینی می‌گردد. مهندسانی که قبل از طوفان دریای شمال این دیواره‌ها را در هلند طراحی کردند، به خاطر طوفان سهمگینی که اتفاق افتاد نباید سرزنش شوند، چون آنها دیواره‌هایی ایجاد کردند که فقط برای مقابله با حوادثی با چرخه ۱ در ۲۰۰ سال (۱:۲۰۰) بودند. در حال حاضر دیواره‌های ساحلی در هلند طوری طراحی شده‌اند که برای مقابله با حوادثی با چرخه ۱ در ۱۰۰۰۰ سال (۱:۱۰۰۰۰) همراه با وقوع امواج ۵ متری آمادگی داشته باشند.

نمودارهای احتمال تجاوز

فواصل بازگشت به خصوص اگر دوره اندازه‌گیری محدود باشد، می‌تواند به طور نادرستی تفسیر شوند. در این حالت استفاده از نمودار احتمال تجاوز از این رو مناسب است، که این نمودار نادر بودن یک حادثه را بر حسب درصد زمان تجاوز یک رخداد نشان می‌دهد. نمودارهای احتمال تجاوز به وسیله‌ی معکوس کردن رابطه ۳-۴ که در زیر آورده شده است به دست می‌آید:

$$\text{رابطه ۳-۴} \quad \text{احتمال تجاوز} = M(N+1)^{-1} 100\%$$

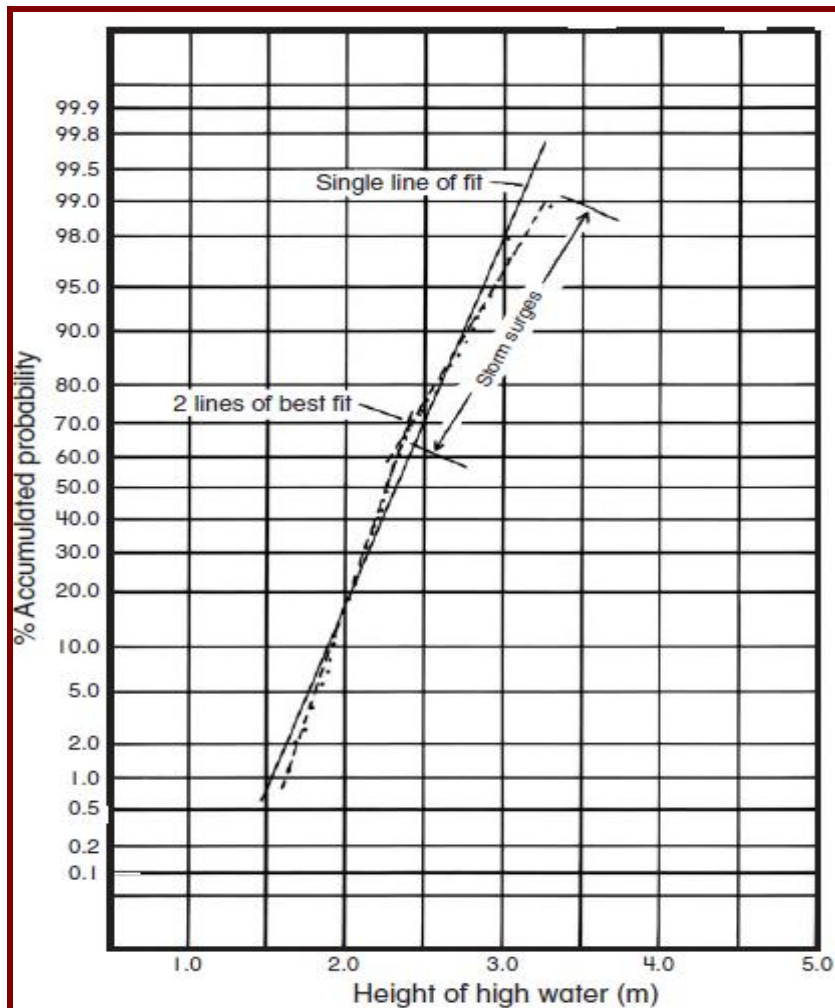


شکل ۳-۲۷- دوره بازگشت مدهای طوفان در دریای شمال و در امتداد سواحل هلند در دوره ۷۰ ساله قبل از طوفان ۱۹۵۳ (پس از وولرفلدر ۱۹۶۱).

در این حالت داده‌ها را نمی‌توان بر روی کاغذ لگاریتمی رسم نمود ولی در عوض می‌توان آنها را روی کاغذ نمودار احتمالی نرمال رسم کرد. این کاغذ همان مزیت‌های کاغذ لگاریتمی را دارند به این صورت که چون داده‌ها در امتداد یک یا دو خط مستقیم رسم می‌شوند، احتمال رخداد حوادث نادر در ورای دوره‌ای اندازه‌گیری شده، به راحتی قابل تشخیص است. شکل ۳-۲۸ بر اساس داده‌های مد طوفان که در شکل ۳-۲۷ رسم شده‌اند، این نمودار احتمال را نشان داده است. برای این داده‌ها دو خط به خوبی منطبق شده است. به طور اتفاقی جایی که دو خط در ارتفاع ۲/۴ متری مد آب همدیگر را قطع می‌کنند نقطه جدایی مدهای طوفان از جذر و مدهای نجومی است. مزیت یک نمودار احتمال این است که فراوانی یک حادثه را به صورت درصد بیان می‌کند. بعنوان مثال برای یک مد طوفان ۳ متری - که در شکل ۳-۲۷ با فاصله بازگشت یک در ۳۰ سال (۱:۳۰) رسم شده است - ۳/۸ درصد احتمال وجود دارد که از زمان مذکور تجاوز نماید یا در هر ۲۶ سال یک‌بار (۱:۲۶) اتفاق بیفتد (به شکل ۳-۲۸ نگاه کنید). مهندسان این نمودار را کاربردی و مفید می‌دانند و بر اساس آن اگر درصد تجاوز یک حادثه ۱ درصد از زمان باشد آن را به عنوان یک حادثه نادر تعریف می‌کنند. نمودارهای احتمال مزایای جانبی نیز دارند از این حیث که آنها احتمال رخداد حوادث با بزرگی کم را نیز مشخص می‌کنند. به عنوان مثال وقتی بارش سالانه رتبه‌بندی و بر روی نمودار فاصله بازگشت رسم می‌شود، هیچ اطلاعاتی در مورد خشک‌سالی ارائه نمی‌دهد. اگر همین داده‌ها بر روی کاغذ احتمال رسم شوند، هر دو مقوله‌ی احتمال وقوع بارش‌های شدید و همچنین کمبود بارش را می‌توان از چنین نموداری استخراج نمود.

این دو نوع نمودار محدودیت‌ها و نقاط ضعفی نیز دارند. اول وقوع یک حادثه بزرگ مثل وقوع مد طوفان ۱:۱۰۰۰۰ با اینکه نادر به نظر می‌رسد می‌تواند در هر زمانی اتفاق بیفتد. دوم هرگاه حادثه‌ای نادر رخ می‌دهد در اینجا هیچ معیاری وجود ندارد که احتمال تکرار این حادثه را در روز بعد نشان دهد. این امر منجر به یک مشکل بزرگ در استنباط مردم از مخاطرات می‌شود. هنگامی که حوادثی با بزرگی زیاد و فراوانی کم تجربه می‌شود مردم ترجیح می‌دهند آنها را به عنوان تجربیات گذشته زندگی‌شان در نظر بگیرند. کشاورزان چارس که تا زمان حادثه مد طوفان سال ۱۹۷۰ در آنجا زندگی می‌کردند و این طوفان

سبب مرگ ۵۰۰۰۰۰ نفر از آنها شده بود با این عقیده که آنها اکنون در امان هستند، دوباره به این مکان برگشتند و مزارع سیلابی خود را مجدداً احیاء کردند؛ چون چنین حادثه‌ای آنقدر نادر و غیر معمولی بود که در طول زندگی‌شان دوباره تکرار نمی‌شد. ۱۵ سال بعد یک مد طوفان با بزرگی مشابه با همان طوفان اتفاق افتاد. طغیان سال ۱۹۷۳ رودخانه می‌سی‌سی‌پی بزرگ‌ترین طوفان ثبت شده در ۲۰۰ سال گذشته بوده است. ظرف مدت دو سال این طوفان دوباره تکرار شد. رخدادهایی با بزرگی زیاد در



شکل ۳-۲۸- نمودار احتمال تجاوز برای همان سری از داده‌های که در شکل ۳-۲۷ به تصویر درآمده‌اند (داده‌ها از وولزفلدر، ۱۹۶۱)

طبیعت، صرف نظر از فراوانی آنها تمایل به خوشه‌بندی دارند. این خوشه‌بندی به تداوم قدرت مکانیسم ایجاد کننده مخاطره در طی زمان مرتبط است. در مورد مدهای طوفان در خلیج بنگال، ممکن است الگوهای اقلیمی به عنوان عامل وقوع سیکلون‌ها برای چندین دهه نیمه پایدار باشند. سومین نقطه ضعف نمودارهای احتمال این است که خط مبنای اندازه‌گیری در طول زمان تغییر می‌کند. برای مثال جنگل‌زدایی در یک حوضه آب‌گیر بزرگ باعث می‌شود حوادث سیلابی خیلی نادر متداول گردند. در ارتباط با هلند، بدون شک مدهای طوفان در قرون وسطی دارای فراوانی بیشتری بوده‌اند و نسبت به زمان حال ارتفاع بیشتری داشتند. اگر سطح متوسط دریا بالا بیاید تمامی پیش‌بینی‌هایی که برای ارتفاع مد طوفان ۱:۱۰۰۰۰ انجام شده است می‌تواند در اثر رخداد یک مد کوچکتر از ۵ متر با شکست مواجه شوند. در خاتمه لازم به ذکر است که در طراحی‌های مهندسی اتکاء به یک نمودار برای تعیین فراوانی حوادث نادر روش مناسبی نیست. در مواردی که رخدادهایی با بزرگی زیاد در طی زمان تمایل به خوشه‌بندی دارند، مهندسان برای ارزیابی واقع‌بینانه دوره بازگشت حوادث خوشه‌بندی شده به محاسبات توزیع‌های فراوانی با پیچیدگی زیاد روی می‌آورند.

طوفان‌های گرد و غبار

(لاکیریز، ۱۹۷۸؛ گائودی، ۱۹۸۳؛ میدلتون و همکاران، ۱۹۸۶؛ پیرسی، ۱۹۹۴؛ تیجن و همکاران، ۱۹۹۶؛ گریفین و همکاران، ۲۰۰۲)^۱

مقدمه

طوفان‌های گرد و غبار، طوفان‌های بادی همراه با رُس و سیلت معلق هستند و معمولاً (نه همیشه) بدون بارش هستند. در حال حاضر هر ساله بین ۱۳۰ تا ۸۰۰ میلیون تن گرد و غبار و در شرایط استثنایی تا ۵۰۰۰ میلیون تن به سبب وزش باد به حرکت در می‌آیند میانگین سالانه ذرات رُسی که جابه‌جا می‌شوند حدوداً ۵۰۰ میلیون تن است. طوفان‌های گرد و غبار عامل اصلی مواد با منشأ خشکی هستند که در حوضه اقیانوس‌ها یافت می‌شوند و سالانه بیش از ۷۵ میلیون تن از این مواد فقط به اقیانوس اطلس وارد می‌شوند. حتی در فاصله‌ی ۵۰۰۰ کیلومتری داخل اقیانوس اطلس نیز هر ساله ۳۰۰۰ تن گرد و غبار از **صحرای آفریقا** در هر کیلومتر مربع ته‌نشین می‌شود. گرد و غبار برخاسته از صحرای آفریقا به کرات در ۷۰۰۰ کیلومتر دورتر در مجمع‌الجزایر **کارائیب** و حوضه شمال **آمازون** ته‌نشین می‌شوند. در حوضه شمال آمازون سالانه ۱۳ میلیون تن گرد و غبار روی هم انباشته می‌شود. گرد و غبار برخاسته از صحرای آفریقا اغلب بر روی غرب اروپا با طوفان‌های میجزا فرود می‌آیند که در یخچال‌های رشته کوه‌های آلپ به صورت خطوط افق مشخص می‌گردند. گرد و غبارهای برخاسته از چین حتی از این آمارها فراتر رفته است. گرد و غبار بیابان گبی در هاوایی و آلاسکا یعنی در فاصله‌ای بیش از ۱۰۰۰۰ کیلومتر به ثبت رسیده است. ستونی از گرد و غبار که حدوداً در ۲۵ فوریه سال ۱۹۹۰ از چین برخاست، با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای تعقیب گردید و عبور آن از آمریکای شمالی ردیابی شد. ده روز بعد این گرد و غبار با طی یک فاصله ۲۰۰۰۰ کیلومتری به رشته کوه‌های آلپ فرانسه رسید. شکل‌گیری طوفان گرد و غبار معمولاً طوفان‌های گرد و غبار در نتیجه‌ی عبور جبهه‌های سرد وابسته به پرفشارهای قطبی سیار بر روی دشت‌های خشک یا خشک‌سالی زده به وجود می‌آیند. عبور این جبهه‌ها می‌تواند باعث صعود طوفان‌های گرد و غبار شود که می‌توانند تا چندین روز تداوم داشته باشند. در منطقه شمالی صحرای آفریقا، طوفان‌های گرد و غبار اساساً به وسیله‌ی مجموعه‌ای از فروبارهای وابسته به بادهای غربی به وجود می‌آیند. فروبارها در زمستان از شرق دریای مدیترانه یا اقیانوس اطلس سرچشمه می‌گیرند. در جنوب صحرا کم‌فشارهای جبهه‌ای عامل بادهای هارماتان هستند. این فروبارها در طول فصل زمستان نیمکره شمالی مسیر جنوبی و در تابستان مسیر شرقی را دنبال می‌کنند. یک ویژگی بسیار متداول طوفان‌های گرد و غبار در آفریقای شمالی هابوب‌ها هستند، که به وسیله‌ی فروپکه‌های (جریان‌های رو به پایین) مرتبط با سلول‌های همرفتی بزرگ مرتبط با پیشروی همگرایی میان حاره‌ای تولید می‌شوند. این نوع بادهای همچنین موجب وقوع برخی طوفان‌های گرد و غبار در بیابان‌های گبی و تار در آسیا مرکزی، در سودان و در آریزونا می‌شوند. جابه‌جایی فصلی بادهای موسمی به داخل صحرا در منطقه سودان عامل وقوع طوفان‌های گرد و غبار در شرق آفریقا می‌باشد. در حالی که بادهای موسمی هندوستان زمان رخداد طوفان‌های گرد و غبار در شبه جزیره عربستان را کنترل می‌کنند. انتقال گرد و غبار از شمال آفریقا به دریای مدیترانه و اقیانوس اطلس به وضعیت‌های نوسان اطلس شمالی که در فصل قبل تشریح گردید مرتبط می‌باشد. زمانی که شاخص نوسان اطلس شمالی در زمستان بالا است میزان بیشتری گرد و غبار از آفریقا به بیرون گسیل می‌گردد. در شرق مدیترانه فروبارهایی که در سراسر ترکیه و شمال عراق حرکت می‌کنند موجب طوفان‌های گرد و غبار بزرگی می‌شوند. در استرالیا طوفان‌های گرد و غبار به سبب عبور جبهه‌های سرد شدید از روی این قاره و به دنبال تأثیرات خشک‌کنندگی بادهای خشک و گرم به وجود می‌آیند که به وسیله‌ی جت باد جنب حاره‌ای در باد پناه سلول‌های پرفشار تولید می‌شوند. طوفان گرد و غبار ویکتوریا در ۸ فوریه سال ۱۹۸۳ (شکل ۲۹-۳) وقوع آتش‌سوزی ویرانگر اش‌ونزدی (دقیقاً یک هفته بعد از این ماجرا) هر دو از طریق این مکانیسم

1- Lockeretz; Goudie; Middleton et al.;Pearce; Tegen; Griffin et al.

ایجاد شدند. در مناطق کوهستانی مانند غرب آمریکای شمالی بادهای کاتاباتیک می‌تواند باعث وقوع طوفان‌های گرد و غبار در مکان‌های از قبیل کالیفرنیا و در امتداد رشته کوه‌های ساحلی کلرادو شود. به همین ترتیب وزش بادهای سرد و متراکم از روی رشته کوه‌های هیمالیا و هندوکش موجب وقوع طوفان‌های گرد و غبار در سمت جنوب و بر روی دریای عرب می‌شود. چنین بادهای محلی همچنین موجب وقوع طوفان‌های گرد و غبار در دره‌هایی می‌شود که به تپه ماهورهای آرژانتین ختم می‌شوند. یک ارتباط گسترده جهانی بین وقوع طوفان‌های گرد و غبار وجود دارد. در هر جایی که بارش از ۱۰۰۰ میلی‌متر در سال بیشتر شود رخداد طوفان گرد و غبار کمتر از یک روز در سال می‌شود. اساساً چون پوشش گیاهی مانع حرکت سیلت به وسیله بادها به داخل اتمسفر می‌شود و ناپایداری همرفتی بیش از آنکه باعث صعود طوفان‌های گرد و غبار شوند منجر به صعود طوفان‌های تندری می‌شوند. اغلب فراوانی رخداد طوفان‌های گرد و غبار در جایی که بارش بین ۱۰۰ الی ۲۰۰ میلی‌متر باشد، بیشتر است. به جز شرایط غیر عادی، در هر دو نیمکره طوفان‌های گرد و غبار بیشتر در اواخر بهار و اوائل تابستان رخ می‌دهند. این الگو مطابق با تغییر حداقل بارش در اوائل بهار تا تبخیر شدید در تابستان است. هر چند این الگو در استرالیا همچنین دوره احتمالی خشک‌سالی مرتبط با نوسان جنوبی را نیز نشان می‌دهد.

در جایی که جبهه‌های سرد طوفان‌های گرد و غبار را به وجود می‌آورند هوای سرد با فشار هوای گرم را به سرعت بالا می‌برد و به جبهه طوفان گرد و خاک ظاهری برآمده و قوسی شکل می‌دهد. وقتی هوا با فشار بالا می‌رود باعث شکل‌گیری یک تاوایی می‌شود که باعث نزول قسمت بالای جبهه سرد و تقویت ظاهر قوسی شکل طوفان می‌شود. تصویر کلاسیک از این طوفان‌های گرد و غبار دیواره‌ای پرشیب از مواد است که همراه با ابرهای چرخانی از گرد و غبار متراکم از روی چشم‌اندازی عبور می‌کنند (شکل ۳-۲۹ را ببینید). سرعت بادها می‌تواند شتاب ثابتی بیش از ۶۰ کیلومتر در ساعت با ۳۰ متر در ثانیه به دست بیاورد. موادی به درشتی دانه‌های ماسه از طریق جهش در ۱۰ سانتی متری اول بالای سطح زمین به حرکت درمی‌آورد. ماسه‌های ریز در ۲ متری بالای سطح زمین حرکت می‌کنند. در حالی که مواد با اندازه سیلت می‌توانند تا ارتفاع ۱/۵ کیلومتری حمل شوند. مواد در اندازه رس در سراسر عمق تروپوسفر معلق می‌مانند و هزاران کیلومتر حمل می‌شوند. بیشتر گرد و غبار در یک کیلومتری پایین اتمسفر معلق هستند غلظت گرد و غبار آنقدر زیاد است که در ظهر قدرت دید به صفر کاهش می‌یابد. مواد به اندازه سنگ ریزه یا شن به وسیله باد حرکت داده نمی‌شوند، از این رو با وزش باد آنها بر جای می‌مانند و یک بیابان سنگی یا رگ به وجود می‌آورند. ته‌نشینی ماسه‌ها به صورت غیر یکپارچه و سیار انجام می‌شود. زمانی که مواد ریز از روی لایه خاک بالایی برداشته می‌شوند چسبندگی و حاصلخیزی خاک مجدداً و به راحتی حاصل نمی‌شود. جابه‌جایی مواد ریز از سطح خاک اغلب به معنای جابه‌جایی مواد آلی نیز می‌باشد. این فرایند دلیل اولیه وقوع طوفان‌های گرد و غبار، از بین رفتن خاک‌های حاصلخیز و در بلند مدت بیابان‌زایی در نواحی نیمه خشک حاشیه‌ای می‌باشد.



شکل ۳-۲۹- طوفان گرد و غبار ۸ فوریه ۱۹۸۳، برخاسته از حومه مالی در ویکتوریای غربی، بر روی شهر ملبورن و تنها برای دومین بار در طی قرن (اداره هواشناسی استرالیا).

نقش گرد و غبار

در طی طوفان‌ها، گرد و غبار در قسمت‌های بالای جو، جایی که در طول روز گرما جذب می‌کند، پراکنده می‌شود و این مانع ورود پرتوهای خورشیدی می‌شود. در بالای اتمسفر گرد و غبار مانع ورود تابش خورشید به اندازه 0.25 Wm^{-2} می‌شود در حالی که امواج بلند تابشی در حال خروج را تا 0.34 Wm^{-2} جذب می‌کند. حد متوسط سرمایه‌های جهانی حاصل از گرد و غبار در سطح زمین 0.96 Wm^{-2} است در حالی که بر روی مناطق خشکی مثل شبه جزیره عربستان و دریا‌های مجاور آن به بالای 8 Wm^{-2} افزایش می‌یابد (شکل ۳۰-۳). در طول روز به دلیل حضور گرد و غبار دمای سطح زمین اندکی سردتر از دمای نرمال است و این فرایند منجر به کاهش همرفت می‌شود. در طی شب گرد و غبار ارتفاعات بالاتر با ساطع نمودن تابش‌هایی با طول موج بلند در اتمسفر بالایی موجب خنک شدن هوا و نزول آن می‌گردند. با این حال گرد و غبار با ایجاد مانع بر سر راه تابش طول موج بلند مانع از خروج تابشی می‌گردد که به طور نرمال از سطح زمین خارج می‌شود و این فرایند باعث می‌شود که هوای بالای سطح زمین نسبت به حد نرمال گرم‌تر و از این رو مانع شکل‌گیری شبنم می‌شود. نزول هوای بالایی منجر به ایجاد پایداری می‌شود و این در حالی است که عدم وجود شبنم سطح زمین را خشک و شکننده نگه می‌دارد. این شرایط برای ایجاد خشکی مناسب هستند.

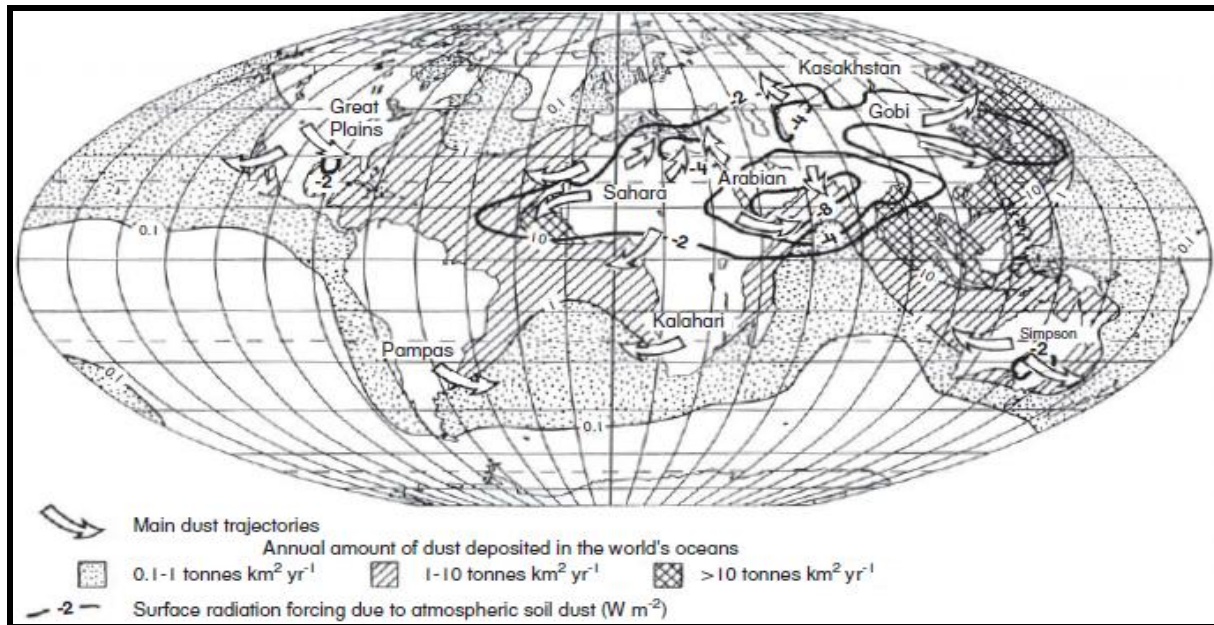
فعالیت انسان یکی از عوامل اصلی انتقال گرد و غبار به اتمسفر است. این اثر در طی یک بحث علمی در ارتباط با سرمایه‌های جهانی در دهه‌ی ۱۹۷۰ مورد دفاع و حمایت قرار گرفت. از این زمان به بعد، این موضوع که انسان‌ها از طریق فعالیت‌های صنعتی و کشاورزی حجم گرد و غبار موجود در اتمسفر را به صورت تصاعدی افزایش می‌دهند، به عنوان یک اصل پذیرفته شد.

در دهه ۱۹۷۰ آثار باستان‌شناسی نشان دادند که برخی از تمدن‌های کهن و جوامع اولیه متکی بر کشاورزی در نواحی نیمه خشک متقرض شدند، زیرا شیوه‌های ضعیف مدیریت زمین‌ها منجر به افزایش گرد و غبار اتمسفر و خشکی شد. به مرور زمان خاک سطحی زمین‌های قابل کشت با وزش باد به دور دست‌ها حرکت کردند و فرایندهای تدریجی منزوی شدن و بیابان‌زایی در زمین‌های نیمه خشک رخ داد. عواقب اجتماعی دراز مدت این طوفان‌ها بر روی زندگی انسان‌هایی که برای بقای زندگی‌شان به چنین نواحی وابسته بودند، شامل مهاجرت جوامع، قحطی و در نهایت نابودی جوامع می‌باشد.

این فرجام نخستین جوامع کشاورزی در بین‌النهرین بود که برای تأمین آب به رودخانه‌های دجله و فرات وابسته بودند. در حال حاضر بیابان‌ها در نواحی مرطوب به نیز وجود می‌آیند و به سبب تأثیر انسانی در به وجود آوردن گرد و غبار تداوم می‌یابند. بیابان *راجپوتانا*^۱ در شبه قاره هند بهترین مثال در این مورد است. از نظر تاریخی بیابان *راجپوتانا* یکی از خواستگاه‌های تمدن بشری با جوامع کشاورزی پیشرفته متکی به آبیاری در اطراف *پندوس* بود. فرهنگ‌ها و جوامع پی در پی در این بیابان سکونت گزیدند ولی هر دفعه آنها از هم پاشیدند. موسمی‌ها بر روی ناحیه راجپوتانا تأثیر می‌گذارند، لیکن مقدار کلی بارش کمتر از ۴۰۰ میلی‌متر در سال است. در زمان توسعه شهرنشینی توسط تمدن *هارپان*^۲ یعنی ۴۵۰۰ سال قبل از میلاد میزان بارش در این ناحیه بیش از ۶۰۰ میلی‌متر بود. در اثر فعالیت کشاورزی گرد و غبار زیادی وارد اتمسفر شد و مانع فعالیت‌های همرفتی و بارش گردید و همین فرآیند باعث فروپاشی این تمدن و تمدن‌های بعدی شد. بر اساس شواهد و قرائن دنیای مدرن، این مطالعات نشان می‌دهند که گرد و غبار انسانی ناشی از صنعتی شدن و کشاورزی موجب تشدید اثر سرمایه‌های کره زمین می‌شود.

شکل ۳-۳۰ همچنین مسیرهای اصلی طوفان‌های گرد و غبار جهانی و مقدار سالیانه گرد و غباری که در حال حاضر در اقیانوس‌های جهان ته‌نشین می‌شوند را روی نقشه نشان داده است. کمربند وسیعی از گرد و غبار با بیش از ۱۰ تن در هر کیلومتر مربع در ۱۰۰۰ کیلومتری ساحل شرقی آسیا وجود دارد. نوار مشابه‌ای از جنوب شرقی شبه قاره هند به سوی جنوب

شرقی آسیا گسترش یافته است. همچنین انتقال عظیمی از گرد و غبار بر روی ساحل غربی آفریقای شمالی رخ می‌دهد، این گرد و غبارها در ارتباط با طوفان‌های تندری تولید شده در جبهه‌های پرفشار قطبی سیار، که در امتداد جبهه‌هایی با ۱۰۰۰ کیلومتر وسعت جابه‌جا می‌شوند، رخ می‌دهند. مناطق ذکر شده در بالا لزوماً در راستای باد بیابان‌ها یا مناطق کشاورزی نیمه‌خشک نیستند، بلکه ناشی از ویژگی‌های جهانی خروجی گرد و غبار به خاطر فعالیت‌های کشاورزی و صنعتی هستند. همراه با این گرد و غبارها مقادیر قابل توجهی آهن به علت فعالیت‌های صنعتی و هوازدگی خاک منتقل می‌گردد.



شکل ۳-۳۰ مسیره‌های طوفان گرد و غبار و مقادیر سالانه گرد و غبار جوی حمل شده به اقیانوس‌های جهان (بر اساس میدلتون و همکاران، ۱۹۸۶؛ گائودی، ۱۹۸۳؛ پیرس، ۱۹۹۴). همچنین اثر خنک‌کنندگی تابشی گرد و غبار بر سطح زمین نیز ترسیم شده است (از تیجن و همکاران، ۱۹۹۶).

علاوه بر سرمایش جوی که مستقیماً به سبب گرد و غبار به وجود می‌آید مواد بادزفتی ممکن است به طور غیر مستقیم به وسیله تقویت رشد فیتوپلانکتون‌ها و به همراه آن افزایش *دایمیتیل سولفاید*^۱ و افزایش ابرناکی جو دریا سبب سرد شدن اتمسفر شوند. ممکن است گرد و غباری که جلبک‌ها را بارور می‌سازد عامل رنگ قرمز جزر و مد در آن سوی فلوریدا باشد که با افزایش رخداد خشک‌سالی در آفریقای شمالی نیز همراهی دارد.

طوفان‌های گرد و غبار همچنین فلزات سنگین، قارچ‌ها، باکتری‌ها، و ویروس‌ها را با خود حمل می‌کنند. این ذرات همراه با مواد سمی آلاینده ناشی از سوزاندن زباله‌ها، سموم دفع آفات و سموم علف‌کش که در نواحی نیمه‌خشک استفاده می‌شوند در ذرات گرد و غبار جذب می‌شوند و به داخل اقیانوس‌ها وارد می‌شوند. این مسأله در بستر دریاچه‌های خشک شده مثل دریاچه *آرال* در آسیای مرکزی و دریاچه *چاد* در شمال آفریقا تشدید می‌شوند. مهم‌ترین آنها انتقال پاتوژن‌ها است. به دنبال طوفان‌های بزرگ گرد و غبار زنگ نیشکر، زنگ قهوه و لکه‌های روی برگ درختان موز که منشأ آفریقایی داشتند در هوای روی کارائیب یافت شدند. قارچ‌های *آسپرژیلوس سیدووی*^۲ نیز که در گرد و غبارهای آفریقا یافت شدند با بیماری مرجان‌های سی‌فنز مرتبط بوده و در دریای مدیترانه و کارائیب موجب مرگ مرجان‌ها می‌شوند. گرد و غبار همچنین ممکن است باعث آسم‌گرد. افزایش وقوع این بیماری در برخی کشورها، احتمالاً به دنبال افزایش حجم گرد و غبارهای ناشی از فعالیت‌های انسانی در کشورهای نیمه‌خشک، است.

1- dimethylsulphides
2- *Aspergillus sydowii*

فراوانی طوفان‌های گرد و غبار

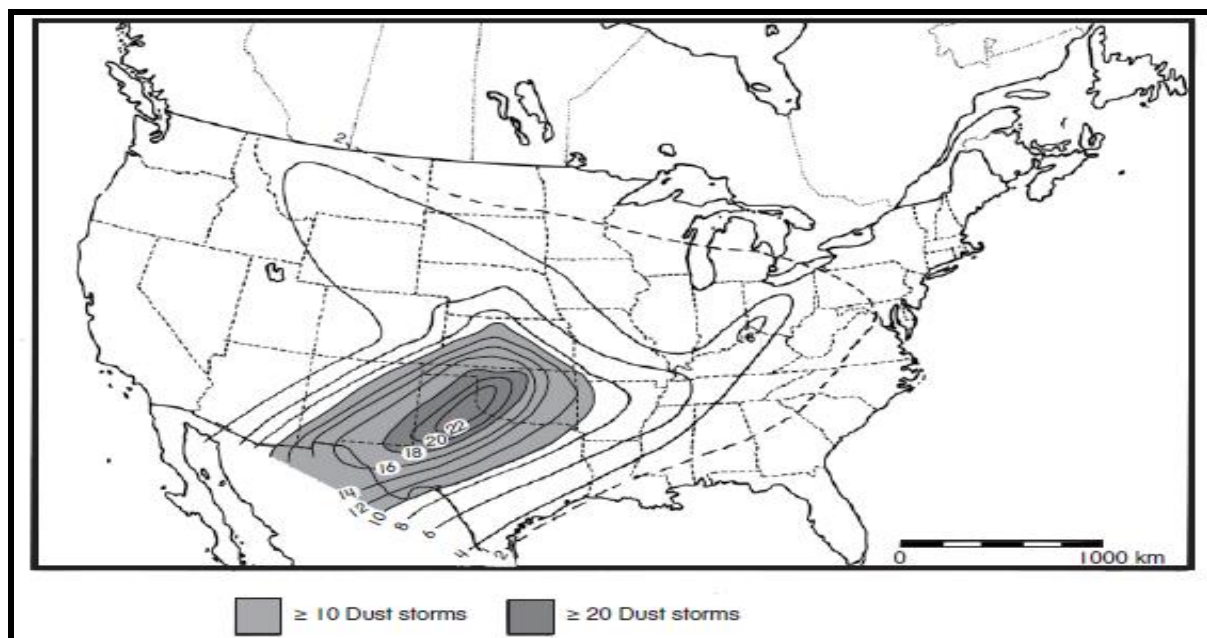
بر روی فراوانی وقوع طوفان‌های گرد و غبار نمی‌توان بیش از حد تاکید کرد. بین سال‌های ۱۹۵۱ و ۱۹۵۵ در آسیای مرکزی ۳۸۸۳ طوفان گرد و غبار ثبت شده است. در طی یک دوره ۲۵ ساله در ترکمنستان واقع در آسیای مرکزی ۹۲۷۰ طوفان گرد و غبار به ثبت رسیده است. بین سال‌های ۱۹۳۳ و ۱۹۳۸ هر ماه بیش از ده‌ها طوفان گرد و غبار در مرکز ایالات متحده رخ دادند. از نظر جغرافیایی طوفان‌های گرد و غبار در منطقه جنوبی سیبری، منطقه اروپایی روسیه، اکراین، غرب اروپا، غرب ایالات متحده، شمال غربی چین و شمال آفریقا رخ می‌دهند. فراوانی رخداد طوفان‌های گرد و غبار در صحرای آفریقا در هر سال از ۲-۴ طوفان در نیجریه تا ۲۰-۱۰ طوفان در سودان متغیر است. در کشور عراق میزان وقوع طوفان‌های گرد و غبار به فراتر از ۳۰ طوفان در سال افزایش یافته است. میانگین رخدادهای طوفان گرد و غبار در برخی از قسمت‌های آسیای مرکزی از حدود ۲۰ طوفان تا ۶۰ طوفان در سال در ترکمنستان واقع در سمت شرقی دریای خزر متغیر است. مناطق مجاور صحرای **تار** در شمال غربی هند، سالانه در حدود ۱۷ طوفان گرد و غبار را تجربه می‌کنند و این طوفان‌ها در سمت شمال به طرف افغانستان به بیش از ۷۰ طوفان در سال افزایش پیدا می‌کنند. بیشترین تعداد طوفان‌های گرد و غبار در صحرای **گبی** چین اتفاق می‌افتد جایی که تحت تأثیر سلول پرفشار مغولی-سیبری میانگین آنها به ۱۷۴-۱۰۰ طوفان در سال می‌رسد. گرد و غبار حتی به پکن و شانگهای نیز وارد می‌شود، جایی که سالانه حداکثر ۴ طوفان در آنجا به وقوع می‌پیوندد. در استرالیا در اطراف خلیج **سارک** در غرب و **آلیس اسپرینگ** در شمال بیابان **سیمپسون**، سالانه بیشتر از ۵ طوفان گرد و غبار رخ می‌دهد.

این موضوع که آیا با رشد جمعیت وقوع طوفان‌های گرد و غبار افزایش می‌یابند؟ مورد بحث است. در حالی که داده و اطلاعات چین چنین افزایشی را نشان نمی‌دهند، کشت زیاد در دشت‌های بزرگ در ایالات متحده در دهه‌ی ۱۹۲۰، بهره برداری از زمین‌های بکر در شوروی سابق در دهه‌ی ۱۹۵۰ و خشک‌سالی‌های ساحل در دهه‌های ۱۹۶۰ و ۱۹۷۰ همگی حکایت از افزایش فراوانی وقوع طوفان‌های گرد و غبار در این مکان‌ها دارند. با اینکه در دو منطقه‌ی آخری به سبب فعالیت‌های انسانی، فراوانی طوفان‌های گرد و غبار به طور چشم‌گیری افزایش یافته است ولی بهترین مورد ثبت شده در این ارتباط در دشت‌های بزرگ ایالات متحده در طی سال‌های **داست باول**، در دوره رکود اقتصادی بزرگ دهه ۱۹۳۰، به وجود آمد. می‌توان ثابت کرد که طوفان‌های گرد و غبار دارای یک چرخه رخدادی هستند. در دهه ۱۸۷۰ طوفان‌های گرد و غبار در پی خشک‌سالی، اولین گروه کشاورزان را از آنجا بیرون راند. با اینکه تا دهه‌ی ۱۹۳۰ هیچ دوره‌ای از طوفان گرد و غبار به ثبت نرسیده است، خشک‌سالی‌هایی به طور همزمان با حداکثر چرخه قمری ۱۸/۶ ساله رخ داده‌اند. با اینکه در اواسط دهه‌های ۱۹۵۰ و ۱۹۷۰ نیز طوفان‌های گرد و غباری که زمین‌های قابل کشت را فرسایش دادند، رخ داده است ولی سال‌های **داست باول** در دهه‌ی ۱۹۳۰ قسمتی از فرهنگ آمریکا شده است. در واقع خشک‌سالی‌های اواسط دهه‌های ۱۹۵۰ و ۱۹۷۰ خسارت بیشتری به خاک وارد کردند و این علی‌رغم واقعیتی است که برنامه‌های احیاء و ترمیم زمین‌ها به وسیله‌ی دولت فدرال و در واکنش نسبت به **داست باول** دهه ۱۹۳۰ آغاز شده بود. این برنامه‌ها شامل احیاء زمین‌های متروک و تبدیل آنها به علفزارها و استفاده از کشت ردیفی، کشت تناوبی و فعالیت‌های مالچ پاشی می‌شوند. این تکنیک‌ها ساختار رطوبتی خاک را احیاء و خاک را مغذی می‌کند و در عین حال خاک سطحی را نیز در برابر زفت و روب بادی محافظت می‌کند. در بیشتر موارد طوفان‌های گرد و غبار به دنبال یک دوره توسعه سریع محصولات در طول فصول پر باران و گران شدن کالاها به وجود می‌آیند.

رخدادهای بزرگ طوفان گرد و غبار

تعداد زیادی طوفان گرد و غبار بزرگ وجود دارد. به عنوان نمونه در آوریل سال ۱۹۲۸ یک طوفان گرد و غبار تمام استپ‌های اوکراین، یعنی منطقه‌ای با وسعت یک میلیون کیلومتر مربع، را تحت تأثیر قرار داد. نزدیک به ۱۵ میلیون تن از خاک‌های سیاه **چرنوزیوم** با وزش باد برداشته شدند و بر روی ناحیه‌ای ۶ میلیون کیلومتری در رومانی و لهستان ته‌نشین شدند. در منطقه

طوفان زده در برخی نقاط خاک تا عمق ۱۲ الی ۲۵ سانتی متری فرسایش یافته بود. ذرات $0/5 - 0/2$ میلی متری به وسیله باد جابه‌جا شده بودند. در مارس ۱۹۰۱ بیش از یک میلیون تن گرد و غبار قرمز رنگ از صحرا، بر روی ناحیه‌ای از اروپای شرقی تا رشته کوه‌های اورال در روسیه پراکنده شد. در دهه‌ی ۱۹۳۰ داست باول در مرکز ایالات متحده موجب وقوع چندین طوفان شدید گرد و غبار در قرن بیستم شد. اثرات این طوفان‌ها به دلیل اینکه این نواحی قبلاً چنین طوفان شدیدی را تجربه نکرده بودند، افزایش یافت. اکثر طوفان‌ها در اواخر زمستان و اوایل بهار، درست زمانی که پوشش برفی و یخ زمین که مانع روفت و روب بادی خاک هستند ذوب می‌شوند، اتفاق می‌افتد. هرچند در این زمان از سال بادهای غربی قطبی هنوز قدرتمند هستند. شدیدترین طوفان‌ها بین سال‌های ۱۹۳۳ و ۱۹۳۸ در جنوب دشت‌ها و بین سال‌های ۱۹۳۳ و ۱۹۳۶ در شمال دشت‌ها اتفاق افتادند. فراوانی و شدت طوفان‌ها در طی بدترین دوره از مارس ۱۹۳۶ در شکل ۳-۳۱ نشان داده شده است. این طوفان‌ها منطقه‌ای از خلیج مکزیک تا شمال کانادا را در بر می‌گیرند. در طول این ماه باریکه تگزاس و اوکلاهما ۲۸ روز از ۳۱ روز ماه را با طوفان‌های گرد و غبار مواجه بود. در زمانی که کنگره ایالات متحده این مسأله را در واشنگتن مورد بحث قرار داد، گرد و غباری با منشأ ۲۰۰۰ کیلومتر دورتر در غرب روی پایتخت را فرا گرفت. تا سال ۱۹۳۷، ۴۳ درصد یا به عبارتی $2/8$ میلیون هکتار از زمین‌های قابل کشت در مرکز داست باول به طور شدیدی فرسایش یافتند. در برخی ایالت‌ها بیش از ۵۰ درصد از جمعیت کشاورزان ورشکسته و نیازمند کمک دولت شدند.



شکل ۳-۳۱- وسعت و فراوانی طوفان‌های گرد و غبار رخ داده در مارس ۱۹۳۶ در ایالات متحده (پس از لاکرتز ۱۹۸۷).

نتیجه‌گیری

پدیده‌هایی که در این فصل بررسی شد و عامل مرگ‌ومیرهای زیاد، شکاف اقتصادی و تغییرات اجتماعی شدند، همگی ناشی از مخاطرات اقلیمی بودند. هر چند که امروزه مدل‌سازی تغییرات فشار جهانی که در فصل قبلی تشریح شد نسبتاً ساده است، مدل‌سازی سیستم طوفان‌ها تا حدودی مشکل است؛ چون آنها شامل عناصری اتفاقی هستند. وقوع طوفان‌های ساحل شرقی یکی از بهترین مثال‌ها در این زمینه است، همچنین طوفان یخ بزرگ در سال ۱۹۹۸ در شرق آمریکای شمالی نیز غیر قابل پیش‌بینی بودن بسیاری از طوفان‌ها را شرح می‌دهد. با وجود این که پیش‌بینی افزایش دما در یک جهان گرم گلخانه‌ای در طی ۵۰ سال آینده با استفاده از یک مدل پیچیده کامپیوتری، نسبتاً ساده است، پیش‌بینی تغییرات بعدی در شدت و فراوانی سیکلون‌های حاره‌ای، فروبارهای عرض‌های میانه و یا طوفان‌های یخی که در مرز بین توده‌های هوا متوقف می‌شوند غیر ممکن

است. طوفان یخ بزرگ در سال ۱۹۹۸ همچنین نشان می‌دهد که شهرهای بزرگ چگونه در معرض خطر پدیده‌های اقلیمی قرار دارند. بزرگ‌ترین شهرهای جهان از نظر اقتصادی به صورت الکتریکی اداره می‌شوند. با قطع نیروی برق عملکرد این شهرها در هر سطح اقتصادی برای روزها، هفته‌ها و ماه‌ها، متوقف می‌شود. با وجود این چنین اختلالی از طریق راه حل‌های مهندسی قابل حل هستند. طوفان‌های مشابه با آن‌هایی که در قرون وسطی شمال اروپا را در نوردیدند تا کنون رخ نداده است. اگر طوفانی با شدت مشابه با طوفان روز عید مقدس که در نوامبر سال ۱۵۷۰ اتفاق افتاد امروزه تکرار شود، آیا تأثیرات آن بر روی اقتصاد اروپای مدرن فاجعه‌آمیز خواهد بود؟ انواع طوفان‌های بزرگ امروزی که در این فصل تشریح شدند به اندازه طوفان‌های تاریخی کشنده نیستند. یکی از اصلی‌ترین دلایل این موضوع خدمات رسانی اضطراری در بسیاری از کشورها است که با واکنش هماهنگ و علمی مانع افزایش شمار کشته شدگان می‌گردند. این پدیده یک روند است که در کشورهای توسعه یافته از قبیل ایالات متحده و همچنین کشورهای فقیر مثل بنگلادش اجرا می‌گردد. امروزه تقریباً بیشترین تعداد کشته‌ها در طی حوادث منطقه‌ای مثل طوفان‌های تندی اتفاق می‌افتند. این طوفان‌های منطقه‌ای در فصل بعدی مورد بررسی قرار خواهند گرفت.

مأخذ و منابعی برای مطالعه بیشتر

- American Meteorological Society 1986. Is the United States headed for hurricane disaster?. *Bulletin American Meteorological Society* 67(5): 537–538.
- Ananthaswamy, V. 2003. Historic storms live again. *New Scientist* 27 September, pp. 14–15.
- Anthes, R. A. 1982. Tropical cyclones: their evolution, structure and effects. *American Meteorological Society Meteorological Monograph* 19 No. 41.
- Australian Bureau of Meteorology 1977. *Report on Cyclone Tracy, December 1974*. AGPS, Canberra.
- Australian Bureau of Meteorology 2001. Preliminary report on meteorological aspects of the 1998 Sydney to Hobart yacht race. <http://www.bom.gov.au/inside/services_policy/marine/sydney_hobart/contents.shtml>
- Australian Bureau of Meteorology 2003. *Tropical cyclone severity categories*. <http://www.bom.gov.au/info/cyclone/#severity>
- Blong, R.J. and Johnson, R.W. 1986. Geological hazards in the southwest Pacific and southeast Asian region; identification, assessment, and impact. *Bureau Mineral Resources Journal Australian Geology and Geophysics* 10: 1–15.
- Bresch, D.N., Bisping, M. and Lemcke, G. 2000. *Storm over Europe: An Underestimated Risk*. Swiss Re, Zurich.
- Bryant, E.A. 1983. Coastal erosion and beach accretion Stanwell Park beach, N.S.W., 1890–1980. *Australian Geographer* 15: 382–390.
- Bryant, E.A. and Kidd, R.W. 1975. Beach erosion, May–June, 1974, Central and South Coast, NSW. *Search* 6(11–12): 511–513.
- Burton, I., Kates, R.W. and White, G.F. 1978. *The Environment as Hazard*. Oxford University Press, NY.
- Carter, R.W.G. 1987. Man's response to sea-level change. In Devoy, R.J.N. (ed.) *Sea Surface Studies: A Global Review*. Croom Helm, London, pp. 464–498.
- Chang, C.P., Liu, C.H. and Kuo, H.C. 2003. Typhoon Vamei: An equatorial tropical cyclone formation. *Geophysical Research Letters* 30(3) 10.1029/2002GL016365. Coastal Engineering Research Center 1977. *Shore Protection Manual* (3 vols). United States Army, Washington.
- Cornell, J. 1976. *The Great International Disaster Book*. Scribner's, NY.
- Dolan, R. and Hayden, B. 1983. Patterns and prediction of shoreline change. In Komar, P.D. (ed.) *CRC Handbook of Coastal Processes and Erosion*. CRC Press, Boca Raton, Florida, pp. 123–150.
- Donnelly, J.P., Roll, S., Wengren, M., Butler, J., Lederer, R. and Webb, T. III 2001. Sedimentary evidence of intense hurricane strikes from New Jersey. *Geology* 29: 615–618.
- Dvorak, V.F. 1975. Tropical cyclone intensity analysis and forecasting from satellite imagery. *Monthly Weather Review* 103: 420–430.
- Eagleman, J.R. 1983. *Severe and Unusual Weather*. Van Nostrand Reinhold, NY.
- Environment Canada 1984. Atlantic seasonal hurricane frequency Part I: El Nino and 30 mb quasi-biennial oscillation influences. *Monthly Weather Review* 112: 1649–1667. Environment Canada 1998. *The worst ice storm in Canadian history* http://www.msc-smc.ec.gc.ca/media/icestorm98/icestorm98_the_worst_e.cfm
- Environment Canada 2002. *Wind chill calculation chart*. <http://www.msc-smc.ec.gc.ca/education/windchill/windchill_calculator_e.cfm>
- Fell, N. 2002–2003. Piste lightning, *New Scientist* 21 December 2002: 42; 25 January 2003: 27.
- Gore, R. 1993. Andrew aftermath. *National Geographic* 183(4): 2–37.
- Goudie, A.S. 1983. Dust storms in space and time. *Progress in Physical Geography* 7: 503–530.
- Gray, W.M. 1975. Tropical Cyclone Genesis. Atmospheric Science Paper No. 4, Department of Atmospheric Science, Colorado State University, Fort Collins, Colorado.
- Gray, W.M. 1984. Atlantic seasonal hurricane frequency Part 1: El Niño and 30 mb quasi-biennial oscillation influences. *Monthly Weather Review* 112: 1649–1667.
- Gray, W.M., Landsea, C.W., Mielke, P.W. and Berry, K.J. 1994. Predicting Atlantic Basin seasonal tropical cyclone activity by 1 June. *Weather and Forecasting* 9: 103–115.
- Griffin, D.W., Kellogg, C.A. Garrison, V.H., and Shinn, E.A. 2002. The global transport of dust. *American Scientist* 90: 227–235.
- Harris, D.L. 1956. Some problems involved in the study of storm surges. *United States Weather Bureau, National Hurricane Research Project Report*, No. 54. Washington.
- Hawkins, H.F. and Imbembo, S.M. 1976. The structure of a small, intense hurricane, Inez 1966. *Monthly Weather Review* 104:418–425.
- HENSON, R. 2002. Cold rush scientists search for an index that fits the chill. *Weatherwise* 55 January/February pp. 14–20.
- Holland, G.J., Lynch, A.H. and Leslie, L.M. 1988. Australian eastcoast cyclones. Part I: Overview and case study. *Monthly Weather Review* 115: 3024–3036.

- Holthouse, H. 1986. *Cyclone: A Century of Cyclonic Destruction*. Angus and Robertson, Sydney.
- Jones, K.F. and Mulherin, N.D. 1998. *An evaluation of the severity of the January 1998 ice storm in northern New England*. US Army Cold Regions Research and Engineering Laboratory <http://www.crrel.usace.army.mil/techpub/CRREL_Reports/reports/IceStorm98.pdf>
- Lamb, H.H. 1982. *Climate, History and the Modern World*. Methuen, London.
- Leopold, L.B., Wolman, M.G. and Miller, J.P. 1964. *Fluvial Processes in Geomorphology*. Freeman, San Francisco.
- Linacre, E. and Hobbs, J. 1977. *The Australian Climatic Environment*. Wiley, Brisbane.
- Lockeretz, W. 1981. The lessons of the dust bowl. In Skinner, B.J.(ed.) 1981 *Use and Misuse of Earth's Surface*. Kaufmann, Los Altos, California, pp. 140–149.
- Lott, N. 1993. *The big one! A review of the March 12–14, 1993 'Storm of the Century'*. National Climatic Data Center Research Customer Service Group Technical Report 93-01 <<ftp://ftp.ncdc.noaa.gov/pub/data/techrpts/tr9301/tr9301.pdf>>
- Lott, N., McCown, S., Graumann, A. and Ross, T. 1999. *Mitch: The deadliest Atlantic hurricane since 1780*. United States National Climatic Data Center <<http://www.ncdc.noaa.gov/oa/reports/mitch/mitch.html#DAMAGE>>
- McCowan, S. 2001. *The Perfect Storm*. US National Climatic Data Center, <<http://www.ncdc.noaa.gov/oa/satellite/satelliteseye/cyclones/pfctstorm91/pfctstorm.html>>
- Middleton, N.J., Goudie, A.S. and Wells, G.L. 1986. The frequency and source areas of dust storms. In Nickling, W.G. (ed.) *Aeolian Geomorphology*. Allen and Unwin, London, pp. 237–260.
- Milne, A. 1986. *Floodshock: The Drowning of Planet Earth*. Sutton, Gloucester.
- Nalivkin, D.V. 1983. *Hurricanes, Storms and Tornadoes*. Balkema, Rotterdam.
- NOAA 2002. NOAA composite satellite image of Hurricane Andrew's path August 22–25, 1992. <<http://www.noaa.gov/images/andrew-comp0822-2592.jpg>> NOAA 2003. Image ID: wea00544, historic NWS collection. <http://www.photolib.noaa.gov/historic/nws/wea00544.htm>
- Orville, R.E. 1993. Cloud-to-ground lightning in the Blizzard of '93. *Geophysical Research Letters* 20: 1367–1370.
- Pearce, F. 1994. Not warming, but cooling. *New Scientist* 9 July: 37–41.
- Rooney, J. F. 1973. The urban snow hazard in the United States: an appraisal of disruption. In McBoyle, G. (ed.) *Climate in Review*. Houghton Mifflin, Boston, pp. 294–307.
- Sanders, F. and Gyakum, J.R. 1980. Synoptic-dynamic climatology of the 'Bomb'. *Monthly Weather Review* 108: 1589–1606.
- Santana, S. 2002. Remembering Andrew. *Weatherwise* 55 July/ August: 14–20.
- Sheets, R.C. 1980. Some aspects of tropical cyclone modification. *Australian Meteorological Magazine* 27: 259–286.
- Simpson, R. (ed.) 2003. *Hurricane! Coping with Disaster*. American Geophysical Union, Washington.
- Simpson, R.H. and Riehl, H. 1981. *The Hurricane and Its Impact*. Louisiana State University Press, Baton Rouge.
- Tegen, I., Lacis, A.A., and Fung, I. 1996. The influence on climate forcing of mineral aerosols from disturbed soils. *Nature* 380:419–422.
- The Disaster Center 1998. *Hurricane Mitch reports*. <<http://www.disastercenter.com/hurricmr.htm>>
- Wemelsfelder, P.J. 1961. On the use of frequency curves of storm floods. *Proceedings of the Seventh Conference on Coastal Engineering*, The Engineering Foundation Council on Wave Research, ASCE, NY, pp. 617–632.
- Western, J.S. and Milne, G. 1979. Some social effects of a natural hazard: Darwin residents and cyclone 'Tracy'. In Heathcote, R.L. and Thom, B.G. (eds) *Natural Hazards in Australia*. Australian Academy of Science, Canberra, pp. 488–502.
- Whipple, A.B.C. 1982. *Storm*. Time-Life Books, Amsterdam.
- Whittow, J. 1980. *Disasters: The Anatomy of Environmental Hazards*. Penguin, Harmondsworth.
- Wiegel, R. L. 1964. *Oceanographical Engineering*. Prentice Hall, Englewood Cliffs, N.J.

فصل چهارم: طوفان‌های محلی

مقدمه

فصل قبلی بیشتر بر تأثیرات بادهای شدید تأکید دارد که به وسیله ویژگی‌های ثانویه گردش عمومی جو ایجاد می‌شدند. این بادهای ناشی از شکل‌گیری سلول‌های کم‌فشاری هستند که نواحی ۱۰۰۰۰۰-۱۰۰۰۰ کیلومتر مربع را تحت پوشش قرار می‌دهند. با وجود اینکه سیکلون‌های حاره‌ای و کم‌فشارهای عرض میانه موجب پدید آمدن بادهای شدید و مقادیر بالایی از بارش در مناطق وسیعی می‌شوند؛ به هیچ وجه آنها تنها منبع پیدایش بادهای شدید یا بارش‌های سنگین نیستند. این مقادیر اغلب با طوفان‌های تندرلی مترداف هستند که در قوی‌ترین حالت حداکثر ۵۰۰ کیلومتر مربع را تحت پوشش قرار می‌دهند و به ندرت بیش از ۲۰۰-۱۰۰ کیلومتر را طی می‌کنند. این طوفان‌ها با تولید بارش شدید و کوتاه مدت منجر به سیلاب‌های ناگهانی می‌شوند. طوفان‌های تندرلی همچنین با پدیده‌های اقلیمی متنوعی از قبیل صاعقه، تگرگ و تورنادوها همراه هستند. این طوفان‌ها موجب تلفات جانی و خرابی‌های زیادی می‌شوند. تورنادوها باعث بادهای پر سرعت و محلی می‌شوند که از نظر شدت خسارت برابر با سیکلون حاره‌ای هستند. این فصل ابتدا به شکل‌گیری و ساختار طوفان‌های تندرلی می‌پردازد، طوفان‌هایی که منجر به صاعقه و تگرگ می‌شوند. مباحث با توصیف تورنادوها و فجایع عظیم همراه آنها ادامه پیدا می‌کند. در نهایت این فصل با مطالب مربوط به هشدارها و واکنش‌ها نسبت به خطر وقوع تورنادوها که باعث کاهش تلفات انسانی در طول قرن بیستم شده است، پایان می‌پذیرد.

طوفان‌های تندرلی، صاعقه - تگرگ

طوفان‌های تندرلی

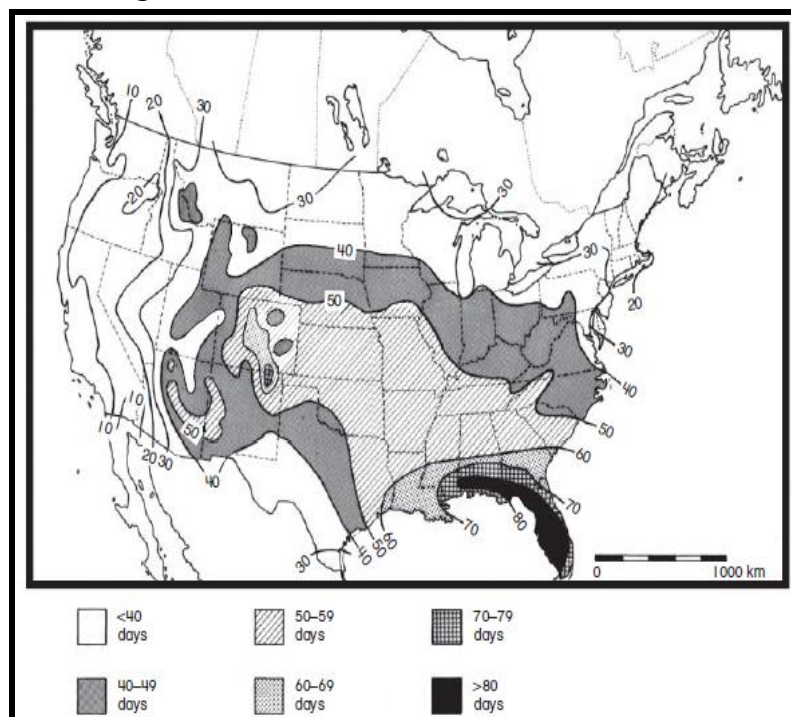
(ویپلی، ۱۹۸۲؛ ایگلمن، ۱۹۸۳)^۱

طوفان‌های تندرلی یک پدیده متداول در سراسر کره زمین هستند. هر ساعت تقریباً ۲۰۰۰-۱۸۰۰ طوفان یا روزانه ۴۴۰۰۰ طوفان تندرلی رخ می‌دهند. در فصول مرطوب مناطق حاره‌ای این طوفان‌ها به طور روزانه اتفاق می‌افتند. با وجود این ممکن است در این مناطق طوفان‌های تندرلی به عنوان نوعی مخاطره در نظر گرفته نشوند چون این طوفان‌ها شدت زیادی ندارند. طوفان‌های تندرلی مناطق ناپایدار محلی را نشان می‌دهند و شدت آنها به فاکتورهایی بستگی دارد که این ناپایداری را تشدید می‌کنند. در مقیاس جهانی، معمولاً ناپایداری به وسیله گرمایش قسمت‌های تحتانی جو به سبب تابش ورودی خورشید رخ

می‌دهد، به خصوص در مناطقی که دو فرایند؛ تبخیر از سطح زمین و تراکم در جو را توأم دارند. در این حالت افت آهنگ بی در رو اشباع (آدیاباتیک مرطوب) غلبه پیدا می‌کند. تحت این شرایط مقادیر زیادی از انرژی گرمایی (۲۴۰۰ ژول در هر گرم آب مایع متراکم شده) در جو رها می‌شود. لذا این فرایند موجب ناپایداری همرفتی می‌شود و این ناپایداری نیز تنها زمانی به پایان می‌رسد که منبع رطوبت تمام شود.

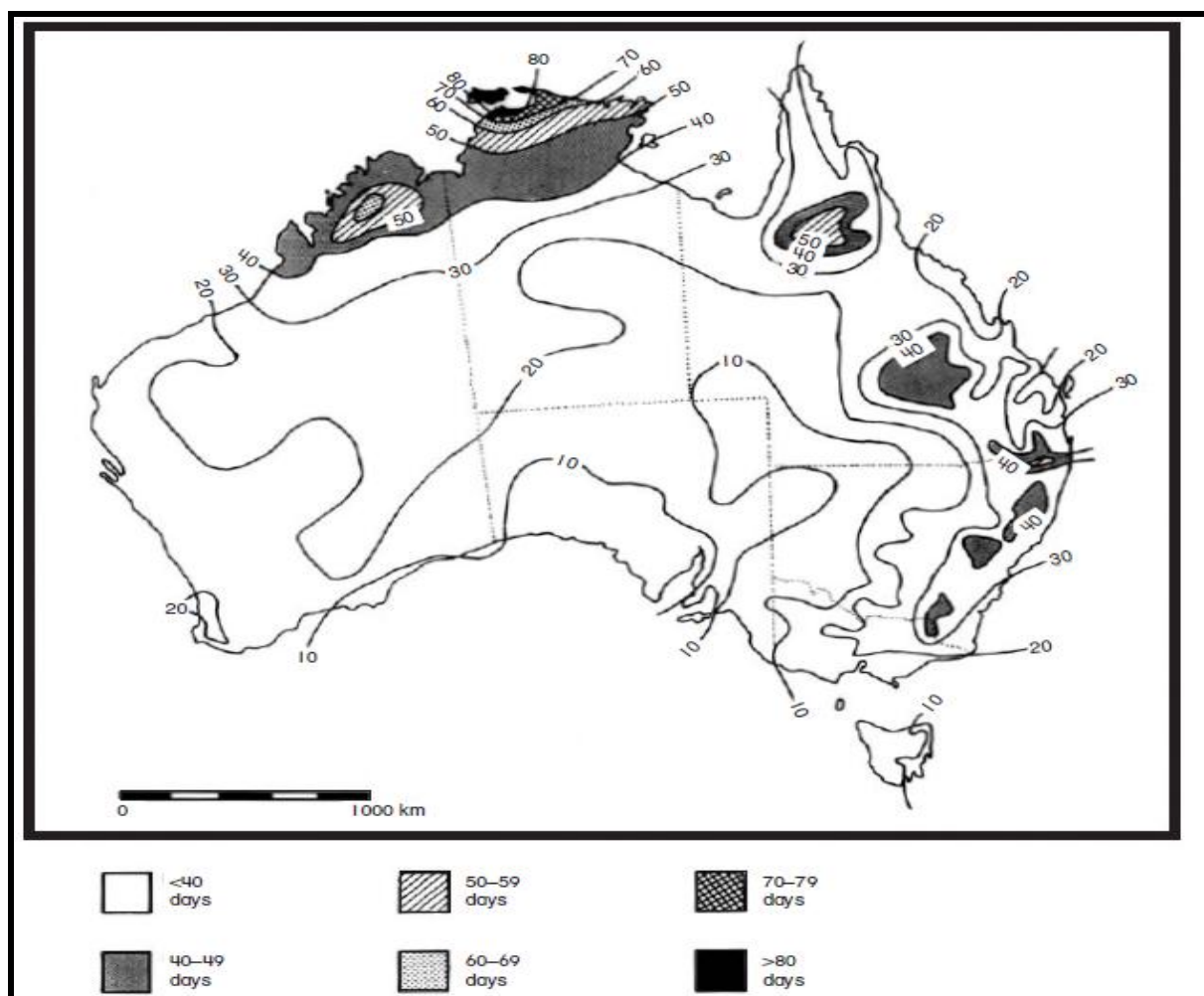
در مقیاس محلی میزان ناپایداری همچنین به توپوگرافی و شرایط جوی مثل همگرایی نیز بستگی دارد. اگر جریان هوا مجبور به عبور از روی یک تپه باشد این حالت ممکن است نیروی محرکه‌ای برای شروع ناپایداری همرفتی باشد. همگرایی توده‌های هوا در اثر عوارض زمینی یا به وسیله آرایش فضایی الگوهای فشار نیز می‌تواند موجب صعود هوا شود. معمولاً ناپایداری‌ها در امتداد جبهه‌های سرد به خصوص در امتداد جبهه قطبی، جایی که این جبهه با فشار وارد هوای مرطوب حاره‌ای می‌شود رخ می‌دهند. چنین ورودیهایی در سراسر مرکز ایالات متحده و در بخش جنوب شرقی استرالیا پدیده‌ای عادی به شمار می‌آیند.

شکل ۴-۱ تمام فرآیندهای فوق را در سراسر ایالات متحده تشریح می‌نماید. بیشترین میزان طوفان‌های تندری - بیشتر از ۶۰ طوفان در هر سال - در فلوریدا رخ می‌دهند که در تابستان تحت تسلط توده‌های هوای حاره‌ای می‌باشد. منطقه کوچکی با فراوانی طوفان‌های تندری زیاد بر روی دشت‌های بزرگ وجود دارد که در تطابق با تأثیر صعود توپوگرافی می‌باشد. از اینجا تا سراسر ساحل شرقی فعالیت طوفان‌های تندری به دلیل تداخل هوای قطبی و حاره‌ای رخ می‌دهند. در قاره استرالیا نیز پراکنش طوفان‌های تندری چنین الگویی را دنبال می‌کنند (شکل ۴-۲). بالاترین میزان طوفان‌های تندری (بیش از ۳۰ طوفان در سال) در مناطق استوایی و در امتداد *دیویید شرقی* رخ می‌دهند، جایی که صعود توپوگرافی وقوع این پدیده را میسر می‌سازد. در ارتباط با گسترش و تقویت طوفان تندری عبور جبهه‌های سرد در استرالیا در مقایسه با ایالات متحده نقش جزئی‌تری را ایفا می‌کند. با اینکه فراوانی طوفان‌ها در استرالیا کمتر از ایالات متحده است ولی طوفان‌های تندری در منطقه استوایی استرالیا در زمره‌ی شدیدترین طوفان‌های جهان قرار دارند. آنها حتی به عنوان پدیده‌های استراتوسفری در نظر گرفته می‌شوند، زیرا میزان همرفت آنها در مواردی برای عبور از تروپوپاوز و تزریق هوا از تروپوسفر به داخل استراتوسفر نیز به حد کافی شدید می‌باشد. این فرآیند در بعضی دوره‌ها بسیار قدرتمند می‌شود به خصوص زمانی که گردش واکر شروع می‌گردد.



شکل ۴-۱- فراوانی سالانه روزهای همراه با رعد و برق در ایالات متحده (از ایگلمن ۱۹۸۳).

طوفان‌های تندری در سراسر جهان موجب جریان الکتریسیته هستند بین سطح زمین با بار منفی و سطح الکتروسفر با بار مثبت زیاد در ارتفاع حدود ۵۰ کیلومتر می‌شوند. طوفان‌های تندری حاره‌ای عامل صعود قسمت اعظمی از این جریان الکتریسیته که به طور متوسط در حدود ۱۰۰۰ آمپر (A) است. این جریان موجب ایجاد بار مثبت در یونسفر می‌شود که مقدار آن نسبت به زمین به ۲۵۰ کیلو وات می‌رسد. بنابراین یک شیب ولتاژ (شیب تغییرات ولتاژ) نسبت به ارتفاع وجود دارد. پیر شیب تر شدن یا تقویت این شیب ولتاژ باعث می‌گردد که فعالیت طوفان‌های تندری افزایش یابند. این فرآیند از طریق افزایش حجم آئروسول‌های جوی از قبیل دود ناشی از آتش‌سوزی بوته زارها، آلودگی و نیروگاه‌های حرارتی هسته‌ای تقویت می‌گردد. این شیب تغییرات ولتاژ همچنین در اثر فعالیت خورشیدی و از طریق تداخل بادهای خورشیدی با میدان مغناطیسی زمین افزایش می‌یابد. در طول فعالیت لکه‌های خورشیدی که میزان بار مثبت الکتروسفر بیشتر می‌شود وقوع طوفان‌های تندری افزایش پیدا می‌کنند. از این رو وقوع طوفان‌های تندری به شدت با چرخه ۱۱ ساله ژئومغناطیسی همراهی دارد.

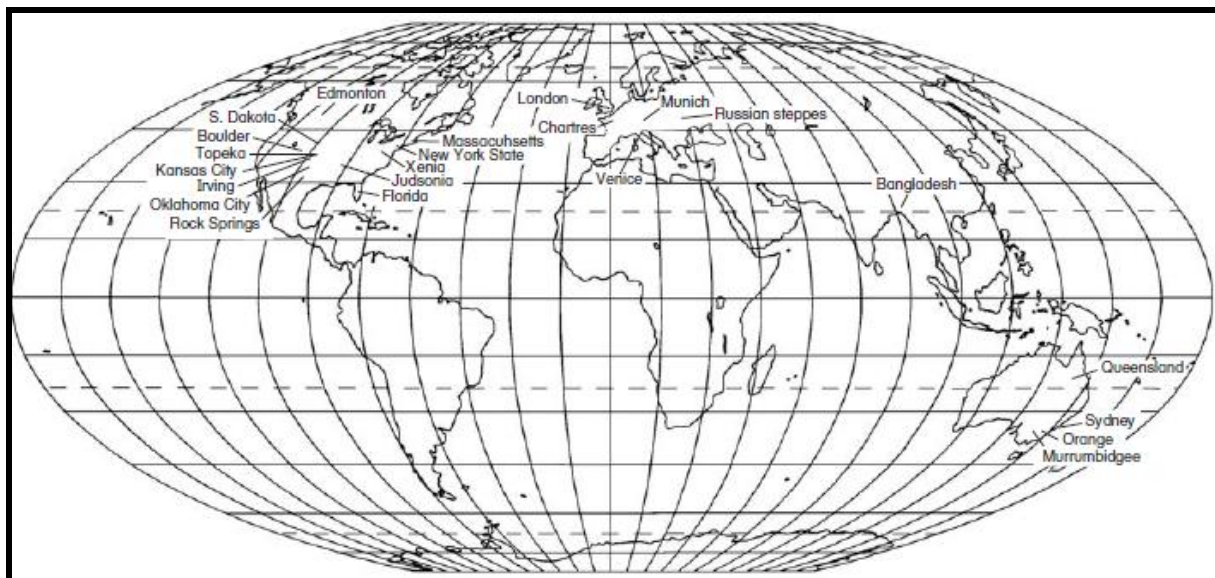


شکل ۴-۲- متوسط سالانه روزهای همراه با رعد و برق در استرالیا (بر اساس الیور، ۱۹۸۶).

چون در ایالات متحده طوفان‌های تندری دقیقاً مرتبط با وقوع تورنادوها هستند، خطر وقوع طوفان‌های تندری را با سنجش میزان ناپایداری جوی به صورت روزانه پیش‌بینی می‌کنند. این سنجش در ۹۳ ایستگاه و با استفاده از اندازه‌گیری دمای هوا در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال محاسبه می‌شود، با مقایسه مقادیر به‌دست آمده با مقادیر نظری مشخص می‌گردد که آیا با وضعیت دمایی و رطوبتی موجود، هوا مجبور به صعود می‌شود یا خیر. حداقل ۴ درجه سانتی‌گراد تفاوت دمایی باعث پیدایش یک تورنادو می‌شود. بزرگ‌ترین رخداد تورنادو در ایالات متحده (زمانی که ۱۴۸ تورنادو در ۱۱ ایستگاه در ۳-۴ آوریل سال ۱۹۷۴

به ثبت رسیدند) به سبب تفاوت ۶ درجه سانتی‌گرادی دما در دره می‌سی‌سی‌پی به وجود آمد. حرکت طوفان‌های تندی قابل پیش‌بینی هستند. بیشتر تورنادوها در راستای باد و یا در سمت راست باد متوسط حرکت می‌کنند. اثرات طوفان تندی اساساً به قدرت چرخش سیکلونی آن وابسته است. در نواحی شمال مرکز ایالات متحده سلول طوفان‌های تندی تمایل دارد به خاطر تأثیرات توپوگرافی از مکان‌های معینی سرچشمه بگیرند. طوفان‌های تندی مثل تورنادوها گرایش به پیروی از توپوگرافی پست و فرو رفته دارند. جزیره گرمایی شهر با آغاز حرکات صعودی می‌تواند منجر به توسعه هر طوفان تندی شود که در منطقه وجود دارد. برای مثال این پدیده در شهرهای کانزاس ایالات متحده و لندن انگلیس مشاهده شده است (برای یافتن مکان اسامی ذکر شده در این فصل به شکل ۴-۳ نگاه کنید). طوفان‌های تندی همچنین به سبب دمای گرم‌تر و افزایش ناهموازی‌های سطحی در مناطق شهری تقویت می‌شوند. به عنوان مثال مقدار بارش ناشی از طوفان‌های تندی در سیدنی استرالیا با افزایش درصد پوشش زمین با ساختمان‌ها و سازه‌های سخت افزایش می‌یابد. بیشترین مقدار بارش در بخش تجارتي مرکز سیدنی فرود می‌آید، جای تلاطم هوا بر روی شبکه‌ای از آسمان خراش‌ها و خیابان‌ها افزایش می‌یابد.

طوفان‌های تندی و پدیده‌های همراه به آنها منجر به خسارت‌های هنگفتی می‌شوند. در ۲۱ ژانویه سال ۱۹۹۱ یک طوفان تندی در سیدنی همراه با وزش بادی با سرعت ۲۳۰ کیلومتر در ساعت، بارش تگرگ‌های ۷ سانتی متری و باران با شدت ۲۰۵ میلی‌متر در ساعت حومه شهر را درنوردید. این طوفان در طی ۲۰ دقیقه ۵۰۰۰۰ اصله درخت بالغ را ریشه کن کرد، لوله‌های اصلی انتقال گاز و آب را از بین برد و ۱۴۰ کیلومتر از خطوط انتقال برق را در یک ناحیه ۱۰۰ کیلومتری به زمین انداخت. بیش از ۷۰۰۰۰ خانه بر اثر وزش باد یا افتادن درختان بر روی آنها به کلی خسارت دیدند. این طوفان ۵۶۰ میلیون دلار استرالیا خسارت به بار آورد. برای پاک‌سازی شهر ۴۰۰۰ پرسنل خدمات عمومی و نیروهای امدادی شرکت کردند.



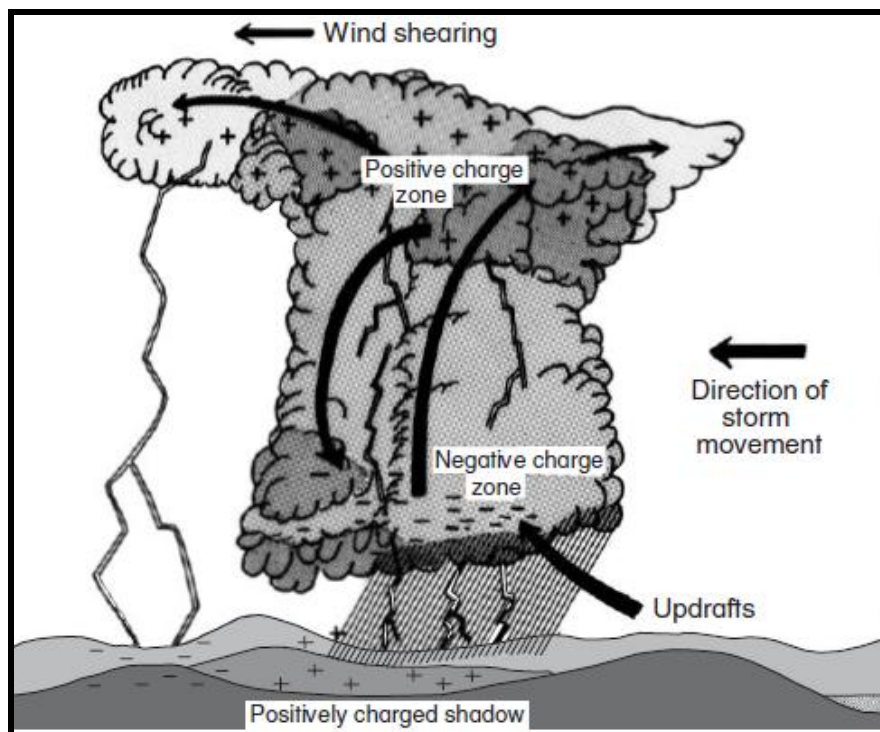
شکل ۴-۳- نقشه مکانی.

صاعقه

(کمیته مطالعه ژئوفیزیک، ۱۹۸۷؛ بلک و هالیت، ۱۹۹۸؛ آناگنوستو و همکاران، ۲۰۰۲)^۱

تندر زمانی رخ می‌دهد که صاعقه یا آذرخش در مدت کوتاهی دمای هوا را ۳۰۰۰۰ درجه کلونین یا ۵ برابر دمای سطح خورشید گرم می‌کند. در نتیجه این فرایند عرض کانال رسانایی در کسری کمتر از چندین میلیونم ثانیه از چندین میلی‌متر به

چندین سانتی متر افزایش پیدا می‌کند. این افزایش باعث تولید موج تکانه‌ای و صدا می‌شود. تشکیل یون‌های باردار در ابرهای تندری سبب صاعقه می‌گردد (شکل ۴-۴). این فرآیند به عنوان تفکیک باری یا قطبی شدن (پولاریزاسیون) شناخته و به وسیله‌ی بالا روی و وجود یخ یا گراپل تقویت می‌شود. گراپل از یخ متراکم شده یا تگرگ دارای روکش از آب فوق سرد تشکیل می‌شود. انجماد و انبساط باعث متلاشی شدن لایه خارجی گراپل به قطعات کوچکی می‌شود که با سرعت ۵۰ کیلومتر در ثانیه به سمت بالا می‌روند. متلاشی شدن تگرگ در دمای بین ۳- و ۱۰- درجه سانتی‌گراد رخ می‌دهد. این ذرات متلاشی شده تمایل دارند که بار مثبت ذرات بزرگ گراپل را با خود به بیرون حمل نمایند و بار منفی را باقی بگذارند. از این رو بارهای مثبت به بالای ابر می‌روند و بار منفی در پایین ابر باقی می‌ماند. بارهای مثبت همچنین در منطقه سایه زیر ابرهای تندری بر روی زمین نیز تشکیل می‌شوند. این مورد آخر که تشکیل بار مثبت مستلزم کاهش بار منفی نیز می‌باشد را به عنوان دلیل افزایش خودکشی، قتل و تصادفات جاده‌ای قبل از وقوع طوفان‌های تندری فرض می‌نمایند. این پراکنش یا توزیع بار موجب یک شیب تغییرات الکتریکی هم در داخل ابر و هم بین پایه‌ی ابر و زمین می‌شود. اگر گرادیان به آستانه بحرانی برسد، مقدار آن به وسیله‌ی ایجاد جرقه بین منطقه دارای بار منفی و دو منطقه دارای بار مثبت کاهش می‌یابد. مقدار انرژی تخلیه شده در رخداد یک صاعقه که به شدت هم متغیر است در مقایسه با مقدار انرژی آزاد شده در هوا در طی طوفان‌های تندری بسیار ناچیز است. به عنوان نمونه در حجم یکسانی از هوا چگالی انرژی موجود در بارهای الکتریسیته ۱۰۰ میلیون بار کوچک‌تر از انرژی است که به وسیله‌ی همرفت یا گرمای نهان ناشی از تراکم به وجود می‌آید. با وجود این مقدار کلی انرژی یک صاعقه، چون این پدیده در چنین کانال کوچکی چگالش پیدا می‌کند، به 9×10^8 ژول می‌رسد. تحت شرایط برشی شدید باد، ممکن است منطقه‌ی دارای بار مثبت در بالای اتمسفر بسیار سریع‌تر از بخش مرکزی با بار منفی در جهت باد حرکت نمایند. تحت این شرایط اگر در سطح زمین بار منفی شکل بگیرد، تخلیه از بالای جو به سطح زمین صورت می‌گیرد و میزان انرژی آن ده برابر بیشتر از یک آذرخش معمولی می‌گردد. اغلب عدم توازن بار الکتریکی یک نیروی کششی به رطوبت ابر اضافه می‌کند. بارهای متضاد منجر به نگهداری رطوبت در ابر می‌شوند. ممکن است جرقه صاعقه این نگهداری رطوبت در ابر را ضعیف کند و به همین دلیل اغلب آذرخش‌ها منجر به افزایش بارش‌های محلی می‌شوند.



شکل ۴-۴- نمایش شماتیک از جدایی قطرات بار دار آب به وسیله‌ی فرآیندها در ابر تندری و صعود آنها که منجر به رعد و برق می‌شود.

جرقه زدن ابتدا از پایه ابر و در محیط بار منفی آغاز می‌شود و در مرحله بعد به طور ناگهانی و با سرعت ۵۰۰ کیلومتر در ثانیه به سمت بالای ابر یا به سمت زمین زبانه می‌کشد. گاهی یک کانال رسانایی (با عرض حداکثر چند میلی متر ولی با طول بیش از ۱۰۰ کیلومتر) برقرار می‌شود، در امتداد این کانال جریانی با سرعت ۱۰۰۰۰۰ کیلومتر در ثانیه ایجاد می‌گردد. جریان‌ها در کانال می‌توانند به ۳۰۰۰۰۰ آمپر برسند و ولتاژی با پتانسیل صد میلیون ولت بین زمین و ابر برقرار نمایند. روی هم رفته زمانی که یک کانال به وجود می‌آید به قدری تداوم می‌یابد که برای حمل سه پالس مجزا از آذرخش بین مناطق یونیزه مثبت و منفی کافی باشد. عموماً به طور میانگین در هر ثانیه ۳۰۰-۱۰۰ جرقه در کره زمین رخ می‌دهد که بیانگر یک جریان برق پیوسته حدوداً ۴۰۰۰ میلیون کیلوواتی در مدار الکتروسیسته جهان است. به طور متوسط در ایالات متحده بیشترین تعداد آذرخش ابر به زمین سالانه (برای مساحت‌های بیش از ۱۰ کیلومتر مربع) در فلوریدا اتفاق می‌افتد؛ هرچند بیشترین میزان تخلیه روزانه در ژوئن ۱۹۸۴ اتفاق افتاد که در آن ۵۰۸۳۶ آذرخش عمدتاً در نزدیکی ایالت نیویورک به ثبت رسید. طوفان قرن در ۱۵-۱۲ مارس سال ۱۹۹۳ که در فصل قبلی به آن اشاره کردیم در سراسر خط ساحلی اطلس موجب وقوع ۵۹۰۰۰ صاعقه با حداکثر ۵۱۰۰ صاعقه در ساعت شد. در خاتمه باید اشاره شود که افزایش فراوانی وقوع صاعقه‌ها به افزایش دما و آلاینده‌ها بستگی دارد. مناطق شهری با جزایر گرمایی بزرگ، گرد و غبار زیاد و افزایش آلودگی موجب افزایش ابر و صاعقه می‌شوند. این موضوع نشان می‌دهد که مناطق در معرض افزایش گرمایش جهانی در طی طوفان‌های تندرستی مستعد وقوع صاعقه‌های بیشتری هستند. صاعقه‌ها همچنین به دلیل افزایش امواج اشعه‌های گاما و ایکس باعث پارازیت فرکانس‌های بالای رادیویی می‌شوند. پارازیت یا نویز رادیویی را می‌توان به وسیله‌ی ماهواره‌ها رصد و با دقت بالایی مکان‌یابی نمود. به منظور مکان‌یابی و اندازه‌گیری جهت، قطبی شدن، شدت و الگوی تخلیه صاعقه یک شبکه از جهت‌یاب‌های اتوماتیک در باند عریض VHF و دریافت کننده‌های مغناطیسی در سراسر آمریکای شمالی و سایر ایالت‌ها نصب شده است. در ایالات متحده ۱۰۰ ایستگاه در شبکه ملی شناسایی صاعقه، زمان دقیق و جهت امواج انرژی الکترومغناطیسی تولید شده به وسیله‌ی صاعقه را رصد می‌کنند. مکان وقوع صاعقه را نیز می‌توان از طریق اندازه‌گیری تفاوت زمانی ورود امواج الکترومغناطیس بین دو سنسور مشخص نمود. روش دوم تشخیص پارازیت رادیویی ایجاد شده به وسیله صاعقه، استفاده طیف با فرکانس پایین (VLF) ۱۶-۷ کیلو هرتز می‌باشد. در اروپا یک شبکه از شش دریافت کننده با فرکانس پایین به همراه سیستم‌های موقعیت یاب جهانی و الگوریتم‌های پردازش سیگنال برای مکان‌یابی آذرخش‌ها در سطح کره زمین استفاده می‌شوند. این شبکه در طی طوفان‌های شدید که به سیلاب‌های ناگهانی منجر می‌شوند می‌تواند وقوع صاعقه را به سرعت پیش‌بینی نماید. این عمل را می‌توان با استفاده از سنسور تصویر برداری صاعقه^۱ (LIS) نصب در ماهواره با مأموریت اندازه‌گیری بارش مناطق استوایی^۲ نیز انجام داد.

صاعقه مخاطره‌ای محلی و تکراری است. چون در هنگام تخلیه، صاعقه با اشیاء دارای بهترین رسانایی بر روی زمین ارتباط برقرار می‌سازد، اشیاء بلند از قبیل برج‌های رادیویی و تلویزیونی به طور پیوسته در معرض اصابت صاعقه‌ها قرار می‌گیرند. وقتی صاعقه به یک ساختمان یا خانه اصابت می‌کند همچون اصابت صاعقه به خود زمین احتمال آتش‌سوزی وجود دارد. به هر حال این تأثیر با اینکه قابل توجه است، شدید نیست. در ایالات متحده صاعقه‌ها سالانه ۲۵ میلیون دلار خسارت به بار می‌آورند. شرکت‌های بیمه این مقدار را یک ریسک پایین به حساب می‌آورند. با وجود این چون می‌توان خسارت صاعقه‌ها را با استفاده مناسب از میله‌های برق گیر متصل به زمین، کاملاً از بین برد شرکت‌های بیمه در آمریکای شمالی ساختمان‌های فاقد این میله‌های برق گیر را یا بیمه نمی‌کنند و یا برای بیمه کردن ساختمان‌های محافظت نشده مبالغ خیلی بیشتری دریافت می‌کنند. صاعقه‌ها علاوه بر شروع آتش‌سوزی در جنگل‌ها، برای درختان و پوشش گیاهی نیز یک خطر جدی تلقی می‌شوند. در

1- Lightning Imaging Sensor (LIS)

2- Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM)

آمریکای شمالی، رخدادهای صاعقه‌ها در برخی نواحی می‌تواند منجر به نابودی ۱-۰/۷ درصد درختان شود و تقریباً ۷۰ درصد درختان در اثر وقوع صاعقه‌ها آسیب می‌بینند. یکی از تأثیرات خیلی شایع و فراگیر صاعقه‌ها خشک‌کنندگی است. وقوع یک صاعقه جداگانه می‌تواند بر روی یک منطقه ۱۰ - ۰/۱ هکتاری تأثیر بگذارد و موجب آسیب‌های فیزیولوژیکی به گیاهان و پژمردن تدریجی محصولات و کاهش مقاومت درختان شود. البته صاعقه‌ها می‌توانند برای گیاهان مفید هم باشند. به این صورت که در هنگام صاعقه اکسیژن و نیتروژن با هم ترکیب می‌شوند و با حل شدن در آب باران کود نیتروژن را ایجاد می‌کنند.

در حقیقت بزرگ‌ترین خطر صاعقه و لناژهای بالای آن است که سبب مرگ انسان‌ها می‌شوند. صاعقه از طریق روزه‌های بدن انسان وارد می‌شود و از طریق شریان‌های خون و مایع نخاعی مغز جریان می‌یابد. این جریان در مغز تجمع می‌یابد و سپس در امتداد پوست تخلیه می‌شود و این عمل باعث افت شدید بار الکتریسیته داخل بدن می‌شود. این فرایند منجر به ناتوانی و ناکارآمدی سیستم‌های قلبی و تنفسی مرتبط با ساقه مغز می‌شود. قربانیان صاعقه در اثر خفگی جانشان را از دست می‌دهند زیرا تنفسشان قطع می‌شود. علیرغم افزایش جمعیت این میزان در طی زمان کاهش یافته است. کاهش مرگ و میرها در عین حال افزایش شهرنشینی را نشان می‌دهد، در شهرها انسان‌ها به سبب ساختمان‌های بلند، ارتقای دانش سلامت و فراهم بودن خدمات پزشکی محافظت بیشتری می‌شوند. علیرغم این برداشت غلط که صرفاً ایستادن در زیر درختان در طول یک طوفان صاعقه مساوی است با کشته شدن آمارها نشان می‌دهد که تعداد افرادی کشته شده در اثر صاعقه در درون خانه‌ها یا انبارها برابر با تعداد کسانی است که در بیرون و زیر درختان جانشان را از دست داده‌اند. در عین حال آمارها این حقیقت را نیز بازگو می‌کنند که اکثر مردم از خطر ایستادن در زیر درختان در طول یک طوفان آگاهی دارند ولی در مورد دیگر فعالیت‌های مخاطره‌آمیز اطلاعی ندارند. در استرالیا شرکت تلفن‌سازی تل کام در سال ۱۹۸۳ یک مبارزه جدی علیه استفاده از تلفن همراه در طول طوفان‌های تندرلی به راه انداخت. دیگر رفتارهای مخاطره‌آمیز در طول طوفان‌های تندرلی شامل ایستادن در کنار سیم‌های الکتریکی یا لوله‌های فلزی داخل خانه (از جمله لوله‌های توالت)، ایستادن در حاشیه جنگل‌ها، نزدیک کوهستان‌ها یا سواحل می‌باشند. در رابطه مورد آخری که ذکر شد؛ ممکن است در یک محیط چند کیلومتری، فرد اولین شی بلند موجود برای تخلیه صاعقه باشد.

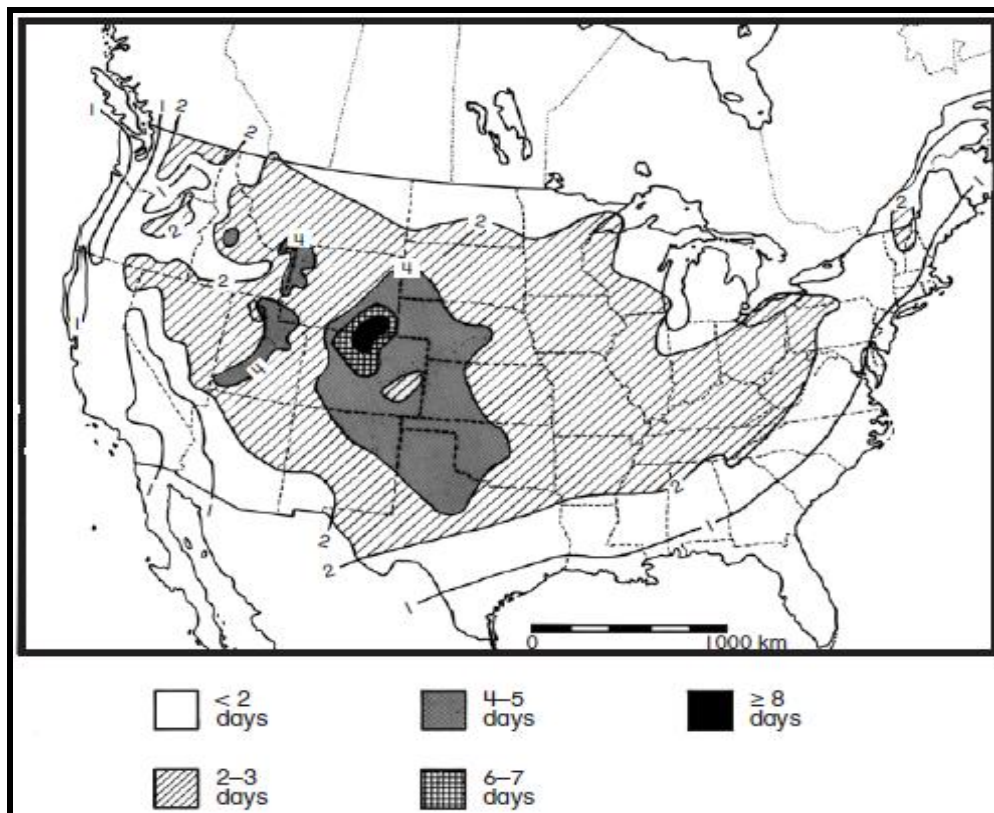
تگرگ

(ایگلمن، ۱۹۸۳؛ یو و همکاران، ۱۹۹۹)^۱

تشکیل تگرگ به قدرت بالاروی یا صعود هوا بستگی دارد این پدیده نیز به نوبه‌ی خود به حجم گرمایش سطحی بستگی دارد. احتمال بارش تگرگ با گرمایش سطحی بیشتر و خنکی هوای بالایی افزایش می‌یابد. گرمایش سطح زمین باعث بالا رفتن هوا می‌شود ولی سرما موجب شکل‌گیری تگرگ می‌گردد. تقریباً تمام طوفان‌های تگرگ در امتداد جبهه سرد و به سبب همراهی جت باد شکل می‌گیرند. جت باد مکانیسم لازم برای صعود را ایجاد می‌نماید. تغییرات برشی باد که بیانگر تغییر شدید سرعت باد در فاصله ارتفاعی کوتاهی است نیز شکل‌گیری تگرگ را تسهیل می‌بخشد. میزان صعود در داخل یک طوفان تندرلی به ارتفاع رشد طوفان بستگی دارد. در اقلیم‌های سردتر این ارتفاع کمتر از عرض‌های معتدل یا عرض‌های جنب حاره‌ای است.

مناطق بارش تگرگ منطبق بر نواحی دارای طوفان‌های تندرلی شدید یا تورنادوهای قدرتمند نیستند. شکل ۴-۵ فراوانی سالانه وقوع طوفان‌های تگرگ در ایالات متحده را تشریح می‌نماید. مناطق با بیشترین رخداد طوفان‌های تگرگ در این نقشه با نواحی نشان داده شده در شکل ۴-۱ که دارای حداکثر فعالیت طوفان‌های تندرلی هستند مطابقت خوبی ندارند. مرکز دشت‌های بزرگ که در زیر منطقه مهاجرت فصلی جت باد قرار دارد، پر وقوع‌ترین منطقه از نظر طوفان‌های تگرگ است. بیشتر طوفان‌های تگرگ در ایالات متحده در اواخر بهار و اوائل تابستان رخ می‌دهند، در زمانی که جت باد به سمت شمال حرکت می‌کند. همین

گرایش فصلی نیز در استرالیا رخ می‌دهد. اندازه تگرگ تابع مستقیمی از شدت و اندازه طوفان تندری است. فیزیک عمومی نشان می‌دهد که یک دانه تگرگ با قطر ۲-۳ سانتی‌متر به سرعت صعودی با بیش از ۹۶ کیلومتر در ساعت نیازمند است تا بتواند آن را به صورت معلق در هوا نگه دارد. یک دانه تگرگ ۸ سانتی‌متری به بادی با سرعتی فراتر از ۲۰۰ کیلومتر در ساعت و دانه‌های تگرگ بزرگ‌تر (بزرگ‌تر از ۱۳ سانتی‌متر) به بادهایی با سرعت بیشتر از ۳۷۵ کیلومتر در ساعت نیاز دارند. اگر گراپل موجود باشد اندازه دانه‌های تگرگ خیلی سریع‌تر بزرگ می‌شود چون آنها بر روی هم منجمد می‌شوند (شکل a ۴-۶). وجود چندین لایه در داخل دانه‌های تگرگ نشان‌گر صعودهای مکرر دانه‌های تگرگ در داخل طوفان تندری می‌باشد (شکل b ۴-۶).



شکل ۴-۵- فراوانی سالانه طوفان‌های تگرگ در ایالات متحده (از ایگلن، ۱۹۸۳).

تجمع یخ بر روی دانه تگرگ در زمانی که در حال بالاروی است کاهش می‌یابد زیرا در این حالت اغلب از داخل هواهای سردی که بسیار پایین‌تر از نقطه انجماد هستند عبور می‌کند. یخ حاصل از این فرآیند را می‌توان از ظاهر شیری ماندنش تشخیص داد. وقتی دانه تگرگ دوباره پایین می‌آید آب سریعاً بر روی سطح آن یخ می‌بندد و یک لایه مشخص دیگر شکل می‌دهد.

چون بارش تگرگ خسارت هنگفتی به محصولات وارد می‌کند، تحقیقات اصولی زیادی در ارتباط با جلوگیری از بارش تگرگ در مناطق کاشت گندم و ذرت انجام گرفته است. آب فوق سرد (آبی که دمای آن زیر نقطه انجماد است ولی هنوز به صورت مایع است) به شدت منجر به شکل‌گیری تگرگ می‌شود. تلاش‌های زیادی صورت گرفته است تا قبل از اینکه دانه‌های بزرگ تگرگ شکل بگیرند این آب را به صورت باران از اتمسفر خارج سازند.

این فرآیند با بارورسازی ابرهای حاوی آب فوق سرد با هسته‌های یخ‌دور نقره انجام می‌شود و بر این فرض استوار است که هر چه هسته‌های تراکم در ابر بیشتر باشند، رقابت برای بدست آوردن آب بیشتر می‌گردد و در نهایت دانه‌های تگرگ ریزتر شکل می‌گیرد. در ایالات متحده بارورسازی ابرها با استفاده از هواپیماها انجام می‌گیرد و لیکن در روسیه و ایتالیا این عمل با استفاده از موشک‌های حاوی یخ‌دور نقره انجام می‌شود. در شوروی سابق بارورسازی ابرها با یک ضریب ۳-۵ و با بهای ۲-۳ درصد از

مقدار کلی محصولات کشاورزی خسارت ناشی از بارش تگرگ را در مناطق محافظت شده کاهش می‌دادند. در آفریقای جنوبی خسارت وارده به محصولات کشاورزی با استفاده از بارورسازی ابرها تا سقف ۲۰ درصد کاهش یافت. در ایالات متحده برنامه‌های جلوگیری از بارش تگرگ در پایان دهه ۱۹۷۰ به علت مشاجرات سیاسی متوقف شدند. دلیل اصلی این جدل بر سر نتایج بینابینی ناشی از بارورسازی ابرها بود، در مواردی آزمایش‌های بارورسازی موجب افزایش مقدار تگرگ به ویژه در زمان بلوغ طوفان تندری یا مرحله ابر سلولی شده بود. با وجود این داده‌های جمع‌آوری شده در طول یک دوره سه ساله نشان می‌دهند که خسارت وارده به محصولات تا سقف ۴۸ درصد در غرب **تگزاس** و تا ۲۰ درصد در **داکوتای جنوبی** کاهش یافته‌اند.



شکل ۴-۶- الف) دانه‌های بزرگ تگرگ که از به هم چسبیدن سریع ذرات گراپل تولید شده‌اند (عکس از اریک بیچ، ۲۸ آوریل ۲۰۰۲)

عکس: <http://www-erh-noaa-gov/er/lwx/publicpix/index-htm>



شکل ۴-۶- ب) تگرگ لایه لایه‌ای که حاصل حداقل پنج بار عبور از مرز ذوب و انجماد است (منبع

عکس: <http://www-crh-noaa-gov/mkx/slideshow/tstm/images/slide22-jpg>

در استرالیا برنامه‌های عمده جلوگیری از بارش تگرگ از مرحله آزمایش فراتر نرفتند و پیشرفت چندانی نداشته‌اند. همچنین

در این ارتباط سؤالاتی راجع به مقرون به صرفه بودن این طرح یا برداشت خیلی کم محصول از مناطق بزرگ وجود دارد. به هر حال در مناطق قابل آبیاری **گریفیس** و **مورامبیجی**^۱ هزینه‌ی جلوگیری از تگرگ یقیناً کمتر از میزان خسارت‌های محتمل می‌باشد. در واقع تا به حال هدف از بارورسازی ابرها در استرالیا جلوگیری از بارش تگرگ نبوده است بلکه هدف این برنامه‌ها افزایش بارش باران به منظور کاهش خشک‌سالی در **نیوساوت‌ولز** و جلوگیری از آتش سوزی بوته زارهای واقع در ویکتوریا بوده است.

بارش تگرگ می‌تواند باعث تلفات جانی شود. رخداد دو حادثه بارش تگرگ در دهه ۱۹۶۰ موجب مرگ بیش از ۳۰۰ نفر در بنگلادش شد که نسبت به هر مکان دیگری در جهان با طوفان‌های تگرگ بیشتر و شدیدتری روبرو است. به هر حال هیچ چیز مانع فراموشی حادثه‌ای نمی‌شود که ارتش ادوارد سوم را در سال ۱۳۵۹ میلادی در نزدیکی **شارت**^۲ در فرانسه نابود کرد. ظرف چند دقیقه تگرگ‌هایی به اندازه تخم غاز ۱۰۰۰ نفر و ۶۰۰۰ رأس اسب را از پای درآوردند و این حادثه به نبرد وی برای تصرف فرانسه در سال‌های اولیه **جنگ‌های صد ساله** خاتمه بخشید. تگرگ نیز یک عامل کشنده و ویرانگر برای حیوانات، محصولات کشاورزی، ساختمان‌ها و ماشین‌ها است. هر ساله حدود ۲ درصد از محصولات کشاورزی ایالات متحده به سبب تگرگ خسارت می‌بینند. در دشت‌های بزرگ ایالات متحده در برخی سال‌ها خسارت ناشی از تگرگ برابر با ۲۰ درصد کل ارزش محصولات کشاورزی هستند. در سال ۱۹۸۵ در استرالیا ۲۰ درصد از محصول سیب به وسیله‌ی یک طوفان تگرگ در نزدیکی **اورنج** در نیوساوت‌ولز نیست و نابود شدند. به دنبال خشک‌سالی ۱۹۸۳-۱۹۸۲ برخی از مزارع گندم در شرق استرالیا به سبب بارش تگرگ متحمل خسارات هنگفت تا نابودی کامل محصول شدند. خسارات وارد به اموال نسبت به خسارت‌های وارده به محصولات کشاورزی کمتر قابل توجه‌اند. با وجود این طوفان‌های تگرگ دلیل اصلی شکستن پنجره ساختمان‌ها و خسارت به اتومبیل‌ها هستند. بزرگ‌ترین خسارت بیمه‌ای پرداخت شده که شرکت بین‌المللی بیمه مونیخ متقبل آن گردید، به دنبال وقوع طوفان تگرگ در ۱۲ جولای سال ۱۹۸۴ اتفاق افتاد. این طوفان شهر مونیخ را واقع در آلمان غربی در نوردید. این شرکت به خاطر خسارت وارده به اتومبیل‌ها ۵۰۰ میلیون دلار آمریکا غرامت پرداخت نمود.

شهر سیدنی واقع در استرالیا از بد اقبالی به عنوان مرکز تگرگ دنیا شناخته شده است. کارگزاران بیمه در استرالیا طوفان‌های تگرگ را به خاطر خساراتی که به پنجره‌ها وارد می‌کنند «**پیک نیک شیشه بران**» می‌نامند. در این منطقه همچنین خطر افزایش خسارات مالی نیز وجود دارد زیرا به طور سنتی خانه‌ها با سفال‌های رسی مسقف می‌شوند و بارش تگرگ می‌تواند این سفال‌ها را بشکند. از همه بدتر ساختمان‌های عمومی ارزانی می‌باشند که از ورقه‌های فیبری و سیمانی به عنوان نمای خارجی ساختمان استفاده می‌کنند. بین دهه‌های ۱۹۸۰ و ۱۹۹۰ در منطقه کلان شهر سیدنی سه یا چهار مورد از طوفان‌های محلی هر کدام منجر به خسارت ۶۰-۴۰ میلیون دلاری (دلار استرالیا) به شرکت‌های بیمه شدند. این مقدار خسارات تا زمانی که دو حادثه ویرانگر در دهه ۱۹۹۰ اتفاق افتادند به عنوان وضعیت متوسط پذیرفته شده بودند. اولین حادثه در ۱۸ مارس سال ۱۹۹۰ اتفاق افتاد و منجر به بارش تگرگ‌هایی با قطر ۹ سانتی‌متر شد. در این حادثه دانه‌های تگرگ پنجره‌ها، سفال‌های سقفی و نماهای فیبری ساختمان‌ها را در هم شکستند. هزینه این خسارت‌ها با احتساب خانه‌هایی که به طور کامل ویران شده بودند به ۵۰۰ میلیون دلار استرالیا رسید. این حادثه از لحاظ اهمیت در مقایسه با خسارات ایجاد شده در طول طوفان بزرگ تگرگ ۱۴ آوریل سال ۱۹۹۹ جزئی به نظر می‌رسد.

درست بعد از اینکه شبفت رصد کنندگان اداره هواشناسی تغییر کرد و ایستگاه تلویزیونی نیز هوا را تا هفته آینده صاف و آفتابی پیش‌بینی کرد، طوفان حدوداً ساعت ۷:۲۰ دقیقه عصر به حومه شهر سیدنی رسید. پیش‌بینی‌ها عجیب و غریب بودند

چون اداره هواشناسی چند ساعت قبل از این حادثه گزارش‌های تلفنی هواشناسان غیر دولتی (آزاد) که حاکی از وجود طوفان در فاصله ۲۰۰ کیلومتری جنوب شهر را چند ساعت قبل رد کرده بود. در مسافتی به اندازه یک کیلومتر، بین بوته‌زارهای بکر حاشیه جزیره گرمایی شهر و اولین ردیف خانه‌ها در جنوب سیدنی طوفان خشم خود را نشان داد. عدم اعلام هشدار باعث شد ۳۰ فروند هواپیما در فرودگاه بین‌المللی سیدنی تا سقف ۱۰۰ میلیون دلار استرالیا خسارت ببینند. دانه‌های تگرگ ۹ سانتی متری با سرعت ۲۰۰ کیلومتر در ساعت سقف ماشین‌ها و خانه‌ها را سوراخ کردند. اندازه دانه‌های تگرگ در سیدنی به دو برابر اندازه دانه‌های تگرگ در حوادث ژانویه سال ۱۹۴۷ و مارس سال ۱۹۹۰ رسیدند. این طوفان تگرگ آنقدر شدید بود که دسته‌های مرغ دریایی، قره‌قاز و خفاش‌های میوه‌خوار که در مناطق باز ایستاده بودند، کشته شدند. به دلیل ورود آب از سقف‌های سوراخ شده به داخل خانه‌ها و خانه‌های غیر قابل سکونت تا پایان عصر همان روز ۲۵۰۰ کیلومتر مربع از شهر سیدنی منطقه فاجعه زده اعلام شد. در منطقه تگرگ زده ۳۴ درصد از پنجره خانه‌ها و ۶۲ درصد سفال‌های سقفی شکسته شدند و در عین حال ۵۳ درصد از اتومبیل‌ها خسارت دیدند. آمارهای مربوط به خسارات این طوفان خیلی زیاد بودند: ۵۰۰۰۰۰ تن تگرگ فرود آمد، ۲۰۴۱۵ خانه و ۶۰۰۰۰ اتومبیل خسارت دیدند، ۲۵۰۰۰ تلفن برای امداد رسانی زده شد، ۱۷۰۰۰۰ متر مربع چادر برزنتی روی سقف خانه‌ها کشیده شد، ۵۰۰۰ متر آردواز و ۱۱۰۰۰۰۰۰ قطعه سفال آجری عوض شدند و ۳۲۰۰۰ بیمه‌نامه خانه و ۳۰۰۰ بیمه‌نامه تجارتي خواستار مطالبه خسارات وارده شدند. این یک فاجعه طبیعی پر هزینه در تاریخ استرالیا بود و منجر به یک خسارت هنگفت برای موارد بیمه شده و بیمه نشده گردید (۱۰۵ میلیارد دلار و اگر خسارت‌های وارد به موارد بیمه نشده را محاسبه کنیم ۳ میلیارد دلار استرالیا). خسارات این حادثه از خسارات زلزله نیوکاسل در سال ۱۹۸۹ و خسارات سیکلون تریسی در سال ۱۹۷۴ در داروین فراتر رفت. علی‌رغم این خسارت هنگفت این طوفان حتی در ردیف ۴۰ حادثه طبیعی پر هزینه جهان از سال ۱۹۷۰ قرار نگرفت. این حادثه از نظر خسارت در رده چهلیم قرار دارد و خسارات آن با خسارات ناشی از وقوع تورنادوها در ایالات متحده در دوره مشابه برابر است. در عین حال طوفان همچنین باعث رونق اقتصادی منطقه، فراهم نمودن کار برای تعمیر کاران خانه و خودرو فروشان نیز گردید. در هفته‌های بعد از وقوع طوفان ذخایر سفال سقفی، برزنت و پنجره‌های خانگی به پایان رسیدند و اعتبار و آبروی سازمان ایالتی حوادث غیر مترقبه لگد مال شد. سازمان ایالتی حوادث غیر مترقبه به سبب فقدان نیروهای آموزش دیده حرفه‌ای برای بالا رفتن از ساختمان‌های ۳ الی ۴ طبقه جهت نصب برزنت‌ها، کمبود نیروی انسانی به سبب عمق فاجعه، به تأخیر افتادن عملیات‌های گروه‌های آتش‌نشانی شهری به دلیل فقدان نردبان‌های بلند و افراد آموزش دیده حرفه‌ای برای بالا رفتن و راه رفتن روی پشت بام خانه‌ها به چالش حیثیتی عظیمی گرفتار شد. یک هفته بعد از وقوع طوفان چون عمق فاجعه آشکار شد ارتش به کمک مردم آمد. در پایان این حادثه خطر بزرگی که علاوه بر سقوط از روی ساختمان‌ها بیشترین صدمه را به نیروهای سازمان حوادث غیر مترقبه وارد کرد، گزیده شدن به وسیله‌ی هزاران زنبوری بود که در سمت آفتابی خانه‌ها لانه کرده بودند.

تورنادوها

(میلر، ۱۹۷۱؛ ایگلمن، ۱۹۸۳؛ نالیوکی، ۱۹۸۳)^۱

مقدمه

تورنادو یک گردباد چرخشی سریع قیفی شکل است که از ابرهای کومولونیمبوس به سمت زمین کشیده می‌شود. اغلب اوقات این گردبادها در جو معلق می‌مانند و به سطح زمین نمی‌رسند ولی زمانی که با سطح زمین یا اقیانوس‌ها برخورد می‌کنند بسیار ویرانگر می‌شوند. تورنادوها به شکل‌گیری چرخندهای بزرگ در ابرها بستگی دارند. از این رو اغلب در سلول‌های همرفتی مثل طوفان‌های تندری یا در گوشه جلویی سمت راست یک هاریکان با فاصله زیادی (بیشتر از ۲۰۰ کیلومتر) از منطقه

وزش بادهای شدید به وجود می‌آیند. در رابطه با مورد دوم؛ تورنادوها نشانگر نزدیک شدن یک هاریکان هستند. اغلب هاریکان‌های ضعیف‌تر، تورنادوها بیشتری تولید می‌کنند. تورنادوها یک پدیده ثانویه هستند؛ زیرا فرآیند اولیه شکل‌گیری آنها یک ابر چرخندی است. در مقایسه با تعداد زیاد چرخندهایی که در اتمسفر شکل می‌گیرند تورنادوها پدیده‌های نادری هستند؛ زیرا چرخندگی‌ها به وسیله‌ی تعداد زیادی از فرآیندها به وجود می‌آیند، ولی تورنادوها بیشتر از یک مکانیسم شکل‌گیری ندارند. روی هم رفته سالانه رخداد ۸۵۰ تورنادو گزارش می‌شود که از این تعداد ۶۰۰ فقره از آنها در ایالات متحده شکل می‌گیرند. فراوانی رخداد تورنادوها در ایالات متحده در حال افزایش است، هرچند دلیل اصلی این افزایش اساساً به افزایش رصد و مانیتورینگ بر می‌گردد. عرض مسیر یک تورنادو ویرانگر معمولاً کمتر از یک کیلومتر است. آنها به ندرت بیشتر از نیم ساعت طول می‌کشند و طول مسیر آنها نیز بین چند صد متر تا ده‌ها کیلومتر متغیر است. در مقابل عرض مسیر ویرانگر یک سیکلون حاره‌ای می‌تواند به ۲۰۰ کیلومتر برسد و هزاران کیلومتر گسترش یابد و تا دو هفته نیز تداوم یابد. با وجود این تورنادوها خیلی سریع‌تر از سیکلون‌ها حرکت می‌کنند و بادهای پر سرعت‌تری تولید می‌کنند. تورنادوها با سرعت ۲۰۰-۵۰۰ کیلومتر در ساعت حرکت می‌کنند و بادهای داخلی با سرعتی فراتر از ۴۰۰-۵۰۰ کیلومتر در ساعت به وجود می‌آورند. تورنادوها مثل سیکلون‌های حاره‌ای همیشه با بارش شدید همراه هستند.

شکل و شکل‌گیری

(نالیکین، ۱۹۸۳؛ گرازولیس، ۱۹۹۳)^۱

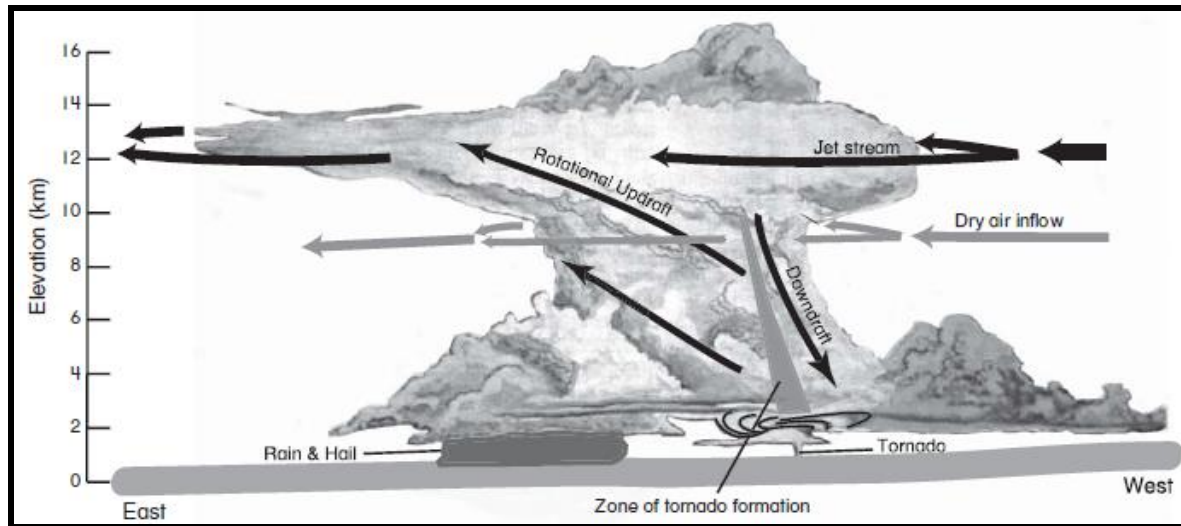
شکل‌گیری آبر سلول تورنادو

بر اساس مطالعات دقیق متداول‌ترین فرآیند شکل‌گیری تورنادوها شکل‌گیری آبر سلول طوفان تندی است. ابر مادر ممکن است ۲۰-۱۵ کیلومتر قطر داشته باشد و همراه با بادهای چرخشی شدید بالارونده به صورت یک ابر گنبدی که رأس طوفان را مشخص می‌کند وارد استراتوسفر شود (شکل ۴-۷). این مزوسیکلون در ارتباط با جت باد یک شکل‌سندانی را به وجود می‌آورد که انحراف و کشیدگی آن در راستای باد است. هنگامی که بارش از طوفان فرود می‌آید هوا را سرد می‌کند و این فرآیند موجب می‌شود که هوا به سطح زمین کشیده شود و در پیشانی طوفان یک جبهه رگباری ایجاد نماید که قبل از طوفان تندی اتفاق می‌افتد. بادهای ویرانگر این قسمت که به عنوان طوفان‌های پایین سو (فروپکه) شناخته می‌شوند زمانی که با سطح زمین برخورد می‌کنند سرعت‌های برشی خطرناکی را تولید می‌کنند. هوای خشک‌تر عقب طوفان تندی به داخل مزوسیکلون در اتمسفر میانی کشیده می‌شود. این فرآیند باعث تبخیر ابر می‌شود و یک غالب و شکل معین به طوفان می‌دهد. از همه مهم‌تر تبخیر باعث سرد شدن هوا و ایجاد ناپایداری و نزول هوا به سمت زمین به صورت فروپکه می‌شود. تورنادوها بین این فروپکه نادر و فراپکه اصلی شکل می‌گیرند. هنگامی که فروپکه گسترش می‌یابد باعث فروپاشی آبر سلول می‌شود و در این حالت تورنادو به سطح زمین کشیده می‌شود.

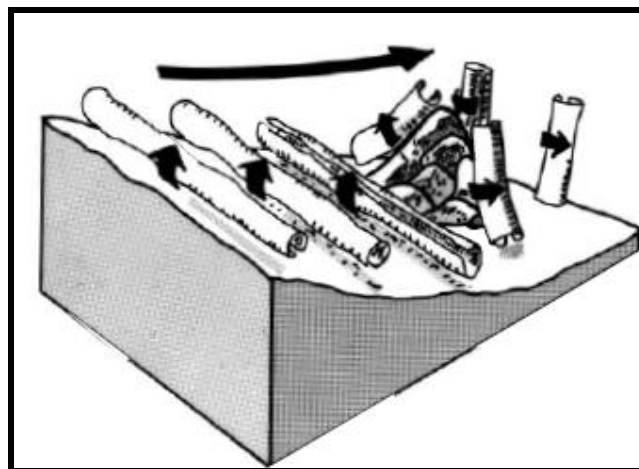
تنوره دیو، گردبادهای کوهزاد، تورنادوهای آتش و پیچندهای دریایی

همچنین تعداد دیگری از پدیده‌های پیچندی کوچک نیز وجود دارد که تحت شرایط فوق به وجود نمی‌آیند. چرخندگی‌های افقی بر روی سطوح صاف بهتر شکل می‌گیرند، زیرا باد در ارتفاع سریع‌تر حرکت می‌کند و بدون تأثیر کششی اصطکاکی سطح زمین دچار چرخش می‌شوند. اگر پیچند افقی به یک مانع برخورد کند تبدیل به دو پیچند می‌شود و برای شکل دادن یک تورنادوی خشک به صورت یک پیچند قائم بالا می‌رود (شکل ۴-۸). به دلیل اندازه کوچک این چرخندگی‌ها نیروی کوریولیس تأثیر چندانی بر آنها نمی‌گذارد، از این رو هم در جهت عقربه‌های ساعت و هم بر خلاف جهت عقربه‌های ساعت می‌چرخند. بر روی یک زمین خیلی صاف به خصوص در عرض‌های پایین، جایی که گرمایش خورشیدی بسیار شدید است، همرفت‌های

حرارتی قدرتمند می‌توانند شکل بگیرند. اگر میزان سرد شدن هوا با افزایش ارتفاع بر روی این سطح صاف، فراتر از میزان معمولی ۱ درجه سانتی‌گراد در هر ۱۰۰ متر برود (افت آهنگ نرمال بی‌در رو) هوا بسیار ناپایدار می‌شود و یک فرایکه شدید به وجود می‌آورد که شروع به چرخش می‌کند.



شکل ۴-۷ - تولید تورنادو از یک ابر سلول طوفان تندری (پس از گرازیلیوس، ۱۹۹۳).



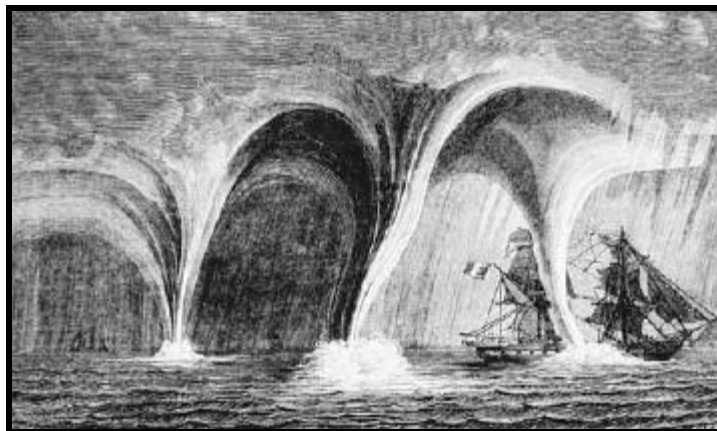
شکل ۴-۸ - شکل‌گیری یک گردباد کوهزاد از تقسیم یک تاوه افقی در حال چرخش در سطح زمین (پس از آیدسو، ۱۹۷۶).

این ویژگی «تنوره دیو» در استرالیا «ویلی ویلی» نامیده می‌شوند. با اینکه اکثر تنوره‌های دیوها مخاطره‌آمیز نیستند، برخی از آنها در راستای باد شدت می‌یابند و می‌توانند ویژگی‌های شبیه تورنادوها بگیرند. همچنین به سبب وزش بادهای شدید بر روی عوارض توپوگرافی چرخندگی‌هایی شبیه به تورنادوها در آنها شکل می‌گیرد. ویژگی‌های برشی شدید باد بر فراز یک مانع می‌تواند به سرعت هوا را از سطح زمین به سمت بالا بکشد. چنین بالاروی از هوا دست‌خوش چرخش می‌شود و باعث شکل‌گیری چرخندگی‌های کوچکی می‌شود. بادهای شدید در اطراف **بولدر**^۱ در کلرادو که از فراز رشته کوه‌های راکی می‌وزند یک ویژگی معمولی در زمستان به حساب می‌آیند. اغلب چرخندگی‌های ایجاد شده در این بادهای قدرتمند کافی برای نابودی ساختمان‌ها را دارند. چنین گردبادهایی مثل تورنادوهای کوچک عمل می‌کنند و گردبادهای کوهزاد نامیده می‌شوند.

فرایکه‌های شدید در اثر گرمایش ناشی از تأثیر آتش‌سوزی‌ها نیز به وجود می‌آیند. اساساً این فرآیند شامل آتش‌سوزی گسترده در یک جنگل می‌باشد؛ ولی آتش‌سوزی ناشی از زلزله دوم سپتامبر سال ۱۹۲۳ که توکیو را ویران ساخت و آتش‌سوزی

ناشی از بمباران اتمی شهر هیروشیما در ۶ آگوست سال ۱۹۴۵ نیز موجب شکل‌گیری تورنادوها شدند. تجربیات نشان می‌دهند که در هر جا که جو از زیر و توسط سوختن گازها گرم شده است اساساً چرخندگی‌های دوقلویی در دو طرف ستون هوای بالارونده پرسرعت تشکیل می‌شود. گردبادهای آتش با قطر و ارتفاع چند متر می‌توانند به تورنادوهای آتش با چند صد متر ارتفاع تبدیل شوند. شدیدترین و مخاطره‌آمیزترین تورنادوهای آتش در اثر آتش‌سوزی جنگل‌ها، آتش‌سوزی گسترده بوته‌زارها یا جنگل‌سوزی‌هایی مانند فاجعه *اش‌ونزدی* در جنوب استرالیا در فوریه سال ۱۹۸۳ و معمولاً در پناه تپه‌ها یا برآمدگی‌ها رخ می‌دهند. در طی این پدیده سرعت بادهای بالارونده به فراتر از ۲۵۰ کیلومتر در ساعت و سرعت بادهایی که به درون گردباد کشیده می‌شوند به ۱۰۰ کیلومتر در ساعت می‌رسد. این قبیل طوفان‌های آتش موجب مخاطره جدی برای مأموران آتش‌نشانی بر روی زمین می‌شود. گردبادهای آتش از طریق بلند کردن زغال‌های مشتعل به داخل آسمان و آتش زدن درختان بالغ مثل چوب کبریت عمل می‌کنند. در بسیاری از موارد این طوفان‌های آتش با ستون‌های همرفتی بالای آتش مرتبط می‌گردند و به این وسیله انفجار گازهای موجود در این بسته حرارتی در حال صعود تشدید می‌شود.

چرخندگی‌ها همچنین به دلیل ضریب اصطکاکی پایین آب به راحتی بر روی دریاها، خلیج‌ها یا دریاچه‌ها شکل می‌گیرند. در این صورت توسعه گردبادهای دریایی (واتراسپات‌ها)^۱ نیز بسیار چشم‌گیر است (شکل ۴-۹)؛ هرچند سرعت باد در آنها (حدوداً ۲۰-۲۵ متر در ثانیه) در مقایسه با شرکای زمینشان به طور قابل ملاحظه‌ای کمتر و بدون خسارت هستند. آنها اغلب به صورت گردبادهای چندگانه شکل می‌گیرند (شکل ۴-۹).



شکل ۴-۹- یک اثر هنری از هجوم چندین واتراسپات به کشتی بادبانی ترومبس. این طراحی اولین بار در لس متئورس، مارگولی ات زورچر ویرایش سوم، ۱۸۶۹ صفحه ۱۲۶ آورده شده است (NOAA، ۲۰۰۳).

هر ساله ۵۰۰-۵۰۰۰ گردباد دریایی در فلوریدا مشاهده می‌شوند و به احتمال زیاد فراوانی آنها در دیگر مناطق حاره؛ به خصوص در طرف شرقی قاره‌ها که آب‌های گرم به وسیله بادهای شرقی تجارتی روی هم انباشته می‌شوند، نیز زیاد می‌باشد. گردبادهای دریایی که به داخل خشکی‌ها راه می‌یابند و انسان‌ها را می‌کشند، احتمالاً تورنادوهایی هستند که ابتدا بر روی آب‌ها شکل گرفته‌اند. این وقایع پدیده‌ای نادر است. یکی از قابل توجه‌ترین گردبادهای دریایی در طول مسابقه قایق سواری هوبارت استرالیا در سال ۲۰۰۱ به وقوع پیوست. خدمه قایق بادبانی ۲۴ متری *نیکورتی*^۲ نزدیک شدن یک گردباد دریایی شدید را فیلم‌برداری کردند. علی‌رغم تلاش زیاد برای اجتناب از رویارویی با آن قایق وارد گردباد دریایی شد. این قایق به وسیله بادهایی با سرعت ۱۳۰ کیلومتر در ساعت و تگرگ مورد هجوم قرار گرفت، ولی در حالی که فقط بادبان اصلی آن شکسته شد از آن طرف گردباد بیرون آمد.

1- waterspouts
2- Nicorette

ساختار یک تورنادو

یک تورنادو صرفاً متشکل از یک قیف است و در واقع تا زمانی که اشیاء و مواد را با خود حمل نکند قابل مشاهده نیست. برخی تورنادوها از چندین قیف درست شده‌اند. در ژوئن سال ۱۹۵۵ یک ابر تورنادو در ایالات متحده ۱۳ قیف را به وجود آورد که این قیف‌ها به سطح زمین رسیدند و ضمن بلند کردن اشیاء زیادی آنها را مدتی طولانی در هوا معلق ساختند. به طور کلی هر چه ابر مادر بزرگ‌تر باشد، تعداد تورنادوهایی که تولید می‌شوند بیشتر است. قیف تورنادو از نظر فشار افقی و نیمرخ‌های بادی مشابه سیکلون‌های حاره‌ای می‌باشد (شکل ۳-۵) با این تفاوت که ابعاد فضایی آنها تا چند صد متر کاهش می‌یابند. دیواره‌های کناری قیف چشم تورنادو را محصور می‌کنند که به وسیله‌ی صاعقه و تورنادوهای کوچک‌تر و کوتاه مدت‌تر مشخص می‌شود. حرکت هوا در داخل قیف فروپکه است. حرکت عمودی هوا با سرعت صعودی ۲۰۰-۱۰۰ متر در ثانیه نزدیک به دیواره قیف اتفاق می‌افتد. قسمت قابل مشاهده یک تورنادو؛ یعنی قیف تورنادو، در واقع درون تاوه چرخشی کوچکی محصور شده است. در مرکز قیف، هوایی که به پایین حرکت می‌کند لایه‌هایی از هوای متلاطم را ایجاد می‌نماید که می‌تواند مواد را، در فرآیندی شبیه به حرکت قایق تندرو بر روی آب، از زمین بلند کند (شکل ۴-۱۰).



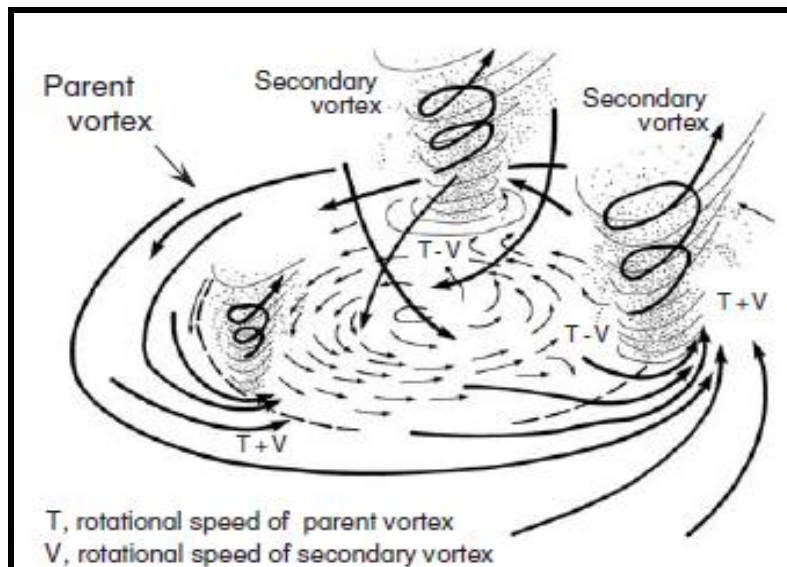
شکل ۴-۱۰- اولین تصویر گرفته شده از تورنادو در یونیون سیتی، اوکلاهوما، ۲۴ مه ۱۹۷۳ توسط رادار داپلر NSSL و کارکنان رصد NSSL. شکل قیفی و آبشاری که از سطح زمین شروع شده است از به هم پیوستن مواد منفصل تشکیل شده است. شماره عکس: nssl0062، آزمایشگاه ملی طوفان‌های شدید (NSSL)، کتابخانه عکس NOAA

این ویژگی که **کاسکید** (ریزش آبشاری) نامیده می‌شود قبل از شکل‌گیری قیف اصلی در بالای سطح زمین شکل می‌گیرد. اگر ریزش آبشاری به اندازه کافی در طرفین پخش شود، مواد بلند شده با آن به وسیله‌ی تاوه خارجی حمل می‌شوند و اگر سرعت باد در این تاوه خارجی خیلی شدید باشد، قیف اصلی ممکن است به تدریج و از پایین به بالا به وسیله‌ی مواد بلند شده از زمین پوشیده شود و یک روکش شود. در مقایسه با تورنادوهایی که بر روی خشکی شکل می‌گیرند روکش‌ها در گردبادهای دریایی فراوان‌تر هستند.

غالباً ساختار تورنادوها خیلی پیچیده‌تر از یک قیف ساده است. در مرکز قیف تورنادو هوا با سرعت زیاد به پایین می‌آید. در سطح زمین این هوا به بیرون پراکنده می‌گردد و موجب متلاشی شدن تاوه می‌شود. وقتی هوا در حال چرخش وارد این تاوه می‌شود و با جریان فروپکه برخورد می‌کند دست‌خوش یک تغییر سریع در جهت حرکت یا برش باد می‌شود که منجر به شکل‌گیری یک چرخندگی کوچک در اطراف زون اصلی هوای در چرخش می‌شود. حداکثر ممکن است تا شش چرخندگی کوچک که بر خلاف حرکت عقربه‌های ساعت می‌چرخند در لبه تورنادو شکل بگیرند. این گردبادهای کوچک ناپایدارتر هستند

و اغلب به صورت فنرهای مارپیچی ظاهر می‌شوند. با این وصف وقوع آنها می‌تواند مخرب باشد. چرخندگی‌های کوچک می‌توانند با سرعت ۴۰-۲۰ متر در ثانیه بچرخند. در نیمه داخلی تاوه کوچک، چرخش هوا بر خلاف قیف اصلی است و این فرآیند به معکوس شدن باد یا برش باد در فواصل خیلی کوتاهی منجر می‌شود ($T - V$ در شکل ۴-۱۱). در لبه خارجی تاوه کوچک هوا در همان جهت قیف اصلی می‌چرخد و این عمل باد را تقویت می‌کند ($T+V$ در شکل ۴-۱۱). حالت اول ($T-V$) ساختارها را بر هم می‌زند در حالی که حالت دوم ($T+V$) ساختارهایی را که در برابر بادهایی با سرعت پایین مقاومت می‌کنند، نابود می‌سازد.

حداکثر سرعت باد پدید آمده در داخل تورنادوها مورد سنجش قرار نگرفته است، از این رو سرعت آنها را تنها می‌توان به صورت نظری مشخص کرد. برای مثال سوراخ شدن تخم مرغ‌ها یا پنجره‌ها به وسیله‌ی اشیایی، بدون این‌که به طور کامل بشکنند یا فرو بریزند یا سوراخ شدن یک تیر چوبی برق به وسیله‌ی یک قطعه نی به بادهایی با سرعت فراتر از ۱۳۰۰ کیلومتر در ساعت نیاز دارند. با وجود این چنین سرعتی به فراتر از سرعت صوت می‌رسد و این پدیده‌ای است که در طول عبور یک تورنادو گزارش نشده است. بالاترین سرعت باد اندازه‌گیری شده ۴۵۷ کیلومتر در ساعت می‌باشد که با استفاده از فتوگرامتری یا نقشه‌برداری هوایی انجام شده است. این سرعت باد می‌تواند پره‌های جوجه‌ها را بکند و پوست آنها را بسوزاند، لوکوموتیوها را از روی ریل حرکت بدهد و پل‌ها را جا به جا سازد. به خاطر این ضعف در اندازه‌گیری یک مقیاس مشاهده‌ای از شدت تورنادوها به وجود آمده است که مقیاس شدت تورنادو **فوجیتا** نامیده می‌شود. این مقیاس بر اساس سرعت باد است (جدول ۴-۱). در این مقیاس شدیدترین تورنادوها به عنوان حادثه **F5** دسته‌بندی می‌شوند. یک تورنادو با مقیاس **F5** منجر به ویرانی کامل خانه‌ها، از بین رفتن همه چیز جز بلوک‌های بتونی و ایجاد خسارت هنگفتی به ساختارهای بتونی تقویت شده می‌شود. در طول چنین طوفان بزرگی سرعت باد بین ۵۱۰-۴۱۹ کیلومتر در ساعت نوسان دارد. همان گونه که گفتیم بادهای در طول سیکلون **تریسی** (در فصل قبلی به توضیح آن پرداختیم) نه تنها دکل‌های فولادی را در هم پیچاندند بلکه آنها را به هوا پرتاب کردند. چنین بادهایی در مقیاس فوجیتا می‌بایست به فراتر از **F5** بروند. تنها ۰/۴ درصد از تورنادوها در ایالات متحده به درجه **F5** می‌رسند. در ایالات متحده هر ساله ۱۲۰۰ تورنادو رخ می‌دهد ولی از این تعداد فقط ۵ حادثه آنها شدید هستند. بیشتر از ۵۰ درصد از تورنادوها خسارت جزئی به خانه‌ها وارد می‌کنند. چرخندگی‌های کوچک عامل خسارت تصادفی و نادر در تورنادوها هستند. فرد در شبکه‌چی اظهار کرده است که یک تورنادو اسب او را به هوا برده ولی گاری‌اش سالم سر جای خود باقی مانده است. با عبور یک طوفان تورنادو از روی یک گاوداری، تورنادو گاو را به هوا بلند کرده ولی دختری که مشغول دوشیدن شیر گاو بود را به هوا بلند نکرد و سطل شیر کاملاً سالم بر جای مانده است. عکس‌های زیادی نشان می‌دهند که خانه‌ها و ساختمان‌های بزرگ دقیقاً از وسط نصف شده و محتویات داخل آنها دست نخورده باقی مانده است.



شکل ۴-۱۱- مدل شکل‌گیری چرخندگی چندگانه در یک تورنادو (بر اساس فوجیتا، ۱۹۷۱ و گرازبولیس، ۱۹۹۳).

جدول ۴-۱- مقیاس فوجیتا از شدت تورنادو و فراوانی تورنادوها در مقیاس فوجیتا در ایالات متحده آمریکا (از فوجیتا، ۱۹۸۱؛ گرازبولیس ۱۹۹۳).

مقیاس فوجیتا	سرعت باد (کیلومتر در ساعت)	نوع خسارت	فراوانی
F0	۶۴-۱۱۶	خسارت حداقلی: آسیب به برخی از دودکش‌ها، آنتن‌های تلویزیون، قسمت‌های از سقف منازل، درختان، و پنجره‌ها.	٪۸۲
F1	۱۱۷-۱۸۰	خسارت متوسط: واژگونی اتومبیل، نابود شدن گارژها، کنده شدن درختان.	٪۱۱
F2	۱۸۱-۲۵۳	خسارت بزرگ: کنده شدن سقف خانه‌ها، صدمه و تخریب انبارها و بخش خارج ساختمان، واژگونی اتومبیل‌های در حال حرکت.	٪۴
F3	۲۵۴-۳۳۲	خسارت شدید: کنده شدن دیوارهای خارجی و سقف خانه. آسیب شدید به ساختمان‌هایی با اسکلت فلزی، کنده شدن درختان.	٪۱/۸
F4	۳۳۳-۴۱۸	خسارت ویرانگر: خانه‌ها با ساخت خوب ویران می‌شوند، قطعات بزرگ فولاد و بتن به فاصله دوری پرتاب می‌شوند.	٪۰/۹
F5	۴۱۹-۵۱۲	خسارت باور نکردنی: خانه‌های ویران می‌شوند و تمامی بقایای آنها نیز حمل می‌شوند. ساختمان‌های بزرگ، آسیب قابل توجهی می‌بینند و دیوارهای خارجی و سقف آنها حمل می‌گردد. پوست درختان کنده می‌شود.	٪۰/۴

رخداد

(میلر، ۱۹۷۱؛ نالیوکین، ۱۹۸۳؛ گرازبولیس، ۱۹۹۳)

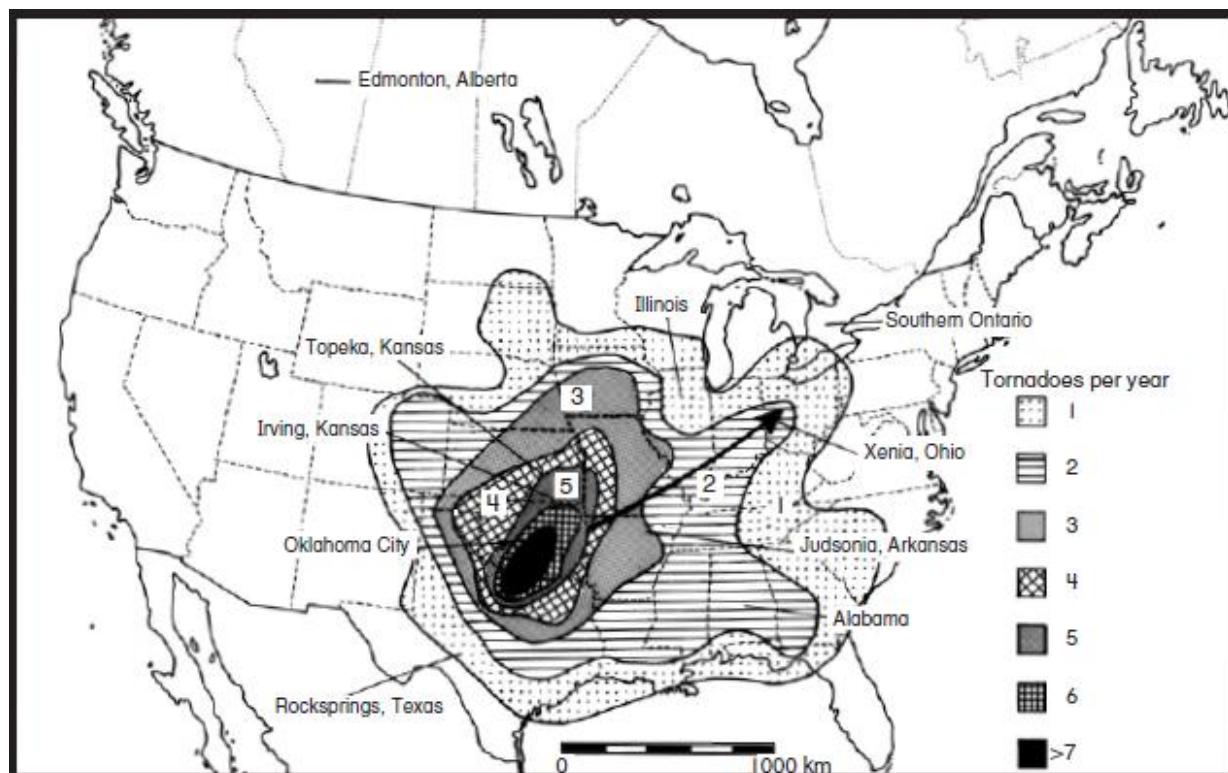
تورنادوها در نزدیکی خط استوا شکل نمی‌گیرند، چون در آنجا نیروی کوریولیس وجود ندارد. همچنین تورنادوها در مناطق قطبی و جنب قطبی نیز به وجود نمی‌آیند زیرا در آنجا به علت حضور توده‌های هوای سرد و پایدار، ناپایداری همرفتی شکل نمی‌گیرد. تقریباً ۸۰ درصد از تمام تورنادوها در ایالات متحده به ویژه در دشت‌های بزرگ رخ می‌دهند. شکل ۴-۱۲ تراکم تورنادوها و مسیر آنها در این ناحیه را شرح می‌دهد. منطقه‌ای که هر ساله ۵ تورنادو یا بیشتر از آنجا عبور می‌کند و به همین

خاطر «گذرگاه تورنادو» نامیده می‌شود. این منطقه شامل *کانزاس*، *اوکلاهاما*، *تگزاس*، *میسوری* و *آرکانزاس* می‌شوند. اساساً تورنادوها در این مناطق به وقوع می‌پیوندند زیرا در اینجا هوای سرد شمالگان با توده‌های هوای گرم برخاسته از خلیج مکزیک با دمای متفاوت ۲۰-۳۰ درجه سانتی‌گراد برخورد می‌کند. در حالی که رطوبت زیاد موجود در هوای خلیج مکزیک باعث شرایط مطلوبی از ناپایداری جوی می‌شود توپوگرافی هموار دشت‌های بزرگ نیز حرکت سریع هوای سرد را شتاب می‌بخشد. در ایالات متحده تورنادوها در اواخر بهار، درست زمانی که تفاوت دمایی بین توده‌های هوا به حداکثر می‌رسد، رخ می‌دهند. در این موقع از سال جت باد قطبی هنوز بر روی دشت‌های بزرگ به طرف جنوب حلقوی می‌گردد (انحراف می‌یابد).

بین سال‌های ۱۹۵۰ و ۱۹۹۹ در ایالات متحده ۴۰۵۲۲ تورنادو با میانگین ۸۱۰ حادثه در هر سال به ثبت رسید. تقریباً ۴۳ درصد از این تورنادوها حوادث نوع F2- F5 بودند. از سال ۱۹۵۰ فراوانی وقوع تورنادوها از ۶۰۰ طوفان در سال به میانگین فعلی ۱۲۰۰ تورنادو در هر سال افزایش یافته است (شکل ۴-۱۳). با اینکه بیشترین تعداد تورنادوها در تگزاس اتفاق افتادند، ولی شدیدترین تورنادوها در *فلوریدا* رخ می‌دهند. بر مبنای جمعیت بیشترین تورنادوها در آمریکای شمالی در کانزاس، ۳/۴ به ازای هر ۱۰۰۰۰ نفر، گزارش شده است. با تعجب بیشترین تعداد کشته شدگان به ازای وسعت منطقه در *ماساچوست* اتفاق افتاده است.

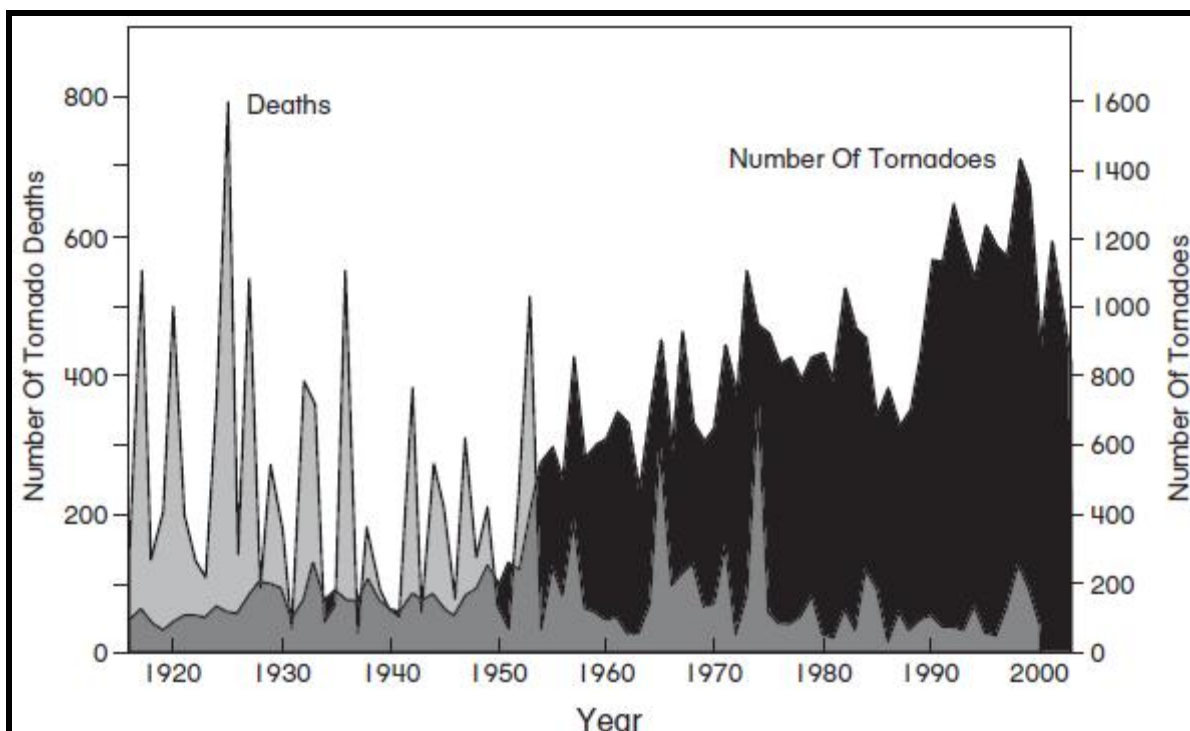
بیشترین تعداد تورنادوهای گزارش شده در یک هفته در ۱۰-۴ ماه می در سال ۲۰۰۳ (۳۸۴ تورنادو) رخ دادند. در حالی که بیشترین میزان وقوع تورنادوها در یک روز در ۲۹ مارس سال ۱۹۷۴ (۲۷۴ بار) رخ داده است. با وجود این این روزها را باید در چهار چوب تغییرپذیری سالانه بررسی و تفسیر نمود. مثلاً دوره ذکر شده در بالا در سال ۲۰۰۳ به دنبال دوره‌ای اتفاق افتاد که شاهد کمترین تعداد وقوع تورنادوها در ۵۰ سال گذشته بودیم.

امروزه کانادا از نظر فراوانی رخداد تورنادو در مقام دوم قرار دارد؛ ۲۰۰-۱۰۰ حادثه سالانه که حتی تا شمال *ادمونتون* در *آلبرتا* در مدار ۵۳/۵۰ درجه شمالی را نیز شامل می‌شوند. این مکان در فاصله بسیار دوری در شمال منطقه‌ای قرار دارد که تفاوت زیاد دمایی شکل‌گیری تورنادو را میسر می‌سازد. در اینجا در سال ۱۹۸۷ یک تورنادو با درجه F4، ۲۷ نفر را به کام مرگ کشانید.



شکل ۴-۱۲- تعداد متوسط تورنادوها در هر سال و مسیرهای متداول حرکت آنها در پهنه ایالات متحده (اقتباس از میلر، ۱۹۷۱).

دیگر مناطق جهان نیز مستعد وقوع تورنادوها هستند. به طور تعجب آوری منطقه‌ی *کوئینزلند* در استرالیا با گزارش ۴ تورنادو به ازای هر ۱۰۰۰۰ نفر از کانزاس پیشی گرفته است. استپ‌های روسیه نیز وضعیتی مشابه با دشت‌های بزرگ دارند. هر چند در اینجا هیچ حلقه‌ی شدیدی از جت باد یا توده آب گرمی که رطوبت زیاد مورد نیاز را تأمین نماید وجود ندارد. میانگین سالانه وقوع چرخندگی‌هایی شبیه تورنادو در بریتانیای کبیر و هلند ۵۰ و ۳۵ است. روی هم رفته سالانه در اروپا ۳۳۰ چرخندگی رخ می‌دهد که نیمی از آنها به صورت گردبادهای دریایی هستند و کمتر از ۱۰ مورد از آنها باعث خسارت قابل توجهی می‌شوند. یکی از بزرگ‌ترین تراژدی‌های این قاره در ۱۱ سپتامبر سال ۱۹۷۰ در *وئیز* اتفاق افتاد؛ زمانی که یک تورنادو اتوبوس آبی را در نزدیک میدان *سنت مارکتر* غرق و سپس از میان یک اردوگاه توریستی عبور کرد، این حادثه موجب مرگ ۳۵ نفر شد. با کمال تعجب وقوع تورنادوها در روسیه، آفریقا و شبه قاره هند نادر هستند. در رابطه با شبه قاره هند تورنادوها به ندرت در بیرون از بخش شمالی خلیج بنگال (جایی که سیکلون‌های حاره‌ای متداول هستند) رخ می‌دهند. با وجود این کشنده‌ترین تورنادو در ۲۶ آوریل سال ۱۹۸۹ در بنگلادش اتفاق افتاد و ۱۳۰۰ کشته و ۱۲۰۰۰ زخمی برجای گذاشت.



شکل ۴-۱۳- تعداد تورنادوها و مرگ و میر ناشی از آنها در ایالات متحده بین سال‌های ۱۹۱۶ و ۲۰۰۲ (هواشناسی هوای شدید و اقلیم‌شناسی ایالات متحده، ۲۰۰۲، a, b).

ویرانگری تورنادو

(ویپلی، ۱۹۸۲؛ نالیوکین، ۱۹۸۳)^۲

تورنادوها از شدیدترین و مخرب‌ترین بادهای کره زمین هستند. این امر که آنها غالباً در امتداد جبهه‌های سرد شکل می‌گیرند بدین معنی است که آنها به تعداد زیاد و در مناطق گسترده‌ای رخ می‌دهند. اثرات مخرب این تورنادوها ناشی از قدرت بالابرنندگی یا مکنندگی موجود در دیواره‌های قیف مانند و به خاطر تغییر ناگهانی و سریع فشار در حاشیه آن است. نیروی بالابری تورنادوها هم بر حسب وزن اشیاء و هم بر حسب حجم موادی که بلند می‌کند قابل توجه است. تورنادو می‌تواند اشیاء

بزرگ ۳۰۰-۲۰۰ تنی را ده‌ها متر و خانه‌ها و واگن‌های قطار ۲۰-۱۰ تنی را چند صد متر جابه‌جا نماید. تورنادوها همچنین قادرند میلیون‌ها تن آب را به بالا کشیده آن را به عنوان ابر مادر حمل نمایند. تورنادوها به سبب خشکاندن یا تخلیه آب رودخانه‌ها شناخته شده هستند. از این رو به صورت موقت بستر رودخانه‌ها را خشک می‌کنند.

مخرب‌ترین مکانیسم موجود در یک تورنادو شیب زیاد تغییرات فشار جوی در امتداد دیواره قیف است. این مسأله بیش از آنکه به مقدار کاهش فشار در کانون تورنادو (حدود ۸۰۰ هکتوپاسکال) مرتبط باشد به سرعت این تغییر فشار وابسته است. سرعت تغییر فشار ناشی از این امر است که تورنادو پدیده‌ای بسیار فشرده همراه با دیواره‌ی مشخص و نازک است که امکان کاهش ده‌ها هکتوپاسکالی در ثانیه را فراهم می‌کند، هر چند اثبات این کاهش از طریق اندازه‌گیری خیلی سخت است. فشار هوا در داخل ساختمان‌هایی که مورد اصابت یک تورنادو قرار گرفته بسیار بیشتر از فشار هوای بیرون است و این فشار نمی‌تواند بدون انفجار به سرعت تخلیه شود. این انفجار دلیل اصلی تخریب کل ساختمان است و این در حالی است که ممکن است ساختمان‌های مجاور یا بخش‌های دیگری از ساختمان به طور سالم باقی بمانند. ممکن است کاهش فشار آنقدر سریع اتفاق افتد که موجودات زنده به خاطر از دست رفتن آب بدنشان دچار سوختگی شوند. یکی از دلایل مرگ بر اثر تورنادوها نه تنها به سبب مجروح شدن بر اثر پرتاب اشیاء از روی زمین و تصادف با آنهاست، به خاطر سوختگی‌های شدید است. این پدیده آنقدر شدت دارد که همان‌طور که قبلاً تشریح شد می‌تواند حتی جوجه‌های پرکنده را پخته یا کباب نماید.

در ایالات متحده بین سال‌های ۱۹۱۶ و ۲۰۰۰ تورنادوها موجب مرگ ۱۲۷۶۶ نفر شدند. این تعداد کشته‌ها به سبب افزایش هشدار و آگاهی از وقوع تورنادوها تا ۲۰۰ نفر در دهه کاهش یافته است (شکل ۴-۱۳). در آوریل ۱۹۶۵ پدید آمدن ۴۷ تورنادو در امتداد یک جبهه سرد در مرکز ایالات متحده، ۲۷۵ نفر را کشت. یک تورنادوی سه ایالتی (سه ایالت را در بر گرفت) در مارس سال ۱۹۲۵ مسیری ۳۵۰ کیلومتری را از ویرانی به وجود آورد. بیش از ۷۰۰ نفر بر اثر تورنادوهای تولید شده از این ابر مادر در حال حرکت جانانشان را از دست دادند. وقوع یک تورنادو در سال ۱۹۵۲، ۹۴۵ خانه را در *جودسونیا* واقع در آرکانزاس به کلی نابود کرد. تورنادو دیگری - در *راک اسپرینگ* تگزاس در آوریل سال ۱۹۲۷ موجب مرگ ۷۲ نفر و زخمی شدن ۲۴۰ نفر و نابود شدن شهرک ۱۲۰۰ نفری در عرض ۹۰ ثانیه شد. به طور کلی ۲۶ درصد از جمعیت این شهرک کشته یا زخمی شدند. هر چند ساختمان‌های مرتفع نسبت به خانه‌های تک واحدی از امنیت بیشتری برخوردار بودند ولی به طور کلی شهرها در هنگام وقوع تورنادوها امن نیستند. برای مثال در ژوئن سال ۱۹۶۶ یک تورنادو شهرک *تویکا* واقع در کانزاس را درنوردید و در مسیر خود بیشتر خانه‌ها و مغازه‌ها را ویران کرد ولی خسارت چندانی به ساختمان‌های چند طبقه و ابنیه اداری وارد نکرد. بدترین فاجعه تورنادو در ایالات متحده در طی یک دوره ۱۶ ساعته در ۴-۳ آوریل سال ۱۹۷۴ اتفاق افتاد. مجموعاً رخداد ۱۴۸ تورنادو از *آلاباما* تا کانادا ثبت شده است که بر اثر آنها ۳۱۵ نفر کشته و مقدار ۵۰۰ میلیون دلار خسارت ایجاد شده است. شش مورد از این تورنادوها در زمره‌ی بزرگ‌ترین تورنادوهای ثبت شده تا این زمان هستند. این تورنادوها شهرک‌های زیادی را به صورت کامل از بین بردند؛ یکی از بدترین آنها شهرک ۲۷۰۰۰ نفری *زینا* در *اوهایو* بود که در آن ۳۰۰۰ خانه متحمل خسارت یا به کلی نابود شدند.

اعلام هشدار

(گلدن و آدامز، ۲۰۰۰)^۱

پیش‌بینی تورنادوها در ایالات متحده از سال ۱۹۷۰ به طور قابل ملاحظه‌ای با رشد پیش‌بینی‌های هواشناسی خصوصی و بهبود تکنولوژی‌های کاربردی به وسیله دولت مرکزی بهبود یافته است. در دهه ۱۹۵۰ نیروی هوایی ایالات متحده شروع به پیش‌بینی تورنادوها نمود و یک شبکه راداری تاسیس کرد که در آن تورنادوها بر اساس سیگنال‌های انعکاسی روی نقشه رادار

مشخص می‌شوند. با وجود این در بیشتر موارد این رادار تنها تورنادوها را در همان لحظه وقوع مشخص می‌ساختند. در دهه ۱۹۷۰ از آشکار سازهای صاعقه‌یاب برای تشخیص تورنادوهای طوفان استفاده شدند. در دهه ۱۹۹۰ با استفاده از سیستم‌های آشکار ساز ما فوق صوت و لرزه‌ای زمینی و توسعه سیستم‌های حساس کنترل از راه دور قابلیت‌های پیش‌بینی افزایش یافتند. سیستم آخری شامل ماهواره‌های پیشگام سری ۸ و ۱۰ از سری ماهواره‌های زمین ثابت عملیات محیطی^۱ همراه با نصب ۱۶۱ رادار **WSR88 داپلر** است؛ استفاده از این تجهیزات که نیروهای آموزش دیده آنها را اداره می‌کنند موجب شده است که تعداد کشف و پیش‌بینی طوفان‌های محلی و همچنین اعلام هشدارهای عمومی افزایش یابند. رصد ماهواره‌ای امکان پیش‌بینی سیستم‌های همرفتی شدید را از چند روز قبل از وقوع فراهم می‌سازد. مدت‌ها است که دیگر از نزدیک شدن یک تاوه ساده برای مدل‌سازی تورنادوها استفاده نمی‌کنند. در عوض رصد ماهواره‌ای و مدل‌سازی کامپیوتری از ساعت‌ها قبل سیکلون‌های متوسط مستعد شکل‌گیری تورنادو را نشان می‌دهند. شبکه رادار داپلر شکل‌گیری یا گسترش لحظه‌ای طوفان‌های تندی شدید، تگرگ‌های بزرگ، باران‌های شدید مرتبط با تورنادوها را رصد می‌کنند. این سیگنال‌ها که با استفاده از سیستم اتوماتیک اندازه‌گیری سطحی در بیش از ۱۲۰۰ سایت به دست آمده‌اند به صورت محلی و با استفاده از الگوریتم‌های پیچیده پردازش می‌شوند. در سال ۱۹۷۸ احتمال تشخیص یک تورنادو ۲۲ درصد بود، در حالی که زمان پیشگیری فقط ۳ دقیقه بود ولی در سال ۱۹۹۸ این احتمال با زمان پیشگیری ۱۱ دقیقه به ۶۵ درصد افزایش یافت. حوادثی که در سوم می سال ۱۹۹۹ در اطراف شهر اوکلاهاما اتفاق افتادند مثال خوبی از پیشرفت‌های موثر اخیر هستند. در شب حادثه، ۱۱۶ اعلام خطر با زمان پیشگیری ۲۶-۲۰ دقیقه‌ای برای ۵۷ رخداد تورنادو صادر شد. هیچ هشدار تا زمانی که به طور موثری به اطلاع جامعه رسانده نشود مفید نخواهد بود. پیام‌های رادیویی می‌توانند به وسیله یک شبکه از ۵۰۴ فرستنده به اطلاع ۸۵-۸۰ درصد مردم ایالات متحده رسانده شوند. تقریباً ۲۵ درصد از افراد حاضر در منازل این سیگنال‌ها را به صورت اتوماتیک دریافت می‌کنند. برخی از ایستگاه‌های تلویزیونی نیز این هشدارها را به صورت اتوماتیک دریافت می‌کنند و آنها را به عنوان یک متن یا به صورت آیکون چشمک زن بر روی صفحه تلویزیون نمایش می‌دهند. در واقع در ایالات متحده ترس از وقوع تورنادوهایی که بدون اطلاع و اعلام خطر رخ می‌دهند، از بین رفته است.

واکنش

(سیمس و بومان ۱۹۷۲؛ الیور، ۱۹۸۲)

در اکثر نقاط جهان از تورنادوها به عنوان قهر طبیعت یا بلای آسمانی یاد می‌کنند. برای مثال در استرالیا اگر یک تورنادو به کسی اصابت کند یا خسارت مالی بزند فقط ناشی از بدشانسی یا بد اقبالی او است. فراوانی وقوع تورنادوها و مخاطرات آنها در ایالات متحده به خصوص در «گذرگاه تورنادو» بسیار زیاد است. با اینکه جلوگیری از وقوع این تورنادوها کار خیلی مشکلی است، چندین راه برای کاهش تأثیرات آنها وجود دارد. به عنوان مثال در بخش‌های مرکزی ایالات متحده به کودکان مدرسه‌ای راه‌های مقابله با تورنادوها در هنگام دیدن یا اعلام خطر آموزش داده می‌شود. به خاطر دارم در دوره دانش آموزی که در جنوب انتاریو زندگی می‌کردیم به خاطر پیش‌بینی وقوع یک تورنادو مدارس تعطیل شدند. هر چند جنوب انتاریو در معرض خطر جدی نبود، مدیران مدرسه آگاهی داشتند که در صورت اصابت تورنادو به مدرسه‌ای پر از دانش آموز فاجعه بزرگی رخ خواهد داد. بنابراین ما را به خانه فرستادند تا ریسک خطر را کاهش دهند. ما همچنین آموختیم که در زمان رخداد تورنادو باید اقداماتی انجام دهیم اقداماتی مشابه با آنچه که برای وقوع یک حمله اتمی به کار گرفته می‌شود!! ما یاد گرفتیم که اساساً تورنادوها به طرف شمال شرقی حرکت می‌کنند، بنابراین به محض مشاهده نزدیک شدن تورنادو و گیر افتادن در یک مکان باز باید به سمت شمال غربی فرار کنیم. در بخش‌های مرکزی ایالات متحده اکثر خانه‌ها و مزارع یک زیر زمین یا انباری جدا از خانه اصلی دارند

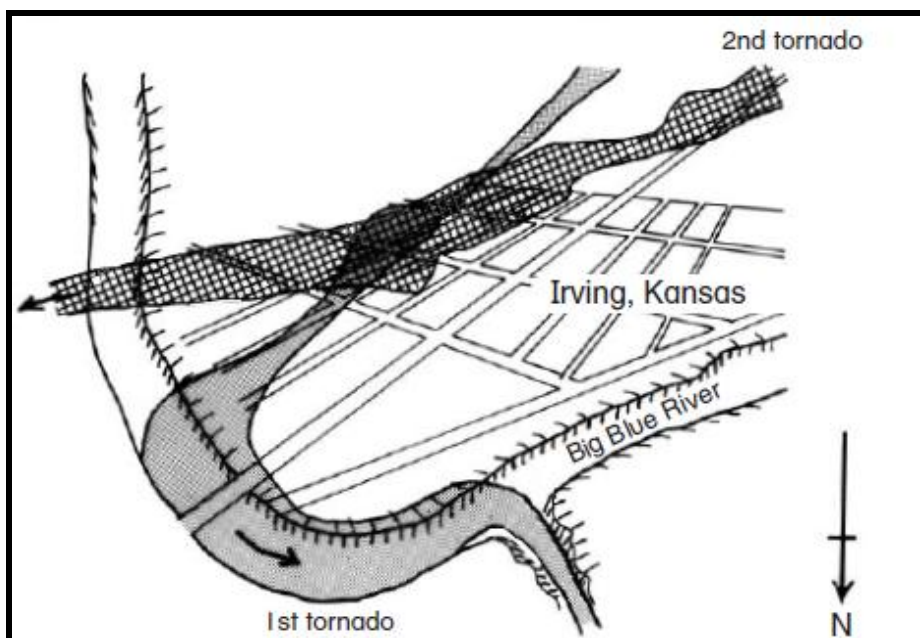
که می‌توانند در زمان وقوع تورنادوها از آن به عنوان سرپناه استفاده نمایند. تمام مکان‌های عمومی دارای پناهگاه هستند و برای تخلیه بی‌خطر و سریع، آموزش لازم به کارگران داده می‌شود. در ساختمان‌ها و محیط‌های باز مکان‌های امن را با تابلوی راهنما مشخص می‌سازند. در مناطق پر خطری مثل «گذرگاه تورنادو» اعلام هشدار وقوع تورنادو به صورت بخشی از وظایف پیش‌بینی هواشناسی از رادیو پخش می‌شوند. با استفاده از رادار داپلر یا به وسیله‌ی شبکه‌ی مراقبت تورنادو که به وسیله‌ی اداره هواشناسی پشتیبانی می‌شوند، وقوع یک تورنادو را می‌توان کشف کرد. شبکه‌ی رصد هوا شامل یک شبکه‌ی از اپراتورهای رادیویی، که به عنوان رادیوی اضطراری غیرنظامی^۱ شناخته می‌شوند، داوطلب می‌گردد. این تیم در روزهای پر خطر با تجهیزات رادیویی‌شان به مکان‌های مناسب می‌روند و به محض تشخیص یک تورنادو، هشدارهای لازم را به مراکز محلی هواشناسی، آژانس‌های دفاع غیر نظامی و دستگاه‌های مسئول مخابره می‌کنند و آنها نیز این هشدارها را با استفاده از رادیو، تلویزیون و آژیرهای اعلام خطر به اطلاع عموم می‌رسانند.

برای برخی از جوامع روستایی در بخش‌های مرکزی ایالات متحده تورنادوها بدترین حوادث ممکن هستند که در هر منطقه رخ می‌دهند. اگر تورنادوها در چندین ایالت رخ بدهند حکومت‌های ایالتی حالت فوق‌العاده اعلام می‌کنند و ممکن است کمک‌های دولت مرکزی را نیز از طریق آژانس مدیریت بحران فدرال دریافت نمایند. در نواحی روستایی واکنش جامعه نسبت به وقوع یک تورنادو به صورت اتوماتیک است و در آنجا علاوه بر پلیس و آتش‌نشانی، آژانس‌های دولتی نیز وجود دارند که هدف آنها کاهش اثرات بلا یا حوادث می‌باشد. با وجود این آنها به طور کلی تورنادوها را به عنوان خطری که همواره همراه آنهاست پذیرفته‌اند. البته اظهارات بالا فراگیر نیستند و ممکن است با توجه به نگرش فرهنگی افرادی که در مناطق تهدیدآمیز زندگی می‌کنند، این نگرش‌ها و ملاحظات نیز تغییر نمایند. **سیمس و بومان (۱۹۷۲)** نگرش مردم نسبت به خطر تورنادوها را در بین مردم **ایلی‌نویز و آلاباما** مورد تجزیه و تحلیل قرار دادند. میزان کشته‌ها بر اثر تورنادوها در ایالت آلاباما به وضوح خیلی بیشتر از ایلی‌نویز است. آنها بر اساس مصاحبه‌ها نتیجه گرفتند که نگرش متفاوتی بین دو ایالت وجود دارد. مردمان ایلی‌نویز معتقدند که خودشان آینده‌شان را رقم می‌زنند و از این رو برای به حداقل رساندن تهدید یا خطر تورنادوها تدابیری می‌اندیشند و در تلاش‌های گروهی برای کمک به قربانیان شرکت می‌کنند؛ ولی در ایالت آلاباما مردم به اخطار وقوع تورنادوها توجهی نمی‌کنند و تدابیر کمتری برای مقابله با تورنادوها می‌اندیشند و همچنین اعتقاد راسخ دارند که خداوند زندگی آنها را کنترل می‌کند و نسبت به قربانیان نیز خیلی ابراز همدردی نمی‌کنند. **اولیور (۱۹۸۱)** این بررسی را مورد تحلیل قرار داد و برخی از اشتباهات سیمس و بومان را خاطر نشان ساخت. برای نمونه آمار کشته شدگان ناشی از وقوع تورنادوها در ایالت آلاباما بیشتر است چون رخداد تورنادوها در آنجا بیشتر از ایالت ایلی‌نویز است. با وجود این مطالعه سیمس و بومان بر این امر تاکید دارند که تمام مردم ایالات متحده درک یکسانی از خطر تورنادوها یا واکنش به عواقب آنها ندارند. این تفاوت‌ها به طور مفصل‌تری در فصل ۱۳ تشریح می‌شوند.

ممکن است موقعیت یا وضعیت شما نسبت به تورنادوها در شانس‌تان برای زنده ماندن تأثیر داشته باشد؛ مثلاً کجایی محل زندگی‌تان در بخش‌های مرکزی ایالات متحده شانس زنده ماندن شما را مشخص می‌سازد. اروپائینی که در بخش‌های مرکزی ایالات متحده اسکان یافته‌اند، نا آگاهانه خطرناک‌ترین شهرک‌ها را انتخاب کرده‌اند. برای مثال از سال ۱۸۹۵ بیش از ۲۵ تورنادو شهر اوکلاهاما را در نزدیکی رودخانه کانادا در نوریده است، هر چند ایالت اوکلاهاما در ایالات متحده از نظر تعداد تلفات ناشی تورنادوها در رتبه هفتم قرار دارد؛ ۷/۳ مرگ به ازای هر ۱۰۰۰۰ کیلومتر مربع و در مقایسه با ۲۰/۵ به ازای هر ۱۰۰۰۰ کیلومتر مربع در می‌سی‌سی‌پی که جایگاه اول را دارد وضعیتش بهتر است. قبایل بومی ساکن در بخش‌های مرکزی ایالات متحده به ندرت نواحی پست و کم ارتفاع از قبیل ته دره‌ها یا امتداد بستر رودخانه‌ها را برای اسکان انتخاب می‌کردند؛ چون آنها مطلع

بودند زمانی که تورنادوها به سطح زمین برخورد نمایند تمایل دارند به سمت ارتفاعات پایین‌تر حرکت کنند. این بدین معنی است که تاوه تورنادوها آزادانه حرکت می‌کند و همواره مسیری را دنبال می‌کند که مقاومت کمتری داشته باشد.

شکل ۴-۱۴ این تمایل را بسیار خوب شرح می‌دهد. در ۳۰ می سال ۱۸۷۹ اولین تورنادویی که از داخل *ایروینگ* در کانزاس عبور کرد، در حالی فروکش کرد که در دره رودخانه *بیگ بلو*^۱ و سرانجام در یک آبراه کوچک در ضلع مقابل گیر افتاده بود. همان‌گونه که در همان شکل نیز مشخص است تورنادوها همواره به الگوی ثابتی وابسته نیستند و مسیر یکسانی را دنبال نمی‌کنند به همین دلیل تورنادوی دوم چند دقیقه بعد از مسیر دیگری وارد شهر شده است. بنا بر دلایل تاریخی از قبیل دست یابی به آب و حمل و نقل آسان بسیاری از شهرک‌ها در مرکز ایالات متحده در نزدیکی رودخانه‌ها یا در مناطق پست و کم ارتفاع ساخته شده‌اند. شاید این امر که تورنادوها تمایل دارند در امتداد این مسیرها حرکت کنند یکی از دلایل رخداد مخاطرات عظیم در مرکز ایالات متحده در گذشته و امروز باشد.



شکل ۴-۱۴- اثر توپوگرافی بر عبور یک گردباد در *ایروینگ*، کانزاس در ۳۰ مه ۱۸۷۹ (پس از فیلی، ۱۸۸۱).

نتیجه‌گیری

تصور این که زنجیره‌ای از تورنادوها مانند تورنادوهای آوریل ۱۹۷۴ ایالات متحده و طوفان‌های تگرگی مانند طوفان تگرگ ویرانگر سیدنی در ۱۹۹۹، می‌توانند دوباره رخ دهند، این آسایش خاطر که اقلیم کنونی ما باثبات است یا انسان‌ها می‌توانند از وقوع مخاطرات اقلیمی شدید جلوگیری کنند را در هم می‌ریزد. طوفان‌های تندی از نظر فیزیکی می‌توانند حداکثر بارش ممکن را فرو بریزند، منجر به بارش تگرگ شوند که در محیط باز باعث مرگ انسان‌ها می‌شود و همچنین تورنادوهایی را تولید کنند که باعث ثبت مقادیر فوق‌العاده‌ای از خسارات و تلفات جانی می‌شوند. در اینکه این طوفان‌ها دوباره تکرار می‌شوند هیچ ابهامی نیست بلکه ابهام در زمان رخداد مجدد آنها می‌باشد. در حالی که دانشمندان سعی دارند گرمایش جهانی را به عنوان عامل شدت یافتن طوفان‌های تندی مطرح نمایند ولی بزرگی طوفان‌های تندی صرفاً حاصل رخداد معمولی حوادث طبیعی تصادفی هستند. شکست شاه ادوارد سوم به خاطر یک طوفان تگرگ در شارت فرانسه در سال ۱۳۵۹ را نمی‌توان به گرمایش جهانی نسبت داد. تاریخ آبدستن چنین حوادثی است. امروزه اگر چنین حادثه‌ای در فینال مسابقات جهانی بیس‌بال یا جام جهانی فوتبال رخ بدهد یقیناً عامل این حادثه به گرمایش جهانی نسبت داده می‌شود.

در حالی که در جوامع مدرن حوادث کوتاه مدت از قبیل طوفان‌های تگرگ و هجوم تورنادوها به راحتی قابل حل هستند ولی تأثیرات سیلاب‌های ناگهانی، بارش‌های منطقه‌ای فاجعه‌آمیز و خشک‌سالی‌ها هنوز مدل‌های اقلیمی، نوع دوستی اجتماعی و سرانجام قابلیت جامعه بین‌المللی در واکنش هدفمند را مورد آزمایش و چالش قرار می‌دهند. فصل‌های بعدی ماهیت خشک‌سالی‌ها و سیلاب‌های منطقه‌ای و تلاش‌های انسانی جهت کاهش این بلایای بزرگ مقیاس را مورد بررسی قرار می‌دهند.

مأخذ و منابعی برای مطالعه بیشتر

- Anagnostou, E.N., Chronis, T., and Lalas, D.P. 2002. New receiver network advances in long-range lightning monitoring. *EOS, Transactions American Geophysical Union* 83: 589, 594–595.
- Black, R.A. and Hallett, J. 1998. The mystery of cloud electrification. *American Scientist* 18: 526–534.
- Eagleman, J.R. 1983. *Severe and Unusual Weather*. Van Nostrand Reinhold, NY.
- Finley, J.P. 1881. Report on the tornadoes of May 29 and 30, 1879, in Kansas, Nebraska. *Professional Paper of the Signal Service* No. 4, Washington.
- Fujita, T.T. 1971. Proposed mechanism of suction spots accompanied by tornadoes. Preprints, Seventh Conference on Severe Local Storms, American Meteorological Society, Kansas City, pp. 208–213.
- Fujita, T.T. 1981. Tornadoes and downbursts in the context of generalized planetary scales. *Journal of Atmospheric Research* 38: 1511–1534.
- Geophysics Study Committee 1987. *The Earth's Electrical Environment*. United States National Research Council, National Academy Press.
- Golden, J.H. and Adams, C.R. 2000. The tornado problem: forecast, warning, and response. *Natural Hazards Review* 1(2): 107–118.
- Grazulis, T.P. 1993. *Significant Tornadoes 1680–1991*. Environmental Films, St. Johnsbury.
- Idso, S. 1976. Whirlwinds, density current and topographical disturbances: A meteorological mélange of intriguing interactions. *Weatherwise* 28: 61–65.
- Miller, A. 1971. *Meteorology* (second edn). Merrill, Columbus.
- Nalivkin, D.V. 1983. *Hurricanes, Storms and Tornadoes*. Balkema, Rotterdam.
- NOAA 2003. *Image ID: wea00300, historic NWS collection*. <<http://www.photolib.noaa.gov/historic/nws/wea00300.htm>>
- Oliver, J. 1981. *Climatology: Selected Applications*. Arnold, London.
- Oliver, J. 1986. Natural hazards. In Jeans, D.N. (ed.) *Australia: A Geography*. Sydney University Press, Sydney, pp. 283–314.
- Sims, J.H. and Baumann, D.D. 1972. The tornado threat: coping styles of the North and South. *Science* 176: 1386–1392.
- U.S. Severe Weather Meteorology and Climatology 2002a. *United States tornadoes, 1916–2000*. <<http://www.hprcc.unl.edu/nebraska/ustornadoes1916-2000.html>>
- U.S. Severe Weather Meteorology and Climatology 2002b. *United States tornado deaths 1916–2000*. <<http://www.hprcc.unl.edu/nebraska/ustornadoes1916-2000.html>>
- Whipple, A.B.C. 1982. *Storm*. Time-Life Books, Amsterdam.
- Yeo, A., Leigh, R., and Kuhnel, I. 1999. The April 1999 Sydney Hailstorm. *Natural Hazards Quarterly* 5(2), <<http://www.es.mq.edu.au/nhrc/web/nhq/nhq5-2tables.htm>>

فصل پنجم: مخاطرات خشک‌سالی

مقدمه

خشک‌سالی و قحطی از زمان پیدایش اولین تمدن‌های بشری، جوامع شهری-کشاورزی را آزار داده‌اند. با این‌که تعاریف زیادی از خشک‌سالی وجود دارد، ولی به صورت ساده خشک‌سالی‌ها را می‌توان یک دوره طولانی مدت از کمبود بارش تعریف کرد که در طی این دوره زیست توده کشاورزی به شدت محدود می‌شود. در برخی مناطق دنیا؛ مثل شمال شرقی ایالت متحده و جنوب انگلیس ممکن است تأثیر وقوع یک خشک‌سالی بیش از آنکه بر روی کشاورزی باشد بر روی شبکه‌ی آبرسانی شهری موثر گردد. تعریف خشک‌سالی به عنوان دوره کمبود بارش پیش از رخداد آن، در سطح جهان متفاوت است. برای مثال، در جنوب کانادا خشک‌سالی به دوره‌ای اطلاق می‌شود که طی آن به مدت ۳۰ روز هیچ گونه بارشی رخ ندهد. عدم رخداد بارش در این مدت در جایی که بذرافشانی، رشد و برداشت محصولات طی یک دوره ۳ یا ۴ ماهه صورت می‌گیرد، بازدهی محصولات را به صورت قابل توجهی کاهش می‌دهد. در استرالیا چنین تعریفی بی‌معنی است چون اکثر نقاط کشور حداقل طی یک دوره ۳۰ روزه بارشی دریافت نمی‌کنند. به‌علاوه در مناطق حاره‌ای در معرض بارش‌های موسمی، شرایط خشک‌سالی در طی فصول خشک رخ می‌دهد؛ در اکثر مناطق حاره‌ای استرالیا (حتی در مناطق ساحلی) یک فصل خشک بی‌بارش برای چندین ماه به طول می‌انجامد. در استرالیا خشک‌سالی به عنوان یک سال تقویمی تعریف می‌شود که طی آن مقدار بارش کمتر از ۱۰ درصد مجموع بارش‌های ثبت شده باشد. متأسفانه در نیمکره‌ی جنوبی، یک سال تقویمی، فصل رشد تابستانی را به دو قسمت تقسیم می‌کند. یک معیار کارآمد برای اعلام خشک‌سالی باید به طور مشخص به مقدار اندک بارش در فصل رشد تابستانی اشاره داشته باشد.

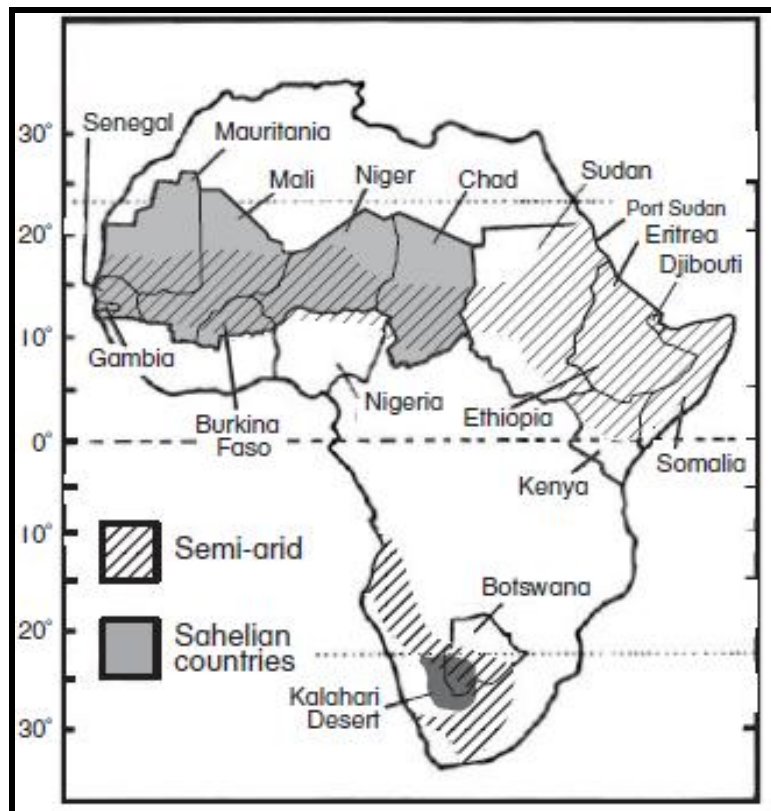
شروع خشک‌سالی ناگهانی، تدریجی و پنهان است. در نتیجه، جوامع مستقر در مناطق مستعد خشک‌سالی همواره باید آمادگی محافظت از خودشان را در برابر وقوع احتمالی خشک‌سالی داشته باشند و در نهایت در صورت رخداد خشک‌سالی باید آمادگی مراقبت از بازماندگان را داشته باشند. با این وجود، واکنش یک جامعه به خشک‌سالی با توجه به ساختار اجتماعی و اقتصادی آن جامعه متفاوت است. ابتدا واکنش جوامع سنتی به خشک‌سالی مورد بررسی قرار می‌گیرد. این بحث با بررسی واکنش جوامع مدرن به خشک‌سالی ادامه پیدا می‌کند. با اینکه کشورهای غربی نسبت به کشورهای در حال توسعه عموماً شناس

بهتری دارند، مشخص شده است که در نهایت درک و سیاست ملی در قبال خشک‌سالی، موفقیت کاهش اثرات خشک‌سالی را تعیین می‌کند. این فصل همچنین به مقایسه‌ی میزان موفقیت در کاهش اثرات خشک‌سالی‌ها به وسیله‌ی سازمان‌های جهانی، عمدتاً سازمان ملل متحد و واکنش‌های خصوصی نظیر آنچه که گروه «بند آید»^۱ (گروه یاری‌رسان) تحت ریاست باب گلداف در واکنش به خشک‌سالی اتیوپی در سال ۸۴-۱۹۸۳ انجام داد، می‌پردازد.

واکنش پیش از استعمار به خشک‌سالی

(گارسیا، ۱۹۷۲، موین، ۱۹۸۳؛ واتس، ۱۹۸۳؛ اسکات، ۱۹۸۴)^۲

در نوع زندگی کوچ‌نشینی همزمان با رخداد خشک‌سالی‌ها، ارتباطات و وابستگی مبتنی بر روابط متقابل اجتماعی بسیار تقویت می‌گردد. مردمان کونگ در بیابان کالاهاری واقع در جنوب غربی آفریقا در طول فصول خشک اطراف چاله‌های دائمی آب جمع می‌شوند (برای یافتن مکان‌ها در روی نقشه به شکل ۱-۵ مراجعه کنید). اگر شرایط ترسالی حاکم شود و شرایط برای جمع‌آوری غذا و شکار مساعد باشد، قبایل کونگ به تدریج به گروه‌های کوچک‌تر یا گروه‌های هفت نفره تقسیم می‌شوند. این در حالی است که در طول خشک‌سالی‌های شدید کونگ‌ها در محدوده دو چاه دائمی آب در گروه‌های ۲۰۰ نفری به بالا گرد هم جمع می‌شوند و سعی می‌کنند تا پایان یافتن خشک‌سالی این شرایط نامساعد را تحمل کنند.



شکل ۱-۵- نقشه مناطق نیمه خشک و ساحل در آفریقا.

در جوامع مبتنی بر کشاورزی، یک اعتماد حساس مبتنی بر تنوع کشاورزی جهت کاهش اثرات تمام خشک‌سالی‌ها به خصوص شدیدترین خشک‌سالی‌ها وجود دارد. جامعه سنتی **هاسا**^۳، واقع در شمال نیجریه (بر روی مرز صحرا) مثال خوبی در این زمینه است. قبل از سال ۱۹۰۳ کشاورزان **هاسا** تک محصولی بودند، ولی دو یا سه محصول مختلف را در همان مزارع

1- Band Aid

2- Garcia; Morren; Watts; Scott

3- Hausa

کشت می‌کردند. هر محصول نیازمندی‌های متفاوتی داشت و در برابر خشک‌سالی‌ها نیز مقاومت متفاوتی نشان می‌داد. این شیوه کشت خطر را کاهش و تولید برخی محصولات غذایی را تحت هر شرایطی تضمین می‌کرد. در نتیجه‌ی افزایش نیاز، روش‌های حفاظت آب نیز استفاده می‌شدند. بعد از خشک‌سالی اولیه و در صورت ادامه خشک‌سالی اگر کاشت مجدد مورد نیاز بود، آن وقت فاصله بین گیاهان بیشتر و یا غلاتی کشت می‌گردید که خیلی سریع به بلوغ برسند. کشاورزان **هاسایی** همچنین محصولاتی کشت کردند که مناسب و سازگار با محیط‌های کوچک بودند. دشت‌های سیلابی را برای کشت برنج و ذرت خوشه‌ای و میان رودها را برای کشت تنباکو یا ذرت خوشه‌ای و زمین‌های حاشیه‌ای را برای آبیاری در فصل خشک و کاشت سبزیجات، استفاده می‌کردند. با استفاده از این روش‌ها کشاورزان اهل **هاسا** توانستند نسبت به هر گونه تغییری در دوره بارش سریعاً واکنش نشان دهند. در صورت مؤثر واقع نشدن این طرح‌ها و در پی وقوع قحطی، افراد برای قرض گرفتن غذا به روابط خویشاوندی روی آوردند. بنا به رسم رایج درخواست غذا از طرف همسایه‌ها رد نمی‌شد. همچنین افرادی از قبیله که در شهرها کار می‌کردند موظف بودند برای مردم قبیله خود پول بفرستند و یا در شرایط حاد، آنها را به عنوان پناهنده بپذیرند.

در طی چندین قرن قبل و پیش از رواج قانون استعماری انگلیس یک ساختار اجتماعی انعطاف‌پذیر در این مناطق شکل گرفته بود. کشاورزان **هاسا** در یک جامعه فئودالی اسلامی زندگی می‌کردند. امیران حکام محلی بودند که در رأس سلسله مراتب اجتماعی قرار داشتند. عموماً خشک‌سالی به عنوان یک حادثه نامنظم در نظر گرفته می‌شد که در طی آن گروه‌های خویشاوندی و وراثتی نشان دادند که می‌توان خطرات و اثرات ناشی از خشک‌سالی را با اشاعه در سراسر جامعه و کاستن از شدت اثرات آن بر گروهی خاص، کاهش داد. در این جامعه امید اندکی به مقامات مرکزی است و این ساختار اجتماعی بود که موجب اطمینان خاطر گروهی علیه خشک‌سالی می‌شد. مالیات‌ها به جای پول نقد به صورت جنس جمع‌آوری می‌شوند و با توجه به شرایط مردم تغییر می‌کردند. حکام در طول خشک‌سالی این ثروت جمع‌آوری شده را به شکل وام غلات در اختیار مردم قرار می‌دادند. این نوع ساختار اجتماعی مشخصه بسیاری از جوامع پیش از استعماری در سراسر آفریقا و آسیا است. متأسفانه استعمار این جوامع، کشاورزی را بیشتر در معرض خشک‌سالی‌ها قرار داد.

بعد از ورود استعمار به نیجریه، مالیات مردم **هاسا** به صورت نقدی دریافت شد. این مالیات‌ها در طول زمان ثابت و به جای حکام محلی، حکومت مرکزی آنها را جمع‌آوری می‌کردند. تأکید بر مالیات نقدی منجر به کشت محصولات نقدی گردید که وابستگی به بازار جهانی را ایجاد نمود. تولید محصولات از کشاورزی معیشتی که مستقیماً مواد غذایی مورد نیاز روزانه را تأمین می‌کرد به کشت محصول فروشی تغییر یافت که فقط پول نقد مورد نیاز برای خرید مواد غذایی را تأمین می‌کرد. اگر قیمت اجناس در بازارهای جهانی کاهش یابد، مردم مجبور می‌شوند برای خرید اقلام خود در طی دوره رکود وام بگیرند. در نتیجه کشاورزان در یک چرخه بدهکاری فصلی گرفتار می‌شوند که تا زمان‌های طولانی رفع نمی‌گردد. این بدهکاری و تغییر ساختار اقتصادی موجب فروپاشی فعالیت‌های گروهی و روش‌های سنتی قرض دادن می‌شود. مداخله دولت مرکزی به شکل کمک‌های غذایی جهت رفع گرسنگی و قحطی ناآرامی‌های اجتماعی را تحریک نمود. کشاورزان تولیدکننده **هاسایی** به طور روزافزونی حتی با کوچک‌ترین تغییراتی در بارندگی، در معرض خطر بودند. برداشت کم محصول به خصوص اگر توأم با کاهش قیمت صادرات باشد، نشانه‌ای از بحران قحطی است. کشاورزان **هاسایی** اکنون تحت خطر قحطی دائمی قرار گرفته‌اند.

در طول خشک‌سالی یک توالی قابل پیش‌بینی از حوادث پدیدار می‌شوند. بعد از برداشت کم محصول، کشاورزان سعی می‌کنند از طریق کارگری یا صنایع دستی درآمدی کسب نمایند. هنگامی که قحطی شدت پیدا می‌کند، آنها از خویشاوندان خود وام می‌گیرند و در مرحله بعد دارایی یا اموالشان را می‌فروشند. اقدامات بعدی شامل قرض گرفتن پول و غلات می‌شوند، اگر تمامی این شیوه‌ها مؤثر واقع نشوند علاوه بر فروش تمامی اموال خود از مناطق خشک‌سالی زده نیز مهاجرت می‌کنند. پس از مهاجرت، دولت‌ها تازه متوجه وخامت اوضاع حاصل از خشک‌سالی می‌شوند و کمک‌های غذایی به مردم را شروع می‌کنند. بعد

از خشک‌سالی، مزرعه دار منابع محدودی برای بازیابی سبک‌های زندگی قبلی‌اش دارد. خانواده‌های غنی در شهر با فروش اموال خود (برای جبران برداشت کم محصولات) دارای منابع کافی هستند. اکنون مخاطره طبیعی خشک‌سالی فقط کشاورزان هاسایی را مورد اصابت قرار داده است. در این شرایط، جامعه دچار تبعیض می‌شود به طوری که ثروتمندان به طرز مناسبی اثرات خشک‌سالی را کنترل می‌کنند، در حالی که کشاورزان هاسایی که عمدتاً فقیر هستند در معرض بدترین خطرات خشک‌سالی قرار می‌گیرند. با وجود این که استعمار از بین رفته است، این زنجیره از وقایع هنوز هم مشخصه‌های واکنش به خشک‌سالی در سراسر آفریقا و دیگر کشورهای جهان سوم هستند. وابستگی به پول حاصل از کاشت محصولات تجارتي، تغییرات قیمت کالاهای صادراتی و بروز جنگ، به کرات جوامع مختلفی را در طول خشک‌سالی‌های بزرگ اواخر قرن بیستم دچار بحران ساخت.

واکنش‌های پس از استعمار

(گاریسیا، ۱۹۷۲؛ فرنچ، ۱۹۸۳)

در مقابل، جوامع غربی برای مصون ماندن از خشک‌سالی شدیداً به تکنولوژی وابسته هستند. این مورد در استرالیا، جایی که کشاورزان در برابر بدترین خشک‌سالی‌ها مقاومت کرده‌اند و یکی از کارآمدترین سیستم‌های جامع کشاورزی در جهان را به وجود آورده‌اند، به خوبی شرح داده شده است. در اینجا بر استقلال و خود اتکایی بیش از اتکا به روابط خویشاوندی یا اجتماع تأکید شده است و این شیوه برای مدیریت زمین و در نهایت توانایی کشاورزان برای مصون ماندن از خشک‌سالی بسیار موثر می‌باشد. هنگامی که خشک‌سالی رخ می‌دهد این شیوه‌های مدیریتی به طور نامحسوسی به سمت جبران خسارت و کاهش صدمات دائمی به زمین و واحدهای کشاورزی تغییر می‌یابند. در جایی که زمین کشت می‌شود شیوه‌های مدیریتی زمین به سمت حفظ رطوبت و محافظت از محصولات می‌رود. این روش‌ها باعث افزایش نفوذ باران به داخل خاک زیرین می‌شوند و برای این منظور از شیوه‌های مختلفی از قبیل مالچ پاشی، شخم، ایجاد بانکت و شیار برای به حداقل رساندن رواناب استفاده می‌شود. در برخی موارد حوضه‌های آبخیز را تمیز و متمرکز می‌نمایند تا باعث افزایش رواناب‌ها به داخل سدهای کشاورزی شوند که در طی خشک‌سالی برای آبیاری استفاده می‌گردند. چون اکثر محصولات در زمان اوج تنش رطوبتی به مرحله بلوغ می‌رسند، زمان کاشت محصول در بازده نهایی خیلی حیاتی است. بذریاشی در اوایل زمستان باعث به گل نشستن غلات و به حداکثر رسیدن رشد محصولات قبل از اوج تنش آب در تابستان می‌شود. علاوه بر این استفاده از کودهای فسفات می‌تواند در ازای دریافت هر میلی‌متر باران باعث بازدهی دو برابر محصولات شود. در جایی که از زمین به عنوان مرتع استفاده می‌شود، برخی چراگاه‌ها را در فصل بهار به صورت دست نخورده باقی می‌گذارند تا علف آن را در طول دوره‌های خشک تابستان برای مصرف غذایی حیوانات درو کنند. در نواحی با کشت ترکیبی همچنین غلات برداشت شده‌ی سال‌های قبلی برای تغذیه گوسفندان و گاوها ذخیره می‌شوند. وقتی خشک‌سالی به مدت چندین سال ادامه پیدا کند، حیوانات اهلی یا به طور قابل توجهی تلف می‌شود و یا باید آنها را با هزینه زیاد به فواصل دوری حمل کرد تا در مناطق عاری از خشک‌سالی چرانده شوند.

پیشرفت تکنولوژی همچنین نقش مهمی در کشاورزی مناطق در معرض خشک‌سالی و نواحی نیمه‌خشک دارد. این تکنیک‌ها شامل پاشیدن هوایی سموم علف‌کش برای کنترل رشد علف‌های هرز و بذریاشی هوایی برای جلوگیری از فشردن شدن خاک به وسیله‌ی ماشین‌آلات سنگین کشاورزی می‌باشند. برای ردیابی چهارپایان و اعلام هشدار به مناطقی که در معرض خطر چرای مفراط قرار دارند، رصد هوایی نیز استفاده می‌شود. همچنین مدل‌های مدیریت کامپیوتری برای به حداکثر رساندن بازدهی محصولات، پیش‌بینی اقلیمی، شرایط رطوبتی محصولات به کار برده می‌شوند. در نهایت مدیریت مالی کارآمد برای مصون ماندن از خطر خشک‌سالی بسیار حیاتی است. بیشتر کشاورزان در هر دهه سه سال سودآور دارند و اکثر آنها قادر به حفظ قابلیت اقتصادی مزرعه خود تا حداکثر هفت سال خشک‌سالی متوالی هستند. همچنین در این شیوه به اندوخته پولی یا

یک واحد اعتباری بانکی برای نگهداری چهارپایان نیز نیاز دارد. تا زمان بحران روستایی دهه ۱۹۸۰، کمتر از ۱۵ درصد از کشاورزان استرالیایی به دنبال یک خشکسالی بزرگ دچار مشکلات مالی می شدند.

فعالیت‌های مدیریتی فوق، کشاورزان جوامع غربی را از کشورهای در حال توسعه و عشیره‌ای متمایز ساخت. در نتیجه کشاورز استرالیایی می تواند در برابر خشکسالی‌های شدید مصون بماند؛ همانند آنچه که در سال‌های اخیر در منطقه ساحل در آفریقا اتفاق افتاد. همچنین مزرعه استرالیایی نسبت به مزرعه آفریقایی مایحتاج غذایی افراد کمتری را فراهم می کند. در نتیجه همان خشکسالی‌هایی که در آفریقا منجر به قحطی می شوند و به طور فاجعه باری تمام جامعه و ساختار اقتصادی را دچار اختلال می کنند در استرالیا یا ایالت متحده برای بیشتر جمعیت نامحسوس است و افراد زیادی از رخداد خشکسالی بی اطلاع هستند. در دهه‌های ۱۹۷۰ و ۱۹۸۰ خشکسالی‌های شدید جهانی نه تنها بسیاری از کشورهای آفریقایی را فلج کرد بلکه برای اولین بار بعد از سال‌های رکود اقتصادی در دهه ۱۹۳۰، بسیاری از جوامع غربی را نیز دچار اختلال کردند.

تشدید اثرات خشکسالی به وسیله‌ی جوامع مدرن

(بریسون و مورای، ۱۹۷۶؛ گلنتز، ۱۹۷۷؛ لاکوود، ۱۹۸۶)^۱

علی‌رغم این پیشرفت‌های تکنولوژی، فعالیت انسانی به سبب کشت بیش از حد زمین‌های حاشیه‌ای، از بین بردن وسیع پوشش گیاهی و مدیریت ضعیف خاک باعث تشدید خشکسالی‌ها می شود. این فعالیت‌ها بر تمام مناطق نیمه‌خشک دنیا تأثیر می گذارند. در بیابان **راج پوتانا** واقع در هند که خاستگاه تمدن‌های بزرگی بوده است فرهنگ‌ها و جوامع به طور متوالی رونق یافته، ولی هر بار به سبب حادثه‌ای نابود می شدند. این منطقه مرطوب و به طور فصلی تحت تأثیر باران‌های موسمی قرار دارد. با وجود این جو منطقه به سبب چرای بیش از حد مراتع که به طور مداوم باعث افزودن گرد و غبار به جو می شود پایدار گشته است. در طول روز گرد و غبار بالای اتمسفر گرما را جذب، گرادیان دمایی اتمسفر را کاهش و پایداری جوی را افزایش می دهد. در هنگام شب نیز گرد و غبار تابش موج بلند زمینی را جذب و دمای سطحی را بالاتر از نقطه شبنم نگه می دارد. در این شرایط یک بیابان مصنوعی پدید می آید و تا زمانی که گرد و غبار وارد اتمسفر می شود به صورت خودکار تداوم می یابد.

حتی بدون تولید حجم انبوهی از گرد و غبار نیز از بین رفتن پوشش گیاهی به نوبه خود موجب یک مکانیسم بازخورد منفی زیست ژئوفیزیکی و خشکی منطقه می شود. در منطقه ساحل در آفریقا، کاهش بارش در دهه‌ی ۱۹۶۰ رشد گیاهان را محدود کرد که به کاهش تبخیر و تعرق، پایین آمدن میزان رطوبت موجود در اتمسفر و در نهایت کاهش بیشتر بارش منجر شد. در طی زمان، رطوبت خاک به تدریج از بین می رود و این فرایند باعث کاهش تبخیر و میزان ابرناکی می شود. هنگامی که سطح خاک خشک و گیاهان پژمرده می شوند، آلبیدو سطحی - میزان تشعشعات موج کوتاه خورشیدی که از سطح گیاهان منعکس می شود - کاهش می یابد و این فرایند باعث افزایش گرمایش زمین و در نتیجه افزایش دمای هوا در نزدیک سطح زمین می شود. این فرایند همچنین باعث کاهش بارش می شود. از بین رفتن پوشش گیاهی زمین را در معرض فرسایش بادی قرار داده و باعث افزایش گرد و غبار در اتمسفر می شود.

خشکسالی در ساحل همزمان با افزایش جمعیت و شرایط زیان‌آور اقتصادی رخ داد. در دهه‌ی ۱۹۷۰ قیمت جهانی سوخت به شدت افزایش یافت و مردم برای آشپزی و گرم کردن منازل به جای نفت سفید به سوزاندن چوب روی آوردند. چنین تغییری باعث برداشت بی‌رویه بوته‌زارها و درختان شد. با کاهش بازدهی محصولات، زمین به حالت آیش رها نگردید و این عمل باعث کاهش بیشتر رطوبت خاک شد. از طرف دیگر تکنیک‌های غربی شخم زمین (که برای افزایش کشاورزی ابداع شدند) ساختار خاک را بر هم زدند و منجر به شکل‌گیری پوسته‌های سطحی شدند که رواناب را افزایش و نفوذ باران به داخل زمین را کاهش دادند. تمام این فعالیت‌ها مکانیسم بازخورد منفی را افزایش می دهند و باعث تداوم خشکسالی و بیابانزایی می شوند.

در حال حاضر در استرالیا چنین حالت‌های فیزیوگرافیکی البته بدون عواقب اجتماعی وجود دارد. در اینجا انسان‌ها در کل اختلال زیادی در اکوسیستم ایجاد کرده‌اند. کاهش جمعیت دینگوها باعث افزایش جمعیت کانگوروها و رقابت آنها با حیوانات اهلی برای غذا و آب در طول فصول خشک شد. احداث تعداد زیادی سد و حوضچه برای شرب حیوانات اهلی باعث می‌شود حیوانات بومی نیز در مقابل خشک‌سالی‌ها جان سالم به در ببرند و تعداد بیشتر حیوانات وحشی (مثل خرگوش، خوک، بز، گربه، گاو، گاو میش آبی و الاغ) به معنی جایگزینی گونه‌های بومی با گونه‌های وحشی است. برخی از این گونه‌های ذکر شده حیوانات سم‌دار هستند و باعث فشرده‌گی و متراکم شدن خاک می‌شوند. این حیوانات طوری درختان را می‌خورند که در برخی نواحی برای رویش طبیعی مجدد، به اندازه کافی درختان بالغ وجود نخواهد داشت. خشکیدن شاخ و برگ گیاهان وسعت می‌گیرد. بدون وجود درختان بلند ریشه و تبخیر و تعرق، سفره‌های آب تا سطح زمین بالا می‌آیند و با تخلیه نمک در سطح شکل‌های غیر قابل حل نمک در سطح زمین ته‌نشین می‌شود. این نمک باعث عدم رشد گیاهان شده و زمین بدون پوشش گیاهی در معرض فرسایش بادی قرار می‌گیرد. ساختار خاک تغییر می‌یابد و پوسته سطحی شکل می‌گیرد. در نتیجه در طول بارش، خیس شدن یا نفوذ آب به داخل زمین خیلی مشکل می‌شود. در *ویکتوریا* شور شدن خاک حدوداً بر 5200 km^2 زمین تأثیر گذاشته است و سالانه این میزان ۲-۵ درصد افزایش می‌یابد و این در حالی است که در غرب استرالیا 3000 km^2 از زمین‌های قابل کشت، متروکه شدند. بخش‌های بزرگی از حوضه آبرگیر رودخانه *موری*^۱ به سبب همین مشکل روزافزون، در معرض خطر قرار گرفته و حتی توسط آبیاری هم شدت یافته است. در نتیجه زمین‌های قابل کشت در حوضه برخی رودخانه‌های داخل استرالیا ۱۰ بار بیشتر از فرسایش حوضه رودخانه‌های دجله و فرات در تمدن بابل و ۵ برابر سریع‌تر از دشت سیلابی رودخانه *ایندوس* واقع در بیابان *راج پوتانا* در حال نابود شدن هستند.

واکنش‌های مدرن به خشک‌سالی‌ها

جوامعی که با رخداد خشک‌سالی مواجه هستند: ایالت متحده

(روزنبرگ و ویلهایتی، ۱۹۸۳؛ واریک، ۱۹۸۳)^۲

مثال‌های فوق از واکنش ملی به خشک‌سالی‌ها نشان می‌دهد که کشورهای در حال توسعه برای واکنش و مقابله با این پدیده با مشکلات بزرگی روبه‌رو هستند. برخی کشورها (مثل *اتیوپی* در دهه ۱۹۸۰) حتی از این هم فراتر می‌روند و با نادیده گرفتن وضع اسفناک قربانیان، واقع شدن در معرض چنین فاجعه بزرگی را تکذیب می‌کنند. جوامع غربی نباید صرفاً به خاطر مجهز بودن به تکنولوژی پیشرفته مغرور گردند. با بررسی تاریخ مشخص می‌شود که اغلب کشورهای غربی دقیقاً به همان شیوه‌ای به خشک‌سالی‌ها واکنش نشان می‌دهند که امروزه برخی کشورهای جهان سوم به کار می‌برند.

واکنش ملی به خشک‌سالی به بهترین نحو در ایالت متحده شرح داده شده است. در فصل دوم نشان داده شد که یک چرخه مشخص از وقوع خشک‌سالی در دشت‌های بزرگ هم‌زمان با چرخه قمری اتفاق می‌افتد. بزرگ‌ترین خشک‌سالی‌ها در دهه‌های ۱۸۸۰، ۱۹۱۰، ۱۹۳۰، ۱۹۵۰، ۱۹۷۰ رخ دادند. بیشتر مردم یک تصور واضح و به یاد ماندنی از خشک‌سالی دهه ۱۹۳۰ و انبوه مهاجرت کشاورزان فقیر از مناطق خشک، بایر و مناطق بادگیر دارند. با این حال لازم به ذکر است که در دهه ۱۹۳۰ خشک‌سالی شدیدی اتفاق نیفتاد. قبل از دهه ۱۸۹۰ دشت‌های بزرگ در مقیاس وسیعی به زیر کشت رفتند. دولت و شرکت‌های خصوصی راه‌آهن در شهرهای شرقی و تبلیغات گسترده در خارج از این محدوده، مسکونی شدن منطقه را تبلیغ و مردم را به اسکان در آنجا تهییج می‌کردند. در طول خشک‌سالی دهه ۱۸۹۰ گرسنگی گسترده و سوء تغذیه در مرکز و جنوب دشت‌ها به وجود آمد. مشابه چنین اوضاعی هم‌زمان با خشک‌سالی دهه ۱۹۱۰ در *داکوتاها* و شرق *مونتانا* نیز رخ داد. در آنجا هیچ گونه

1- Murray

2- Rosenberg & Wilhite; Warrick

امدادرسانی به شکل مواد غذایی و پول از طرف دولت فدرال به فاجعه زدگان صورت نگرفت. در طول خشکسالی دهه ۱۸۹۰ چون دولت سعی داشت برای جذب مهاجران بیشتر تصور رفاه و خوشبختی را رواج دهد، مسئولین ایالتی رخداده خشکسالی یا وضع اسفناک ساکنان را اطلاع رسانی نکردند. در هر دو دهه ۱۸۹۰ و ۱۹۱۰ جمعیت زیادی از ساکنان به سادگی مزارعشان را ترک و به خارج از آن منطقه مهاجرت کردند. در برخی مناطق تمامی ساکنین مهاجرت نمودند. آنهایی که مهاجرت نکردند یا به شخصه و یا با کمک گرفتن از ایالت‌های همجوارشان مسئولیت مقابله با خشکسالی را به عهده گرفتند. شباهت‌های واکنش به این دو خشکسالی و خشکسالی اتیوپی در دهه ۱۹۸۰ در خور توجه است.

خشکسالی دهه ۱۹۳۰ در دشت‌های بزرگ صرفاً به این دلیل معروف گردید که دولت به شرایط خشکسالی واکنش نشان داد. برخلاف آنچه که مردم فکر می‌کردند مهاجرت به خارج گسترده و فراوان نبود و آنها تنها الگویی را تعقیب می‌کردند که در سال‌های قبل نیز به کار برده بودند. برخی از کشاورزان ثروتمند، به دلیل ورشکست شدن، مزارعشان را برای پرداخت بدهی به طلبکارانشان فروختند. در سطح ملی خشکسالی دهه ۱۹۳۰ تأثیر کمی داشت. در طول این خشکسالی کمک‌های زیادی از سوی دولت فدرال پرداخت شد ولی در مقایسه با پولی که به اقتصاد رکود یافته آمریکا تزریق شد، ناچیز بود. هیچ کمبود غذایی وجود نداشت (در حقیقت در آنجا مازاد تولید غذایی وجود داشت) قیمت‌ها افزایش نیافتند و موارد اندکی از گرسنگی یا سوء تغذیه مشاهده شد. برای اولین بار دولت به کشاورزان کمک نمود به طوری که تا سال ۱۹۳۶، ۸۹ درصد از کشاورزان در برخی ایالت‌ها از صندوق سرمایه فدرال کمک دریافت کردند. کمک‌ها نه به صورت مواد غذایی بلکه به صورت نقدی بود. دولت برای کمک به کشاورزانی که روی زمین‌هایشان مانده بودند اجرای چندین برنامه را متقبل شد. بودجه طرح‌های آبیاری را تأمین نمود، شروع به حمایت از بیمه محصولات کشاورزی کرد و سازمان حفاظت از خاک را تأسیس نمود. این برنامه‌ها برای کمک به کشاورزان، بازیابی مجدد زمین‌های کشاورزی و کاهش اثرات خشکسالی‌های بعدی، طراحی شدند.

خشکسالی دهه ۱۹۵۰ بسیار متفاوت‌تر بود. برنامه‌هایی که در دهه‌ی ۱۹۳۰ اجرا شدند شتاب یافتند. در دهه‌های ۱۹۳۰ تا ۱۹۸۰ یک افزایش ۶ برابری در زمین‌های آبیاری شده به وجود آمد. میزان زمین‌های تحت بیمه محصولات افزایش یافت در حالی که زمین‌های حاشیه‌ای تحت برنامه بانک خاک قرار نگرفتند. در دهه ۱۹۵۰ تعداد کمی از مزارع رها شدند و برای تأسیس مزارع اقتصادی بزرگ‌تر، زیر قیمت به همسایه‌هایشان فروخته شدند. مردمی که اموالشان را فروختند به شهرک‌های همجوار پناه بردند. کمک دولتی با مقیاس کمتری نسبت به خشکسالی قبلی به سمت منطقه سرازیر شد. در این مورد نیز خشکسالی تأثیر اندکی بر روی اقتصاد ملی داشت. با شروع برنامه‌های خیلی تکنیکی دولت واکنش نشان داد. پروژه‌های آبیاری و حوضه رودخانه شروع و برنامه‌های پیش‌بینی هوا، کنترل و تعدیل مورد بازبینی و بررسی قرار گرفتند. برنامه حفاظت محیطی دشت‌های بزرگ، مکانیسم‌هایی برای شارژ مجدد آب‌های زیرزمینی، افزایش رواناب، کاهش تبخیر، نمک‌زدایی خاک و کاهش نشت و هدر رفت از کانال‌های آبیاری ایجاد کرد. از دهه‌ی ۱۹۵۰ این برنامه‌ها به صورت پیچیده‌تری افزایش یافتند تا آنجایی که خشکسالی‌های کنونی تأثیر اندکی بر روی اقتصاد ملی و منطقه‌ای دارند.

در حال حاضر به نظر می‌رسد که اثرات خشکسالی در ایالت متحده بر روی دشت‌های بزرگ و در اکثر کشورهای آفریقایی در حدی قابل توجه و دست نیافتنی کاهش یافته است. تحول استراتژی‌های کاهش اثرات خشکسالی یک نقش فزاینده را به سازمان‌های بزرگ اجتماعی و مهارت‌های تکنولوژیکی می‌دهد. با وجود کاهش اثرات محلی و منطقه‌ای خشکسالی‌های مکرر، در طی زمان امکان بروز فاجعه بر اثر حوادث نادر هنوز وجود دارد. به دلیل اعتماد بیش از حد به تکنولوژی برای کاهش خشکسالی اثرات بعدی نیز ممکن است به وجود آید. از این رو در صورتی که پیشرفت‌های تکنولوژیکی و سازمان‌های اجتماعی از عهده مقابله با فاجعه خشکسالی بر نیایند، پیامد آن برای مردم ممکن است خیلی گسترده باشد. با اینکه در آغاز قرن خشکسالی‌ها به صورت انفرادی مدیریت می‌شدند و در خارج از منطقه تأثیر اندکی داشتند

ولی امروزه ساختار اجتماعی و اقتصادی در ایالت متحده طوری شکل گرفته است که عدم موفقیت تکنولوژی موجود برای کاهش اثرات خشک‌سالی به شدت ساختار اقتصادی و اجتماعی آن کشور را مختل می‌کند. یک تأثیر کوچک در منطقه بر جوامع بین‌المللی نیز اثر می‌گذارد، چون بسیاری از کشورهای جهان سوم احتمالاً برای تأمین کمبودهای مواد غذایی خود به محصولات دشت‌های بزرگ وابسته هستند. این اثرات بین‌المللی در صورتی که خشک‌سالی به طور همزمان و به صورت جهانی رخ بدهد بسیار تشدید می‌گردند. تا دهه‌ی ۱۹۹۰ این تأثیر غیر محتمل به نظر می‌رسید، چون زمان‌بندی وقوع خشک‌سالی در دشت‌های بزرگ با وقوع خشک‌سالی در دیگر قاره‌ها تطابق نداشتند. ولی از اوایل دهه ۱۹۹۰ خشک‌سالی‌ها به طور همزمان در سراسر جهان رخ دادند. این امر با توجه به ناتوانی جامعه بین‌المللی در واکنش هماهنگ به چند خشک‌سالی بزرگ تأمل‌برانگیز است.

جوامعی که با وقوع خشک‌سالی روبه‌رو نیستند: بریتانیا

(ویتو، ۱۹۸۰؛ مورین، ۱۹۸۳؛ یانگ، ۱۹۸۳)^۱

بریتانیا معمولاً با خشک‌سالی روبه‌رو نیست؛ ولی بخش‌های جنوب و جنوب شرقی انگلیس سالانه کمتر از ۵۰۰ میلی‌لیتر بارش دریافت می‌کنند. در سال ۱۹۷۶ انگلستان به مدت ۱۶ ماه در معرض خشک‌سالی قرار گرفت؛ این حادثه بدترین واقعه ثبت شده در تاریخ این کشور است. در ۵ سال گذشته شرایط خشک‌تر شده است زیرا مسیر سلول‌های کم‌فشار بارش‌زا که به طور معمول از روی اسکاتلند و نروژ عبور می‌کرد با جابه‌جایی شمال سو به شمالگان منتقل شد. به طور غیرمعمولی سلول‌های کم‌فشار با سلول‌های پرفشار پایداری که اغلب بر روی جزایر بریتانیا متوقف می‌شدند و سلول‌های کم‌فشار را به سمت شمال منحرف می‌کردند، جایگزین شدند. از تابستان سال ۱۹۷۶ بارش کم بر روی وضعیت برخی کشاورزان تأثیر گذاشت و دمای هوا به طور غیرعادی به بیش از ۳۰ درجه سانتی‌گراد افزایش یافت. به دلیل خشک شدن چاه‌های آب، شبکه آب‌رسانی شهری به شدت آسیب دید. از پایان ماه جولای در سراسر بریتانیا آب از طریق تانکرها به شهرها حمل می‌گردید و ناکافی بودن آب موجب اعتراض و خشونت شد. در برخی موارد تأمین آب شهری به خاطر حفظ ذخیره آب و صرفه‌جویی قطع می‌گردید. در نیمه آگوست در اوج خشک‌سالی جریان رودخانه تایمز در بالای محدوده جزر متوقف شد. در طول ماه سپتامبر برای کاهش اثرات خشک‌سالی مردم خواستار اجرای برنامه‌های ملی شدند. سرانجام هنگامی که دولت وارد عمل شد خشک‌سالی پایان یافت. در طول ماه نوامبر سال ۱۹۷۶ قسمت‌های زیادی از کشور به شرایط عادی بارشی برگشتند.

این خشک‌سالی بسیار شدید بود نه به خاطر عدم بارش بلکه به خاطر افزایش رقابت برای دسترسی به ذخیره آب که در برخی قسمت‌های کشور به طور نسبی پایین آمده بود. از زمان انقلاب صنعتی، تأمین آب شهرها و صنایع اولویت عمومی محسوب می‌شد. پروژه‌های تجاری آب بسیار متداول بودند و در جایی که به آب دسترسی نداشتند، تأمین آب به شهرداری محول می‌شد. اداره ملی منابع آب در سال ۱۹۴۵ از ادغام مقامات محلی و ملی و ایجاد شرکت‌های خصوصی حمایت کرد. خشک‌سالی شدید سال ۱۹۵۹ منتج به قانون منابع آب در سال ۱۹۶۳ شد؛ این قانون مدیریت رودخانه‌ها را در اختیار اداره ملی منابع آب قرار داد. از سال ۱۹۷۳، ۱۸۰ شرکت خصوصی تأمین آب تأسیس شدند و از طریق قانون آب سال ۱۹۷۳ ده مسئول محلی را برای کنترل تمام امور مربوط به منابع آب برگزیدند. علاوه بر این یک واحد برنامه‌ریزی مرکزی و مرکز تحقیقات راه‌اندازی شد. به نظر می‌رسد بریتانیا برای واکنش به خشک‌سالی به نحو احسن آماده شده بود؛ ولی علی‌رغم این قوانین در نتیجه‌ی بهبود سطح زندگی مصرف آب نیز افزایش یافت. کانال‌های اصلی آب حتی تا مناطق روستایی و همچنین نواحی حومه شهر امتداد یافتند به نحوی که کشاورزی این مناطق نیز برای آبیاری و تأمین آب به لوله‌های تأمین آب متکی شده بود.

وقتی خشک‌سالی در ژوئن سال ۱۹۷۶ شدت یافت مقامات محلی آب از واکنش‌های قانونی که گاهی ضعیف و گاهی

افراط‌آمیز بود، اظهار نارضایتی کردند. این مقامات می‌توانستند مانع مصرف غیرضروری آب، مثل آب‌پاشی چمن به وسیله شهروندان عادی شوند، می‌توانستند عکس‌العمل تندی نشان دهند و شبکه آب‌رسانی خانگی و شیرهای آب داخل خیابان را نیز قطع کنند. همچنین این مقامات هیچ‌گونه کنترلی بر مصارف صنعتی یا کشاورزی آب نداشتند. در هیچ زمان و مکانی مصارف صنعتی آب به جزء در جنوب *ولز* به طور چشمگیری کاهش نداشته است. از طرف دیگر در برخی مناطق لوله‌های اصلی انتقال آب را قطع نمودند و مسئولین ویژه‌ای را برای باز کردن لوله‌ها فقط در هنگام آتش‌سوزی منصوب کردند.

در ماه آگوست، حکومت ملی از طریق قانون خشک‌سالی به مسئولان آب قدرت و اختیار بیشتری واگذار کرد. در واکنش به شرایط محلی به مقامات آزادی عمل داده شد که هر طور شایسته است واکنش نشان دهند. به منظور کاهش ۲۵ درصدی مصرف آب فعالیت‌های تبلیغاتی زیادی علیه مصرف‌کنندگان خانگی که بزرگ‌ترین گروه مصرف‌کنندگان بودند به راه انداخته شد. در واقع چون در بریتانیا کنتور آب وجود نداشت کاهش مصرف آب از طریق ایجاد محدودیت بر روی حجم آب مصرفی در سطح خانه‌های شخصی و اعمال جریمه‌ی سنگینی برای مصرف فراتر از حد مجاز امکان‌پذیر نبود. آب شهرهای کوچک‌تر قطع شد ولی در هیچ زمانی پیشنهاد کاهش مصرف آب به لندن داده نشد. وقتی کانال‌ها و رودخانه‌ها خشک شدند این نگرانی پیش آمد که ممکن است دیواره رسی سدها خشک شود و ترک بردارد و بنابراین برای جلوگیری از نشت یا حتی وقوع سیلاب هزینه تعمیراتی زیادی مصرف گردد. نشست زمین‌های رسی با خسارتی برابر با ۵۰ میلیون یورو به یک مشکل بزرگ تبدیل شد. این مورد یکی از عواقب پرهزینه خشک‌سالی است.

بخش کشاورزی به شدت آسیب دید و به صورت ضعیفی مدیریت شد. در ابتدا محصولات و حیوانات اهلی کشاورزان به سبب هوای خشک و دریافت کمک‌های ناچیز خسارت دیدند. درست زمانی که به آب نیاز داشتند (در زمان اوج تنش رطوبتی) کشاورزان دریافتند که ذخیره‌ی آب آنها به نصف رسیده است. کشاورزی بریتانیا آنقدر به کانال‌های اصلی انتقال آب وابسته بود که تقریباً تمام توانایی‌شان را برای واکنش به خشک‌سالی از دست دادند. این امر تنها مشکل خشک‌سالی ۱۹۷۶ نبود، این به یک مشکل و نگرانی فزاینده در طول دهه ۱۹۶۰ تبدیل شد. خوشبختانه به خاطر عضویت بریتانیا در بازار تجارتی اروپا بخش کشاورزی از نظر اقتصادی در برابر تمام عواقب خشک‌سالی حفظ شد. در نیمه اول تابستان، تولیدات مازاد بر نیاز بودند ولی در مدت کوتاهی تولیدات کشاورزی برای مصارف خانگی تا حد غیرقابل‌تحملی کاهش یافتند. در حقیقت برخی کشاورزان مراحل اولیه خشک‌سالی به آن واکنش نشان دادند و برای جبران کاهش بازدهی، مساحت زمین‌های زیر کشت را افزایش دادند. واکنش دولت به خشک‌سالی خیلی ناچیز بود. دولت تنها در آغاز آگوست سال ۱۹۷۶ با بررسی جزئیات وضع اسفناک کشاورزان و واگذاری اختیارات بیشتر به مسئولان آب از طریق قانون خشک‌سالی، شروع به واکنش نمود. از ماه اکتبر بود که مباحث قابل توجهی در مورد نشست زمین و قیمت مواد غذایی در مجلس مطرح گردید ولی در حقیقت خشک‌سالی تمام شده بود. خشک‌سالی سال ۱۹۷۶ را نمی‌توان به عنوان یک موضوع بدون پیامد در نظر گرفت، این حادثه در تمام سطوح اجتماعی باعث اختلال گردید. پیامدهای اجتناب‌ناپذیر این حادثه شامل تغییر مصرف آب در بریتانیا و به خصوص وابستگی کشاورزی به شبکه آب‌رسانی و افزایش مصارف خانگی آب شد. دولت بریتانیا برای مقابله با خشک‌سالی به طور ضعیفی عمل نمود و هنوز هم در صورت بروز خشک‌سالی قطعی آمادگی لازم برای مدیریت منطقی آب را ندارد. مورد بریتانیا، در حقیقت دو موضوع کلی درباره خشک‌سالی را شرح می‌دهد. اول خشک‌سالی پدیده‌ای فراگیر است؛ تمام کشورها می‌توانند از خشکی‌های استثنایی متأثر گردند. احتمال رخداد خشک‌سالی در بریتانیا (اندونزی یا کانادا) به همان میزان احتمال وقوع خشک‌سالی در ساحل است. دوم واکنش ملی به خشک‌سالی در کشورهای غربی اغلب همانند واکنش بسیاری از کشورهای جهان سوم است. تفاوت اصلی آنها در این است که در کشورهای جهان سوم دولت‌ها اغلب منفعل هستند، زیرا از نظر اقتصادی آنها قادر به توسعه مکانیسم‌های کاهش اثرات خشک‌سالی نیستند. دولت‌های غربی مثل بریتانیا (با دیگر کشورهای اروپای غربی که خشک‌سالی

۱۹۷۶ را تجربه کرده است) نیز هنوز آماده پذیرش این واقعیت نیستند که احتمال رخداد خشک‌سالی در هر مکانی وجود دارد.

آنهایی که شکست خوردند

(گلانتز، بریسون و مورای، ۱۹۷۷؛ گریبین، ۱۹۸۳؛ هیدوری، ۱۹۸۳)^۱

از زمانی که دمای سرد سطح دریا در مجاورت اقیانوس اطلس در اوایل دهه ۱۹۶۰ بارز شد، منطقه ساحل آفریقا مغلوب خشک‌سالی شد. در نتیجه این فرایند، تغییر مسیر فصلی همگرایی بین حاره‌ای بر روی آفریقا مؤثر واقع نشد. این پدیده ابتدا در بین سال‌های ۱۹۶۸ و ۱۹۷۴ منطقه بین **موریتانی** و **اتیوپی** را مورد تأثیر قرار داد. همان گونه که در بالا ذکر شد، مکانیسم‌های بازخوردی تولید شده به وسیله‌ی انسان‌ها باعث تشدید وضعیت خشک‌سالی‌ها می‌گردد. خیلی زود مشخص شد که واکنش‌های مردم ساحل برای تضمین مصون ماندن جمعیت، مؤثر واقع نشدند. یکی از دلایلی که کشورهای ساحلی به طرز شگرفی آسیب می‌بیند عدم فعالیت دولت مرکزی در واکنش به خشک‌سالی می‌باشد. در بسیاری از این کشورها به طور سنتی گروه‌های محلی نقش حیاتی در کاهش تأثیرات خشک‌سالی‌ها را به‌عهده دارند. کشاورزان همواره قادر به سازگار نمودن نوع کشاورزی‌شان برای افزایش احتمالی تولید برخی محصولات، کشت محصولات متنوع، روی آوردن به محصولات مقاوم در برابر خشک‌سالی یا واکنش فوری به تغییر شرایط خاک و آب بوده‌اند. چادرنشینان ممکن است به کشت محصول تحت شرایط مساعدی روی بیاورند یا الگوهای مهاجرت منطقه‌ای را برای بهره‌جستن از بارندگی متغیر مکانی دنبال کنند و تحت شرایط نامساعد و بحرانی برای دستیابی به اقلیم‌های مرطوب‌تر به طرف جنوب حرکت نمایند. تمام گروه‌ها روابط خویشاوندی قوی دارند به طوری که در زمان مشکلات اجازه می‌دهند یک خانواده فقیر به دوستان و خویشاوندان اتکا کنند. در این مناطق نظارت دولتی بسیار اندک و کنترل فعالیت‌ها نیز ضعیف است به ویژه اگر دولت ملی ضعیف و ناکارآمد باشد. در بسیاری از این کشورها استعمار روابط قومی گروهی را ضعیف کرد و آنها را به محصولات تجارتي نقدی وابسته ساخت. غربی‌سازی به خصوص بعد از زمان جنگ جهانی دوم سبب بهبود مراقبت‌های پزشکی شده است و به طور قابل توجهی کاهش میزان مرگ و میر کودکان و افزایش طول عمر را در پی داشته است؛ ولی متأسفانه میزان زاد و ولد کاهش نیافته و تمامی این کشورها دارای بالاترین میزان رشد جمعیت در جهان هستند: در دهه ۱۹۸۰ نرخ رشد جمعیت در **سودان** و **نیجریه** به ترتیب ۳ و ۲/۹ درصد بود. پیشرفت‌های فنی در زمینه‌های طب انسانی همچنین در علوم دامپزشکی نیز اتفاق افتاده است در نتیجه میزان گله‌ها همگام با رشد جمعیت افزایش یافت. در سودان بین سال‌های ۱۹۲۴ و ۱۹۷۳ تعداد چهارپایان با حمایت و توسعه کمک‌های بین‌المللی و کاهش بیماری‌های گله، ۵ برابر افزایش یافته است. دولت این کشور در طول خشک‌سالی گذشته با حمایت‌های پولی برای حفره چاه و سدهای ذخیره‌ای به این افزایش گله‌ها واکنش نشان داد. اما باید اذعان نمود که جهل مردم در این کشورها یک درد مزمن به حساب می‌آید. کشاورزی معیشتی اساس فعالیت اقتصادی ۹۰-۸۰ درصد مردم ساحل را تشکیل می‌دهد. ۹۰ درصد جمعیت بی‌سواد هستند و چهار کشوری که کشورهای ساحل را تشکیل می‌دهند در میان دوازده کشور فقیر جهان می‌باشند و در حال فقیرتر شدن هستند.

در طول اولین دوره خشک‌سالی‌ها در دهه ۱۹۶۰ نابودی کشاورزی آنقدر شدید بود که مهاجرت از آنجا خیلی فوری بود. تا سال ۱۹۷۰ سه میلیون نفر در ساحل غربی آواره شدند و به مواد غذایی اضطراری نیاز داشتند. واکنش بین‌المللی نسبت به این حادثه خیلی ضعیف بود. وقتی خشک‌سالی به اتیوپی رسید درخواست‌های کمک از دولت مرکزی نادیده گرفته شد. همچنان که خشک‌سالی در سال ۱۹۷۱ نیز ادامه پیدا کرد طوفان‌های بزرگ گرد و غبار را به جنوب پراکنده کردند. هر چند بسیاری از کشورهای آسیب دیده زمانی جزء مستعمرات فرانسه بودند، ایالت متحده عهده‌دار ۸۰ درصد و کانادا نیز عهده‌دار بیش از ۹

درصد کمک‌ها به این کشورها بودند. در پنجمین سال خشکسالی تنها گروه‌های محلی تحت تأثیر خشکسالی قرار نگرفتند بلکه حکومت ملی نیز تحت تأثیر این خشکسالی قرار گرفت. مهاجرت به خارج قبایل منجر به درگیری با چوپانان بر سر چاه‌ها، سدهای آب و دیگر محدوده‌های آبی شد. درگیری‌های درون قبیله‌ای افزایش یافتند. مهاجرت به شهرها باعث افزایش جمعیت شهری، بیکاری زیاد و احداث اردوگاه پناهندگان گردید. اغلب این مهاجران به وسیله‌ی افراد بومی آزار و اذیت قرار شدند. مهاجرت‌ها به فراتر از مرزهای سیاسی (ولی نه لزوماً سنتی^۱) اتفاق افتاد. تقریباً یک سوم جمعیت **چاد** از این کشور مهاجرت کردند. سوء تغذیه حاد همراه با امراض و بیماری‌ها، مثل سرخک، وبا، آبله، اسهال خونی، سیاه سرفه، مالاریا، فلج اطفال، هپاتیت، ذات‌الریه، سل و کرم روده، شیستومایسس^۲ و ترای پانا سومایسس^۳ (هر دو بیماری‌ها عفونتی خونی)، خدمات پزشکی را بی‌اثر کردند. سوء تغذیه حاد لزوماً به دلیل همراه بودن با گرسنگی منجر به مرگ نمی‌شود بلکه به دلیل نبود مواد مغذی بدن را مستعد امراض و بیماری‌ها می‌سازد و بدن کمتر قادر به بازیابی بهبودی می‌گردد.

با وجود تقاضای بسیار زیاد برای کمک، سکوت در برابر این درخواست‌ها گریزناکانه بود. سال ۱۹۷۲ دولت‌های مرکزی و گروه‌های امداد بین‌المللی از شدت فاجعه خبر داشتند ولی هیچ برنامه‌ای برای کاهش اثرات خشکسالی نداشتند. کشورها از لحاظ سیاسی ناتوان بودند و به این امید بودند که خشکسالی با فصل جدید بارش‌ها پایان می‌یابد. در بررسی صفحات مربوط به بلاای طبیعی چاپ شده در روزنامه نیویورک تایمز هیچ ارجاع یا مطلبی از خشکسالی‌های ۱۹۶۸ و ۱۹۷۵ مشاهده نشد. بعد از خشکسالی سال ۱۹۷۲ حکومت‌های ملی ناامید شدند و برای تغذیه ۵۰ میلیون نفر کاملاً به کمک‌های بین‌المللی چشم دوختند. شش کشور غربی آفریقا ورشکسته شدند. در ششمین سال خشکسالی اولین بررسی جامع پزشکی اجرا شد. در **مالی** ۷۰ درصد کودکان (اکثراً کودکان قبایل کوچ‌نشین) بر اثر سوء تغذیه جانشان را از دست دادند. در برخی کشورها توزیع غذایی به طور کامل شکست خورد و مردم هر گونه گیاهی را که در دسترسشان بود می‌خوردند. تا سال ۱۹۷۳ تنها ایالت متحده کمک‌های غذایی را ارائه می‌کرد. سازمان غذا و کشاورزی ملل متحده (FAO) تا پایان ماه می سال ۱۹۷۳ یعنی ششمین سال خشکسالی وقتی این سازمان صندوق سرمایه ساحل را تأسیس نمود هیچ‌گونه کمکی نکرد. مشکلات حمل و نقل مواد غذایی حل نشدنی بودند. تأسیسات زیربنایی حمل و نقل ناکافی یا بودند یا وجود نداشتند. بندرها قادر به تخلیه چنین حجمی از مواد غذایی نبودند. خطوط راه‌آهن داخلی از **داکار** در **سنگال** با ضریب ۱۰-۵ برابر بیش از ظرفیت مواد غذایی را به مردم می‌رساندند. هر جایی که راه‌آهن پایان می‌یافت، حمل و نقل جاده‌ای اغلب وجود نداشت یا همان‌جا پایان می‌یافت. در نهایت و به ناچار از کاروان‌های شتر برای حمل غلات به اکثر مناطق فقیر استفاده می‌شد. در برخی موارد از حمل پرهزینه آذوقه از طریق هوایی استفاده می‌کردند. در سال ۱۹۷۳ تنها ۵۰ درصد غلات مورد نیاز توزیع گردید و در سال ۱۹۷۴؛ یعنی هفتمین سال خشکسالی این اندازه به ۷۵ درصد افزایش یافت. در برخی موارد کمک‌ها کاملاً بی‌اثر بودند. برای مثال: غلات یا در بندرگاه‌ها فاسد و یا وارد بازار سیاه می‌شد. این مواد از لحاظ کیفیت نیز در سطح پایینی بودند.

تأثیرات محیطی خشکسالی خیلی چشمگیر بود. علفزارها به سبب جابه‌جایی قبایل به خارج از نواحی آسیب‌دیده بیش از حد مورد چرای دام‌ها قرار گرفتند. پس از آن دچار فرسایش بادی شدند. فرایند بیابان‌زایی در امتداد تمام زمین‌های حاشیه‌ای صحرای آفریقا تسریع یافت. بین سال‌های ۱۹۶۴ و ۱۹۷۴ بیابان ۱۵۰ کیلومتر به طرف جنوب و در داخل چراگاه‌ها پیشروی کرد. با این وجود هنوز هم درس‌های گرفته شده از این خشکسالی نادیده گرفته می‌شود. از اوایل دهه ۱۹۸۰ علی‌رغم شمار کشته‌شدگان اوایل دهه ۱۹۷۰، جمعیت ساحل باز هم ۳۰-۴۰ درصد افزایش یافت. در این دوره از ۹ کشور فقیر جهان، ۵ کشور

۱- اشاره به این مسئله دارد که مرزهای سیاسی در بسیار از موارد با مرزهای سنتی و قبیله‌ای همخوانی ندارند

2- schistosomiasis

3- trypanosomiasis

در ساحل قرار داشتند. فرسایش زمین با حفر چاه‌های متعددی برای بازسازی و گسترش گله چهارپایان ادامه یافت. دولت‌ها نتوانستند گسترش و رشد جمعیت را کنترل کنند و برای تغذیه مردم حتی تحت شرایط مطلوب نیز به شدت به واردات مواد غذایی متکی بودند. خشک‌سالی ۱۹۸۳ یک پدیده تکراری بود. همان داستان دوباره تکرار شد؛ همان واکنش‌های ملی و بین‌المللی به کار گرفته شدند. اگر چه در این دوره به جای شروع خشک‌سالی از غرب و گسترش آن به شرق، خشک‌سالی از اتیوپی شروع گردید و با پیشروی به سمت غرب به سودان وارد شد. در این مورد نیز اگر فیلم‌برداری اتفاقی کارکنان یک شبکه‌ی انگلیسی نبود، خشک‌سالی مجدداً مورد توجه قرار نمی‌گرفت. این فیلم‌برداری تصادفی موجب دو واکنش بین‌المللی شد که قبل از این مشاهده نشده بودند: اول اینکه منجر به امدادسانی خشک‌سالی به یک منطقه قبل از رخداد خشک‌سالی گردید و دیگری منجر به تلاش‌های **باب گلداف** شد. هر دوی این واکنش‌ها در بخش پایانی این فصل مورد بررسی قرار می‌گیرند.

علاوه بر نقاط ضعف مشخص مربوط به ناتوانی حکومت‌های ملی فقیر یا نداشتن تمایل به واکنش نسبت به خشک‌سالی دو نکته دیگر در مورد ادامه خشک‌سالی در ساحل آفریقا وجود دارد: اول اینکه وقوع خشک‌سالی در منطقه ساحل تغییرات زمانی زیادی دارد. همان‌طور که در فصل دوم ذکر شد بیشتر خشک‌سالی جهانی به نظر منطبق بر چرخه قمری ۱۸/۶ ساله هستند. آنچه مورد تأکید قرار نگرفت این حقیقت است که این چرخه قمری ممکن است با برخی روندهای دراز مدت تلفیق شود. خشک‌سالی‌های ساحلی به مدت سه دهه ادامه یافتند. دوم اینکه برخی کشورهای توسعه یافته نیز ممکن است هنوز بدترین خشک‌سالی‌های خود را تجربه نکرده باشند. برای مثال خشک‌سالی ۸۳-۱۹۸۲ استرالیا بدترین خشک‌سالی آن در ۲۰۰ سال گذشته بود. دومین خشک‌سالی شدید در طی ۲۰۰ سال گذشته در سال‌های ۹۵-۱۹۹۳ و دوباره در سال‌های ۲۰۰۳-۲۰۰۲ رخ داد. برخی شواهد از مطالعه حلقه‌های درختان نشان می‌دهد که برخی خشک‌سالی‌ها در استرالیا در طی دو-سه قرن اخیر به اندازه‌ی شرایط خشک‌سالی ساحل به طول انجامیده است. خود کشورهای غربی آنقدر آمادگی ندارند که از دولت کشورهای ساحل در مورد ناتوانیشان در مواجهه با خشک‌سالی انتقاد کنند. استرالیا و برخی از دیگر کشورها هنوز تحت شرایط مشابه و در مدت زمان طولانی مورد آزمایش نشده‌اند (شرایطی که احتمال آن در دوره‌های کنونی اقلیمی محتمل می‌باشد).

آنهايي که پیروز شدند

(چارناک، ۱۹۸۶)^۱

با در نظر گرفتن تداوم خشک‌سالی در آفریقا و این امر که بسیاری از مردم با مبارزه‌ای روبه‌رو اند که از پیش بازنده هستند، این سؤال پیش می‌آید که آیا کشور آفریقایی وجود دارد که بتواند به خوبی از عهده‌ی خشک‌سالی برآید؟ در این میان یک استثنای قابل توجه در خیل اخبار مایوس‌کننده وجود دارد و آن هم آنچه بود که در **بوتسوانا** پیش آمد. **بوتسوانا** در سال ۱۹۸۶ با پنجمین سال متوالی خشک‌سالی خود روبه‌رو بود، آماري که با هر کشوری از ساحل برابری می‌کند. با وجود این که در اثر خشک‌سالی دو سوم ساکنانش نیازمند به کمک‌های دولتی بودند تاکنون کسی بر اثر گرسنگی کشته نشده است. **بوتسوانا** در نیمکره جنوبی در ناحیه‌ای مشابه با ساحل آفریقا در مرز بیابان **کalahari** قرار دارد. خشک‌سالی‌های بلند مدت پیوسته این کشور را با میانگین بارش نامنظم سالانه ۳۰۰ الی ۷۰۰ میلی‌متر مورد تأثیر قرار می‌دهد. این کشور به تازگی و در دو دهه‌ی پیش استقلالش را به دست آورده است؛ ولی برخلاف کشورهای آفریقایی استقلالی یافته یا رها شده از چنگال استعمار دچار درگیری‌های قبیله‌ای نشد و دارای حکومتی است که آماده‌ی شنیدن انتقادات است. بعد از وقوع خشک‌سالی یک ساله‌ای در سال ۱۹۸۰، حکومت یک مطالعه مستقل و جامع در مورد با شیوه‌های کمک‌رسانی به خشک‌سالی زدگان و اطلاع از میزان وخامت اوضاع در مناطق به راه انداخت. به دنبال این مطالعه، دولت در شبکه ذخیره‌سازی و توزیع تجدید نظر کرد تا اندازه‌ای که ۹۰ درصد از جمعیت نیازمند کمک‌های غذایی در طول خشک‌سالی سال ۱۹۸۶ مساعدت‌های بی‌وقفه‌ای را دریافت کردند.

دولت یک برنامه اعلام هشدار راه‌اندازی کرد که مسیر خشک‌سالی‌های شدید را پیش‌بینی و ردیابی می‌کرد، همچنین مکان دقیق مناطق مساعد برای برداشت محصول و نواحی تحت فشار را مشخص می‌ساخت. در سال ۱۹۸۳ یک مدل کامپیوتری به اجرا درآمد که این مدل رطوبت خاک و حداکثر بازدهی محصولات را پیش‌بینی می‌کرد. این مدل از داده‌های بارش استفاده می‌کرد و میزان بازدهی محصولات را تا زمان برداشت محصول بر این اساس که هیچ فشار و تنش مداومی وجود نداشته باشد، پیش‌بینی می‌کرد. این مدل با ثبت روزانه مقدار بارش و ارسال آن به مرکز جمع‌آوری داده‌ها از طریق رادیویی دو موج از تمام قسمت‌های کشور، به روز می‌شود. این مدل به کشاورزان اجازه می‌دهد تا از ریسک محصولات در حال کاشت، محصولات قبلاً کاشته شده و همچنین محصولاتی که برداشت آنها به تعویق افتاده است، آگاه شوند. چون رطوبت خاک در این مدل محاسبه می‌شود این امکان وجود دارد که ذخیره رطوبت خاک از محصولات سال‌های گذشته نیز مشخص گردد.

بوتسوانا نه تنها وضعیت کشاورزی بلکه وضعیت مردمش را نیز رصد کرد. هر ماه کودکان زیر ۵ سال این کشور برای تشخیص سوء تغذیه، مورد وزن کشی قرار می‌گرفتند و کودکان با وزن کمتر از ۸۰ درصد وزن مورد انتظار، درمان می‌شدند. بر اساس همین روش مناطق خشک‌سالی زده و دچار سوء تغذیه مشخص و به کمیته مرکزی خشک‌سالی گزارش می‌شد. این کمیته از طریق شبکه‌های دولتی اطلاعات مربوط به تهیه آذوقه را برای کمیسیون‌های محلی مخابره می‌کند. دولت قاطعانه معتقد است که کاهش درآمد روستاییان در طول خشک‌سالی همراه با بیکاری، کمبود آذوقه را شدت می‌بخشد. در خشک‌سالی ۱۹۸۶ دولت به طور موقتی بیش از ۷۰/۰۰۰ نفر را در مناطق روستایی استخدام نمود و نصف خسارت مالی را جبران نمود. این برنامه‌ها به شکل کمک به صورت مواد غذایی نبودند بلکه دقیقاً به شکل پول نقد و بر مبنای کار اجرا شدند. پروژه‌های انتخاب شده به وسیله کمیته‌های محلی معمولاً در راستای کاهش اثرات خشک‌سالی بودند. علاوه بر این برنامه خشک‌سالی شامل بذرافشانی رایگان، دادن غلات برای کشت مزارع، کمک مالی برای اجاره‌ی گاو و مکانیسم‌هایی برای فروش بالاتر از قیمت حیواناتی می‌شد که بر اثر خشک‌سالی ضعیف شده بودند نیز می‌شد. مأمورین دولتی آموزش دیده در زمینه‌ی کشاورزی تلاش می‌کردند احساسات جامعه روستایی را بر انگیزاند تا مانع ترک زمین‌های کشاورزی و مهاجرت روستاییان گردند. همچنین آنها کشاورزان را آگاه می‌ساختند که نباید با فشار زیاد ناشی از فعالیت کشاورزی منجر به فرسایش زمین‌های قابل کشت موجود شوند. تأکید این برنامه علاوه بر حفظ جمعیت روستایی بر روی زمین‌های زراعی، حفظ استقلال آنها در سطح استانداردهای موجود زندگی است. در دهه ۱۹۸۰ دو عامل افزایش بی‌تفاوتی ملی و رشد ۳/۹ درصدی جمعیت در سال، این برنامه را به مخاطره انداختند. متأسفانه تمام این تلاش‌ها قبل از شیوع ایدز در آفریقا رخ دادند. در حال حاضر بزرگ‌ترین مشکل برنامه کاهش اثرات خشک‌سالی در **بوتسوانا** بی‌اثر ماندن برنامه‌های گسترده دولتی، به سبب مرگ افراد با استعداد در نتیجه‌ی این بلای قرن بیستم است.

اقتصاد آزاد: سیاست استرالیایی

(وارینگ، ۱۹۷۶؛ *تای*، ۱۹۸۳)^۱

استرالیا کشوری است که با خشک‌سالی روبه‌رو است، جایی که چرای مؤثر و سیستم‌های کشت ویژه نواحی نیمه خشک در آنجا توسعه یافته‌اند. خشک‌سالی‌ها به ندرت در یک زمان در سراسر قاره اتفاق می‌افتد. تنها خشک‌سالی ۱۹۰۳-۱۸۹۵ بود که کل کشور را مورد تأثیر قرار داد. اکثر کشاورزان استرالیایی وقتی که حداقل سه برداشت متوالی در یک دهه را تجربه می‌کنند از نظر مالی خودکفا هستند. البته در این مورد جدا کردن سال‌های خشک از خشک‌سالی مشکل است. خشک‌سالی ۱۹۸۳-۱۹۸۲ که بدترین خشک‌سالی تاریخ استرالیا تا آن زمان بود، مقدم بر چندین سال خشک در ایالت‌های جنوبی بود. حتی در طی شدیدترین دوره خشک‌سالی در سال ۱۹۸۲ طرح‌های دولت فدرال برای مصون ماندن از اثرات خشک‌سالی بسیار کند بودند.

این ناتوانی در پی بردن به وضع اسفناک کشاورزان از جمله دلایل شکست حزب ائتلافی لیبرال *مالکوام فراسر*^۱ در انتخابات فدرال در ماه مارس سال ۱۹۸۳ بود. از این رو واکنش به خشک‌سالی در استرالیا به دو مقوله جداگانه تقسیم شد. اولین خط دفاع با واکنش‌های انفرادی کشاورزان که در بالا شرح داده شد اتفاق می‌افتد. دومی زمانی است که کشاورزان در مدیریت دارایی خود و کسب سود موفق نمی‌شوند از این رو دولت ایالتی و فدرال وارد عمل شده و سعی می‌کنند اثرات منفی خشک‌سالی را کاهش دهند و تضمین نمایند بعد از پایان خشک‌سالی بهبود سریع اقتصادی امکان‌پذیر باشد. متأسفانه این واکنش خیلی تدریجی است و در بعضی دوره‌ها به دلایل سیاسی شدت می‌گیرد.

یکی از اولین واکنش‌ها نسبت به خشک‌سالی شناخت مناطقی است که از کاهش یا کمبود فوق‌العاده بارش متأثر شده‌اند. اداره هواشناسی یک شبکه گسترده باران‌سنجی را در اختیار دارد که وقتی بارش سالیانه کمتر از ۱۰ درصد باشد، منطقه به عنوان خشک‌سالی زده طبقه‌بندی می‌شود. بسیاری از ایالت‌ها از این اطلاعات و داده‌ها برای سطح آب سدها، محصولات، مراتع و شرایط زیست‌گاه و گزارش وضعیت مزارع به آژانس‌های دولتی و سیاست‌مدارها و برای اعلام مناطق خشک‌سالی زده استفاده می‌کنند. این وضع معمولاً تا زمان بارش کافی برای شارژ مجدد سطح آب‌های زیرزمینی یا بازسازی پوشش گیاهی برای نگه داشتن کشاورزی در سطح اقتصادی ادامه پیدا می‌کند. امداد رسانی ایالتی به کشاورزان چندین مرحله دارد: در آغاز تلاش‌هایی جهت زنده نگه داشتن چهارپایان شکل می‌گیرد. کمک‌های بعدی به مناطقی صورت می‌گیرد که سطح آب چاه‌های آنها پایین آمده است که شامل وارد کردن علوفه، حمل دام‌ها به مناطق عاری از تأثیر خشک‌سالی یا وارد کردن آب از طریق تانکرهای زمینی یا ریلی می‌باشد.

خشک‌سالی ۱۹۸۳-۱۹۸۲ دامنه موفقیت تدابیر اتخاذ شده برای غلبه بر مصائب و دشواری‌های ناشی از خشک‌سالی را شرح می‌دهد. بیش از ۱۰۰۰۰۰۰ رأس گوسفند از ایالت‌های شرقی به غرب استرالیا با فاصله ۳۰۰۰ کیلومتری حمل شدند. شرکت ملی راه آهن استرالیا تخفیف ویژه‌ای برای حمل و نقل و سایر امکانات در طی مسیر در نظر گرفت و این در حالی بود که دولت فدرال ۷۵ درصد کرایه حمل و نقل را تقبل نمود. علاوه بر این برای واردات علوفه برای گوسفندان و گله‌های گاو یارانه‌های ۱۲ درصدی و ۵۰ درصدی به کشاورزان پرداخت گردید. علی‌رغم چنین تدابیری خشک‌سالی‌ها آنقدر شدید بودند که انسان‌ها مجبور شدند حیوانات لاغر و ضعیف را از بین ببرند. در خشک‌سالی سال ۸۳-۱۹۸۲ شوره‌های محلی مجبور شدند کشتارگاه‌ها را اداره و هزینه‌شان را متقبل شوند و دامداران یک گوسفند یا گاو را به عنوان انعام به سلاخ می‌دادند. در جنوب استرالیا به هر رأس گوسفند و گاو به ترتیب ۱۰ و ۱۱ دلار استرالیا یارانه پرداخت شد. علاوه بر این دولت فدرال این یارانه گوسفند را حداکثر تا ۳ دلار استرالیا برای هر رأس دام بالا برد. با وجودی که هدف اصلی بسته‌های حمایت مالی دولت فدرال برای کاهش شدت خشک‌سالی (تقریباً بالغ بر ۴۰۰ میلیون دلار استرالیا بود) جلوگیری از نابودی گونه‌های حیوانی بود ولی برای احیاء بازارهای صادرات گوسفند و گاو استرالیا نیز بسیار حیاتی گردید.

همچنین تلاش‌های جدی برای حفظ و تهیه آب صورت گرفت. مسئولین ایالت ویکتوریا برای مدت نامعلومی فعالیت همه‌جانبه متصدیان سکوهای حفاری مشغول در صنعت معدن را لغو کرده و آنها را برای عملیات‌های حفاری چاه آب به کار گرفتند. چون تعداد تانکرهای آب برای تأمین تقاضای آب ناکافی بودند دولت به پر کردن کیسه‌های پلاستیکی روی آورد و آنها را به جاهایی که نیاز بود حمل می‌کردند. در نیوسات ولز تخصیص آب سدها به طرح‌های آبیاری به نصف کاهش یافت و به علت برداشت حجم زیاد آب، ظرفیت بسیاری از سدها به کمتر از ۲۵ درصد کاهش یافت. شبکه آب‌رسانی *بروکن هیل*^۲ به خاطر خشک شدن رودخانه *دارلینگ* به خطر افتاده بود. در شهر *آدلاید* آبی که از رودخانه *موری* کشیده شده بود، به سبب

1- Malcolm Fraser's Liberal-Country Party

2- Broken Hill

تبخیر و افزایش شوری به آب ناسالمی برای نوشیدن تبدیل شد. برای نجات درختان در مرکز شهر آدلاید کانال‌هایی اطراف درختان حفر کردند و ریشه‌ها را به صورت دستی آب دادند. برخی از دیگر شهرک‌ها و شهرهای کشور از کاهش زیاد آب مصرفی (فقط در حد نیازهای ضروری خانگی) رنج می‌بردند.

با اینکه خشکسالی ۱۹۸۳-۱۹۸۲ مشکلات اقتصادی زیادی برای کشاورزان ایجاد نمود ولی واکنش‌های مالی دولت و حکومت فدرال نسبتاً ناچیز بودند. خسارت ناشی از خشکسالی به کشاورزان ۲۵۰۰ میلیون دلار برآورد شد و این خسارت منجر به ۷۵۰۰ میلیون دلار کسری بودجه ملی گردید. کمک‌های دولتی (چه ایالتی و چه دولت مرکزی) فراتر از ۶۰۰ میلیون دلار نرفت و بیشتر این کمک‌ها به خرید علوفه اختصاص یافت. در اکثر موارد کشاورزان استرالیا مجبور شدند شخصاً فشار مالی ناشی از خشکسالی‌ها را تحمل کنند و در این بین خشکسالی ۱۹۸۳-۱۹۸۲ نیز استثناء نبود. بسیاری از کشاورزان مجبور بودند وام‌های خود را با سود ویژه حداکثر تا ۲۰ درصد تمدید نمایند. این امر باعث شد فعالیت‌های کشاورزی حتی زمانی که شرایط مطلوب حاکم می‌شود نیز باعث رفع تنگناهای اقتصادی آنها نگردد. تداوم نرخ‌های بالای سود ناشی از خشکسالی و بدهکاری بیش از حد بسیاری از کشاورزان استرالیایی موجب نابودی روستاها در طول سال‌های پایانی قرن بیستم شد.

واکنش بین‌المللی

سازمان‌های امدادی بین‌المللی

بزرگ‌ترین و کارآمدترین سازمان‌های امدادی بین‌المللی آنهایی هستند که به سازمان ملل متحد یا صلیب سرخ وابسته اند. مجمع عمومی سازمان ملل متحد، سازمان امداد رسانی ملل متحد^۱ را در سال ۱۹۷۲ به وسیله تأسیس کرد. بخشی از بودجه این سازمان از طریق بودجه سازمان ملل متحد و صندوق امداد داوطلبانه به حوادث تأمین می‌گردد. قسمت دوم تأمین بودجه به کشورها اجازه می‌داد تا در مورد مجموع هزینه‌های سازمان ملل متحد و نقش آن در امداد رسانی به حوادث واکنش نشان دهند. سازمان امداد رسانی ملل متحد اطلاعات مورد نیاز در خصوص فاجعه‌های قریب‌الوقوع را برای دولت‌ها و یا سازمان‌های خیریه (به شکل گزارش‌های کنونی) جمع‌آوری و منتشر می‌کند. این سازمان مأموریت‌های ارزیابی و برآورد را رهبری می‌کند، در بیش از ۱۰۰ کشور در حال توسعه فعالیت می‌کند و از پرسنل آموزش دیده و باتجربه برای ارتباط با مقامات دولتی در مناطق مستعد فاجعه، صرف‌نظر از اعتقادهای سیاسی حکومت‌ها، استفاده می‌کنند؛ این سازمان مسئول بسیج و اجرای فعالیت‌های امدادی و تضمین حمل سریع کمک‌های عرضه شده است. در طول دوره فاجعه، این سازمان از نیروهای دیگر آژانس‌های امداد رسانی نیز جهت کمک به اجرای برنامه‌های امدادی خود یاری می‌طلبد. این سازمان همچنین مسئولیت ارزیابی برنامه‌های بزرگ امدادی و مشاوره به دولت‌ها برای کاهش بلایای طبیعی آتی را بر عهده دارد.

اداره‌های دیگری نیز در سازمان ملل متحد وجود دارد که نقش مستقیم کمتری در کمک‌رسانی به خشکسالی دارند. صندوق حمایت از کودکان سازمان ملل متحد^۲ (یونیسف)، سازمان خواروبار و کشاورزی، سازمان جهانی بهداشت^۳ و برنامه جهانی تغذیه^۴ با اینکه اساساً مسئول امداد رسانی طولانی مدت به کشورهای در حال توسعه هستند ولی می‌توانند در شرایط اضطراری خدمات رسانی و مشاوره نیز ارائه نمایند. علاوه بر این سازمان هواشناسی جهانی^۵ که اقلیم را رصد می‌کند و سازمان آموزشی، علمی و فرهنگی ملل متحد^۶ (یونسکو) برای کاهش اثرات خشکسالی در ساخت سدها شرکت می‌کند. بانک

1- United Nations Disaster Relief Office (UNDRO)

2- The United Nations Children's Fund (UNICEF)

3- World Health Organization (WHO)

4- World Food Programme (WFP)

5- World Meteorological Organization (WMO)

6- United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization (UNESCO)

بین‌المللی بازسازی و توسعه (بانک جهانی)^۱، طرح‌های کاهش اثرات خشک‌سالی را حمایت مالی کرده و به کشورهای جهان سوم برای بازسازی بعد از وقوع حوادث بزرگ وام می‌دهد.

گاهی برای مقابله با فجایع خاص زیرساخت‌های موقتی نیز ایجاد می‌شوند. در واکنش به خشک‌سالی اتیوپی - سودان در اوایل دهه ۱۹۸۰ اداره عملیات اضطراری سازمان ملل متحد در آفریقا^۲ برای هماهنگ‌سازی فعالیت‌های امدادی تأسیس شد. این سازمان در طول خشک‌سالی شمال آفریقا از ۳۵ کشور، ۴۷ سازمان غیردولتی و نیمی از دیگر اداره‌های سازمان ملل متحد، ۴/۵ میلیون دلار کمک مالی جمع‌آوری کرد. با در نظر گرفتن نجات ۳۵ میلیون نفر، این اداره یکی از موفق‌ترین واحدهای سازمان ملل متحد است. مدیر این سازمان *موریس استرانگ*، یک کانادایی بود سابقه طولانی در برنامه‌های سازمان ملل متحد برای اخذ کمک از دولت‌هایی با گرایش سیاسی متفاوت داشت. وی *گارنیمینی* سودانی را برای ایجاد تعداد زیادی اردوگاه برای پناهندگان و کمک‌رسانی به شرایط حاد و هراس‌انگیز اردوگاه‌های موجود متقاعد ساخت و همچنین سرهنگ *هایلی منچستو* را مجبور به بازگرداندن کامیون‌ها (که به زور برای جنگ علیه شورشیان اریتره تصرف شده بودند) برای عملیات انتقال مواد غذایی انبار شده در لنگرگاه‌های اتیوپی نمود.

با توجه به این توضیحات سازمان ملل متحد همیشه سازمانی بشر دوستانه نیست. بسیاری از شاخه‌های آن به خصوص سازمان خواروبار و کشاورزی دارای سابقه و نقاط ضعف زیادی هستند که می‌تواند آن را ناکارآمد نماید. سازمان *فائو* که ۳۰۰ میلیون دلار آمریکا بودجه سالانه برای توسعه طرح‌های بلند مدت امدادی - کشاورزی دارد، در دهه ۱۹۸۰ بیش از ۴۰ درصد بودجه‌اش را صرف امور نامربوط و رشوه خواری نمود. در اوج فحطی اتیوپی، در سال ۱۹۸۴ چون سفیر اتیوپی در فائو به این سازمان توهین کرد مدیران فائو به مدت ۲۰ روز امضای ارسال بیش از ۱۰ میلیون دلار کمک اضطراری مواد غذایی را به تعویق انداختند. در طی خشک‌سالی اتیوپی کارآمدترین کارکنان فائو در اتیوپی احضار شدند، چون آنها در یک مصاحبه مطبوعاتی سهواً به جای فائو خود را به عنوان مأموران سازمان ملل متحد معرفی کردند. در اکثر بخش‌های سازمان فائو شکل عملکرد بسیار مهم‌تر از نتایج حاصل از کاهش اثرات خشک‌سالی است.

دومین سازمان امدادی سازمان ملل متحد، سازمان بین‌المللی صلیب سرخ (در کشورهای اسلامی هلال‌احمر) است که در زمان فاجعه از شبکه غیردولتی، برای جمع‌آوری و توزیع کمک‌های بین‌المللی استفاده می‌کند. این سازمان در سال ۱۸۶۱ تأسیس شد و مرکب از سه بخش سازمانی است. این سه بخش عبارتند از: ۱- کمیته بین‌المللی صلیب سرخ^۳ که بخش مستقل یا غیردولتی و متشکل از شهروندان سوئسی است که بیشترین نگرانی آنها کمک به قربانیان جنگ‌ها می‌باشد. ۲- ۱۶۲ کشور که اصول، قوانین و اساس نامه صلیب سرخ را پذیرفته‌اند و به آن اهمیت می‌دهند و همچنین برنامه‌ها و فعالیت‌های مورد نیاز در کشورشان را اجرا می‌کنند و ۳- مجمع جوامع صلیب سرخ^۴ که هماهنگی بین جوامع ملی را در کمک‌رسانی به حوادث بین‌المللی به عهده دارد. صلیب سرخ جهانی به خاطر سیاست دقیق و غیر جانب‌دارانه‌اش نقش بسیار ویژه‌ای در تضمین امدادرسانی به فجایع، رساندن کمک‌ها به دست پناهندگان در مناطق جنگ‌زده یا کنترل گروه‌های شورشی دارد.

وظایف صلیب سرخ به وسیله‌ی تعدادی از سازمان‌های مذهبی و غیر وابسته دو برابر شده است. یکی از بزرگ‌ترین این سازمان‌ها *کاریتاس* (اتحادیه بین‌المللی مسیحیان کاتولیک) است که برای امدادرسانی در طول جنگ جهانی دوم تأسیس شد و بعد از آن به تلاش‌های امدادگرانه‌اش در طی رخداد حوادث یا بلایای طبیعی ادامه داد. کلیسای پروتستان نیز خدماتی در سطح جهانی انجام می‌دهد. گروه‌های مذهبی نوع دوست دیگری نیز از جمله *سپاه رستگاری*، کلیسای *لوتر* یا پروتستان، منتظران

1- International Bank for Reconstruction and Development (World Bank)

2- United Nations Office for Emergency Operations in Africa (UNOEOA)

3- International Committee of the Red Cross (ICRC)

4- League of Red Cross Societies (LORCS)

ظهور مسیح و آژانس امدادی و گروه کوپکر (کسانی که ایالت متحده بعد از وقوع هاریکان‌های ویرانگر جهت امدادرسانی به کوبا می‌فرستاد) نیز وجود دارد. همچنین گروه‌های مذهبی بشردوستانه‌ای نیز در کشورهای اسلامی، هندویی و بوداییسم وجود دارند. در آخر تعدادی سازمان غیردولتی نیز وجود دارند که برای امدادرسانی سریع به حادثه، بازسازی بلند مدت و کاهش اثرات حادثه، پول جمع‌آوری می‌کنند. این سازمان‌ها شامل: *اوست کار، کر، دید جهانی، آکسفام و نجات کودکان*^۱ می‌باشند. برخی از این سازمان‌ها که دارای اداره‌های داخلی هستند حداکثر ۹۵ درصد از تمام کمک‌ها را به دست مردم می‌رسانند در حالی که آژانس‌های حرفه‌ای جمع‌آوری اعانه دیگری نیز وجود دارد که ممکن است حداکثر ۷۵ درصد از کمک‌ها را به مخارج اداری اختصاص دهند. این سازمان‌ها به طور دوره‌ای و با تقاضای کمک از طریق رفتن به در خانه‌ها، شبکه‌های تلویزیونی خیریه یا تقاضای کمک از طریق تبلیغات منظم در تلویزیون، رادیو، روزنامه و مجله، پول جمع‌آوری می‌کنند.

شکست کمک‌های بین‌المللی

هر وقت که جامعه بین‌الملل برای واکنش به خشک‌سالی‌های درازمدت و قحطی‌های قریب‌الوقوع بسیج می‌شود، برای میلیون‌ها نفر این سؤال پیش می‌آید: آیا این کمک‌ها به دست مردم می‌رسد؟ در اینجا سه مشکل عمده در امدادرسانی به کشورهای جهان سوم وجود دارد. اول اینکه با افزایش ناگهانی حجم کالاها، ممکن است کمک‌ها به طور مؤثری حمل نشوند. زیرا زیرساخت‌های موجود حمل و نقل در این کشورها ناکارآمد بوده و یا وجود ندارد. همچنین اگر مساعدت‌ها به وسیله‌ی کشتی فرستاده شوند، ممکن است در بندرگاه‌های ضعیف، هفته‌ها منتظر تخلیه بمانند. حتی زمانی که کالاها تخلیه شوند؛ این کالاها ممکن است ماه‌ها در اسکله‌ها منتظر جابه‌جایی باقی بمانند. چنین حالتی در مورد غلات فرستاده شده به اتیوپی در طول خشک‌سالی در اوایل دهه ۱۹۸۰ صدق می‌کند. اگر خشک‌سالی در یک منطقه پرت یا دورافتاده اتفاق بیفتد، ممکن است هیچ‌گونه شبکه حمل و نقل برای ارسال کمک‌ها به مناطق فاجعه زده شده وجود نداشته باشد. این مشکل با نابودی شبکه حمل و نقل به سبب جنگ داخلی دو چندان می‌شود.

دوم، بسیاری از کشورهای جهان سوم با عامل فساد اداری و ناکارآمدی روبه‌رو هستند. در صورت وجود فساد و رشوه خواری در کشورهای جهان سوم ممکن است کمک‌های امدادی ارسال شده برای صادرات، عرضه یا فروش در بازار سیاه سرقت شوند. در نهایت مدیریت ناکارآمد و نامناسب ممکن است با کاغذ بازی و کارهای اداری غیر ضروری و عدم اطلاع از این که کمک‌های امدادی تا چه حد ضروری هستند انتقال آنها را به کندی پیش ببرند.

به همین دلایل یکی از بزرگ‌ترین شکست‌ها در کمک‌رسانی مربوط به در تلاش بین‌المللی برای ارسال کمک‌ها به سودان در طول خشک‌سالی ۸۵-۱۹۸۴ رخ داد. این حادثه اولین خشک‌سالی پیش‌بینی شده در سودان بود و آنها از قبل خود را برای رویارویی با آن آماده ساخته بودند. در دو سال قبل، اتیوپی به وسیله‌ی خشک‌سالی مورد تأثیر قرار گرفته بود ولی این خشک‌سالی تا زمانی که شبکه تلویزیون انگلیسی شرایط بحرانی خشک‌سالی را در معرض دید عموم قرار داد، اعلام نشد. خشک‌سالی اتیوپی توجه همگان را از این رو به خود جلب کرد که چرا این خشک‌سالی اتفاق افتاد و چگونه می‌توان به مردم کمک رساند. از قبل مشخص بود که خشک‌سالی به طرف غرب پیشروی و سرانجام به سودان می‌رسد، کشوری که سخاوتمندانه به بیش از یک میلیون پناهنده اتیوپی اجازه عبور از مرزهایش برای دریافت کمک‌های امدادی را داد. مدیریت قحطی اتیوپی خودش یک مصیبت بود. در سال ۱۹۷۵ دولت اتیوپی اساساً مشکل قحطی را انکار کرد زیرا شدت رخداد خشک‌سالی در استان‌های شورشی شمالی اتفاق افتاده بود. در طی خشک‌سالی مذکور این کشور به جای انتقال مواد غذایی و اختصاص تولیدات داخلی به قحطی زدگان و ایجاد کمپ‌های امدادرسانی به فروش محصولات باغی به دیگر کشورها پرداخت. مقامات عمداً ستون‌هایی از پناهندگانی را که از مناطق خشک‌سالی زده فرار کرده بودند به گلوله بستند و کمک‌های امدادی را

در بندرگاه‌های شرقی روی هم انبار کردند. در همین زمان مبالغ هنگفتی صرف زیباسازی پایتخت این کشور برای اجلاس ملت‌های آفریقایی شد.

دولت ایالت متحده با وقوف نسبت به این مشکل تصمیم گرفت که نگذارند تکرار چنین وضعیتی مانع امدادسانی به خشک‌سالی قریب‌الوقوع در سودان شود. آمریکا بیش از ۴۰۰ میلیون دلار برای مواد غذایی امدادی در نظر گرفت و مشکل توزیع مواد غذایی را که مبتنی بر دریافت مواد غذایی از بندر سودان در دریای سرخ و حمل آنها به سمت غرب سودان در حاشیه صحرای آفریقا را حل کرد. ایالت متحده، ارزیابی‌هایی برای حل مشکل توزیع مواد غذایی به کار گرفت و تصمیم گرفت از راه‌آهن بین بندر سودان و کوستی یا *الغیبید*^۱ برای حمل غلات به غرب، قبل از شروع فصل باران استفاده کند. سپس این غلات را با استفاده از کامیون به سمت غرب حمل و توزیع کرد. ایالت متحده حتی شهروندان قسمت غربی سودان را آگاه ساخت که خشک‌سالی در شرف وقوع است ولی در عین حال کمک‌های غذایی را تا جلوی در خانه‌هایشان حمل می‌کرد. به همین دلیل ساکنان این منطقه از کشور برای مهاجرت به سمت شرق ترغیب نشدند و بنابراین در اینجا مهاجرت بزرگ و مرگ‌آوری مثل آنچه که در اتیوپی اتفاق افتاد تکرار نشد.

با این وجود کسی توانایی سیستم راه‌آهن سودان را به خاطر حمل چنین حجمی از غلات مورد ارزیابی قرار نداده بود. در واقع قطارهای از کار افتاده‌ی کشورهای غربی نسبت به قطارهایی که در سیستم راه‌آهن سودان فعالیت می‌کردند وضعیت بهتری داشتند. از این رو تصمیم گرفتند راه‌آهن را تعمیر کنند، ولی به سبب عدم توانایی افراد و دستگاه‌ها این عملیات ماه‌ها به تأخیر افتاد. در آخر تصمیم گرفتند که مواد غذایی را از طریق کامیون‌های باری به دورترین نقاط حمل کنند. در این میان هیچ‌کسی هم صنعت کامیون‌رانی این کشور را مورد ارزیابی قرار نداده بود. در طی این عملیات تعداد زیادی از کامیون‌های کشور به کار گرفته شدند. رانندگان محلی کامیون‌ها پی بردند که آنها دارای حق انحصاری هستند و از این رو برای دستمزد بیشتر دست به اعتصاب زدند. وقتی که مشکلات راه‌آهن و حمل و نقل جاده‌ای حل شدند، خشک‌سالی کاملاً مستقر شده و مهاجرت‌ها به شرق هر چند به صورت اندک شروع گردیده بود. آنها اکنون گرسنه بودند. هنگامی که مشکلات حمل و نقل برطرف شد، بارش‌ها شروع شدند و بسیاری از کامیون‌ها در مسیر پر گل و لای گیر افتادند یا زمانی که سعی داشتند از رودخانه‌های غیرقابل عبور گذر کنند به طرز مایوس‌کننده‌ای از کار افتادند. در همین حال غلات جمع‌آوری شده در ایستگاه‌های روباز در شرق نیز فاسد شدند زیرا کسی این احتمال را که ممکن است در شروع فصل بارش غلات هنوز توزیع نشده‌ای وجود داشته باشد، را در نظر نگرفته بود.

سرانجام تصمیم گرفتند مواد غذایی را با استفاده از هواپیماهای گول‌پیکر به نواحی دور افتاده حمل کنند، تصمیمی که هزینه‌ی حمل و نقل را تا چندین برابر افزایش داد. اما این پایان داستان نبود. بارش اجازه فرود هواپیماها را نمی‌داد و هیچ‌گونه تدارکاتی نیز برای ارسال مواد غذایی با چتر به زمین در نظر گرفته نشده بود. مثل گوسفندان در سیل استرالیا، که منتظر فرود بسته‌های یونجه از هوا بودند ساکنان گرسنه غرب سودان منتظر پایین آمدن بسته‌های غلات بودند. هواپیماهای هرکولس تا جایی که می‌توانستند در ارتفاع کم و آهسته پرواز می‌کردند زیرا بسته‌های غلات بدون هیچ‌گونه چتر نجاتی به زمین انداخته و در برخورد با زمین پاره و شکسته می‌شدند و محتویات آنها روی زمین پخش می‌شد. بنابراین سودانی‌ها تلاش می‌کردند قبل از آنکه بسته‌های غلات کاملاً در گل و لای مدفون شوند برای نجات غلات به صورت پیاده در محل حادثه حاضر گردند.

واکنش‌های غیردولتی: باب گلداف

(گلداف، ۱۹۸۶)

بدون باب گلداف «گروه امدادی بند» یا «کمک‌رسانی زنده» به وجود نمی‌آمد، کسی که اسم او اکنون تداعی کننده

کمک‌های بین‌المللی خودجوش و بشر دوستانه است. با وجود این وی اولین آدم مشهور در انجام اقدامات انسان دوستانه گسترده در کاهش اثرات قحطی نیست. در سال ۱۸۹۱ *لئون تولستوی* و خانواده‌اش به دنبال نابودی محصولات کشاورزی به دلیل هوای نامساعد چندین غذاخوری خیریه ایجاد کردند و روزانه به ۱۳۰۰۰ نفر در منطقه *ولگا* روسیه غذا می‌دادند.

باب گلداف یک موسیقی‌دان ایرلندی بود و با گروهی به نام بوم‌تاون رتز^۱ کار می‌کرد و در سال ۱۹۷۹ یک آهنگ معروف بین‌المللی را به نام «دوشنبه‌ها را دوست ندارم» خواند. در آن سال آنها گروه شماره یک موسیقی انگلیس بودند. چون گلداف یک موسیقی‌دان بود با اکثر ستارگان راک آن زمان تماس داشت و همچنین از تلاش‌های بشردوستانه انفرادی موسیقی‌دان‌ها در کمک به افراد فقیر کشورهای جهان سوم آگاهی داشت. برای مثال به دنبال امواج طوفانی سال ۱۹۷۰ در غرب پاکستان (اکنون بنگلادش نام دارد) و استقلال آن کشور موسیقی‌دان‌ها یک کنسرت خیریه: به نام کنسرتی برای بنگلادش به منظور جمع‌آوری پول برای کمک به حل مشکلات ناشی از آن حادثه اجرا کردند. این کنسرت به وسیله چندین گروه سرشناس راک به طور مجانی اجرا شد و از طریق فروش بلیت و حق امتیاز ضبط، چندین میلیون دلار پول جمع‌آوری کردند.

باب گلداف مثل اکثر مردم در سال ۱۹۸۴ از وضع اسفناک اتیوپی‌ها و از اینکه این قحطی تقریباً تا زمانی که کارکنان تلویزیون انگلیسی (به سرپرستی یک گزارشگر به نام *مایکل بورک*) بر حسب تصادف آن را فاش کردند از چشم دنیای خارج دور مانده بود، هراسان و ناراحت بودند. فیلم *بورک عمق فاجعه* را نشان می‌داد و وضعیت ملالت‌بار و دوزخ‌گونه‌ای را به تصویر می‌کشید که در آن کودکان به طور انتخابی تغذیه می‌شدند. تنها کسانی که امید زنده ماندن آنها می‌رفت اجازه داشتند به صف غذا ملحق شوند. در طول فیلم مردم جانشان را از دست می‌دادند. در میان این هرج و مرج مردم اتیوپی صبورانه سعی می‌کردند به امید زنده ماندن به اردوگاه‌هایی وارد شوند که بیش از اندازه شلوغ بودند و از کمبود کمک‌های دارویی رنج می‌بردند. درستکاری و مناعت طبع آنها یک تفاوت چشمگیر با حرص و طمع اکثر مردمی داشت که فیلم را تماشا می‌کردند. با وجود گرسنگی شدید پناهندگان اتیوپی به خود اجازه نمی‌دادند تا زمانی که به آنها مواد غذایی تعارف نکنند به مواد غذایی دست بزنند. هیچ‌کس به پناهندگان کمک نمی‌کرد. دولت اتیوپی وجود خشکسالی را انکار می‌کرد و آژانس‌های بین‌المللی کنترل‌کننده موفق به جلب توجه مردم جهان نشدند.

سازمان امدادرسانی ملل متحد ناامید و ناکارآمد به نظر می‌رسید. تأثیرات عاطفی فیلم بی‌بی‌سی تمامی تماشاگران از جمله باب گلداف را شوکه کرد، با این وجود این موسیقی‌دان راک به طور مشخص نامزد ایجاد و شروع بزرگ‌ترین سازمان امدادی در کمک‌رسانی به فاجعه زدگان در تاریخ می‌باشد. یک روز پس از نمایش این فیلم مستند، باب گلداف برای اجرای یک کنسرت برای کریسمس سال ۱۹۸۴ شروع به سازماندهی و ایجاد یک گروه موسیقی نمود و درآمد حاصل از این کنسرت را برای کمک به مردم اتیوپی اختصاص داد. این گروه متشکل از مشهورترین موسیقی‌دانان راک بریتانیا در آن زمان - از جمله: *استینگ، دوران دوران، کانسیل، کول و گنگ، بوی جرج و کالچر کلاب، اسپاندو بالت، بنانارما، بوم‌تاون راتس، راهم، آلتراواکس، هیون ۱۷، استاتوس کیو، دیوید بوی، هالی و پائول مک کارتنی یوتر، استیل*^۲ بود. این دسته «گروه امداد» نامیده شدند در واقع این اسم به این خاطر انتخاب شد که مردم را از هدف این اقدام خیریه، به جهت کاهش اثرات قحطی آگاه سازد. در پایان کنسرت باب گلداف تمام افراد مشغول در برگزاری کنسرت را متقاعد ساخت که عواید خود را به مردم اتیوپی کمک کنند. دولت انگلیس نیز بعد از لابی‌های متمادی از مالیات بر ارزش افزوده صرف نظر کرد. اجرای این کنسرت به صندوق ویژه‌ای برای دریافت کمک‌های امدادی تبدیل شد. یک طرف صفحه ضبط شده این کنسرت حاوی آهنگ «آیا آنها از کریسمس

1- Boomtown Rats

2- Sting, Duran Duran, U2, Style Council, Kool and theGang, Boy George and Culture Club, Spandau Ballet, Bananarama, Boomtown Rats, Wham, Ultravox, Heaven 17, Status Quo, David Bowie, Holly, and Paul McCartney

خبر دارند؟» و طرف دیگر مشتمل بر پیام‌هایی ستاره‌های راک بود. هزینه هر نسخه از نوارهای این کنسرت یک پوند و ۳۰ پنی بود. صفحات ضبط شده این کنسرت که به کنسرتی درجه یک تبدیل شد، شش هفته قبل از کریسمس به بازار آمد. در طول هفته‌ها هر روز ۳۲۰۰۰۰ نسخه از این کنسرت به فروش می‌رسید و برای برآورد تقاضاها از صفحات گرامافون تولید شده در کارگاه‌های بریتانیا، ایرلند و اروپا استفاده می‌کردند. مردم ۵۰ نسخه می‌خریدند، یکی را نگه می‌داشتند و مابقی را برای فروش مجدد پس می‌دادند آنها را برای فروش به عنوان کارت‌های کریسمس در رستوران‌ها و به جای گوشت در ویتترین قصابی‌ها می‌گذاشتند. پس از آن نوازندگان ایالت متحده (آمریکا برای آفریقا) و کانادا (ستاره‌های شمالی) با همکاری هم آلبوم‌های مشابه را تولید کردند که در آمریکای شمالی با موفقیت مشابه‌ای روبرو شدند. بیش از ۲۵ گروه امدادی موسیقیایی (استرالیا برای آفریقا، خوانندگان بدون مرز و سه گروه آلمانی در میان دیگر گروه‌ها) شکل جهانی به خود گرفتند و ۱۵ میلیون دلار آمریکا برای امدادسانی به قحطی زدگان جمع‌آوری کردند.

به دنبال موفقیت آلبوم کریسمس، باب گلداف در سال ۱۹۸۵ یک کنسرت زنده اجرا کرد که به اولین کنسرت جهانی تبدیل شد و با استفاده از شبکه‌های ماهواره‌ای به مدت ۱۷ ساعت در تلویزیون‌ها پخش شد. این کنسرت در ورزشگاه **ومبلی** لندن شروع شد و سپس در **فیلا دلفیا** با ۵ ساعت تداخل به پایان رسید. گروه‌های مشهور یکی پس از دیگری وارد صحنه شدند. این کنسرت‌ها و همچنین کنسرت‌های کوچک‌تری که در استرالیا و یوگسلاوی برگزار شدند، تحت پوشش خبری تلویزیون قرار گرفتند. کشورها هزینه ارتباطات ماهواره‌ای را می‌پرداختند و در عین حال سازماندهی و اجرای برنامه‌های خیریه را به‌عهده داشتند. این گروه‌ها حتی سازه‌های خود را نیز به فروش می‌رسانند و تمام سود آنها را به صندوق گروه امدادسانی اختصاص می‌دادند، حتی‌الامکان تمامی مخارج برگزاری‌ها رایگان بود.

قبل از اجرای این برنامه منتقدان می‌گفتند این کار امکان‌پذیر نیست، سازماندهی این کار خیلی سنگین است موسیقی‌دان‌ها خیلی مغرورند، کسی برنامه‌های آنها را تماشا نمی‌کند و پولی هم اهدا نمی‌کند. یک گروه از مشاوران با تجربه برای ارزیابی درآمد احتمالی هر کنسرت به کار گرفته شدند و برآورد کردند که در بهترین حالت حدوداً نیم میلیون دلار آمریکا جمع‌آوری می‌شود. مقدمات کنسرت در سه ماه اجرا شد و تا روز نمایش؛ یعنی ۱۳ جولای سال ۱۹۸۵ هیچ اطلاعی از آن رسانه‌ای نشد و کسی نمی‌دانست دقیقاً چه گروه‌هایی در آن شرکت می‌کنند. برخی از کشورها تنها دقایق آخر کنسرت را از تلویزیون پخش کردند. این کنسرت منجر به هرج و مرج در فیلا دلفیا شد، ولی از طریق تلاش‌های سازمان یافته مردمی و تبلیغات تلویزیونی کنسرت این برنامه را ۸۵ درصد از مخاطبان جهانی تلویزیون مشاهده کردند.

این کنسرت به شکل عظیمی بر روی احساسات مخاطبان تلویزیونی تأثیر گذاشت. اگر چه کمک‌های تلفنی اندک بود و به کندی پیش می‌رفت، یک کلیپ ویدیوی ویژه از مردن یک کودک اتیوپیایی با ترانه‌ای به نام «ماشین‌ها را گروهی برانیم» احساسات همگان را برآشفتم. هنگامی که کودک تلاش می‌کرد بلند شود و هر دفعه به زمین می‌خورد. ترانه می‌پرسید چه کسی او را از زمین بلند می‌کند، هنگامی که زمین می‌افتد. این کلیپ باعث برانگیختن احساسات شد و تمام خطوط تلفن سراسر دنیا را مشغول ساخت. پول‌های اهدایی از کشورهای کمونیست و غیرکمونیست دریافت می‌شدند. تنها یک مبلغ اهدا شده از کویت بالغ بر ۱/۷ میلیون دلار آمریکا بود. مردم ایرلند نسبت به مردم دیگر کشورها پول بیشتری یعنی ۱۰ میلیون دلار آمریکا پرداخت نمودند. مردم آنجا حتی حلقه‌های عروسی و خانه‌هایشان را می‌بخشیدند. ظرف ۲۴ ساعت از اجرای برنامه «کمک رسانی زنده» و اطلاع مردم از این کنسرت مبلغ اهدایی به ۸۳ میلیون دلار آمریکا رسید.

برنامه «کمک رسانی زنده» به طور مستقل آنچه را که کنسرت‌های راک جمع‌آوری می‌کردند به مردم حادثه دیده امدادسانی می‌کرد. این تنها یکی از چندین تلاش‌های بی‌نظیر جمع‌آوری اعانه بود. **گلداف** سایر افراد مشهور در دیگر حرفه‌ها را نیز برای

اجرای برنامه‌های جمع‌آوری اعانه متقاعد ساخت و گروه‌های زیادی از قبیل گروه‌های امدادی هنرپیشگان سینما، گروه امدادی هوانوردان، گروه امدادی هنرمندان، گروه امدادی آسیایی، گروه امدادی روسیه، گروه بوش، گروه امدادی **کاردیف والی**، گروه امدادی مد، گروه امدادی غذا و غیره را به وجود آوردند. در کشور فرانسه که ارتباط موفقیت آمیزی با برنامه کمک رسانی زنده برقرار نشد، دانش‌آموزان در مدارس پول جمع‌آوری کردند و با شرکت معلمان در این برنامه موفقیت آنها تضمین شد. در ماه می ۱۹۸۶ گروه امداد رسانی ورزشی برای شرکت در یک مسابقه دو ۱۰ کیلومتری از تمام دوندگان جهان دعوت به عمل آورد. از سراسر جهان بیش از ۲۰ میلیون ورزشکار در این مسابقه شرکت کردند. صندوق امداد ورزشی تقریباً ۲۵ میلیون دلار آمریکا پول جمع‌آوری کرد و این پول جمع‌آوری شده را بین گروه امداد رسانی **بند** و **یونیسف** تقسیم کرد. **باب گلداف** شخصاً بر توزیع کمک‌های امدادی در اتیوپی و سودان نظارت می‌کرد و زمانی که توزیع با بن بست مواجه شده بود، به عنوان آخرین اقدام هواپیماهای هرکولس را در عملیات امداد و نجات خشک‌سالی سودان به‌کار گرفت. کمیته «کمک رسانی زنده» برای مدیریت پول‌های به‌دست آمده در راستای اقدامات امدادی تأسیس شد. این کمیته به وسیله‌ی داوطلبان از جمله تجار حرفه‌ای، وکلا و حسابداران مدیریت می‌شد. سیاست کلی این سازمان نیز این است که تا حد امکان از بوروکراسی و کاغذ بازی اجتناب نماید. یک هیئت امنای نیز برای نظارت بر توزیع کمک‌های مردمی تأسیس شد. این هیئت بر اساس مشاوره یک تیم عالی از افراد تحصیل کرده از مؤسسات مختلفی از قبیل دانشگاه‌های **ساسکی** و **ریدینگ**، دانشکده **هایچین** و دانشکده پزشکی حاره‌ای و مؤسسه مطالعات آسیایی و آفریقایی واقع در لندن و دانشگاه **جرج تاون** واقع در واشنگتن که تجارب کاری در ارتباط با آفریقا داشتند اقدام می‌کرد. ۳۰ درصد از پول جمع‌آوری شده برای امداد رسانی فوری، ۲۵ درصد برای حمل و نقل دریایی و جاده‌ای و مابقی برای اجرای پروژه‌های توسعه بلند مدت که به وسیله این کارشناسان بررسی شده بودند، اختصاص داده شد. علاوه بر این «گروه امدادی **بند**» با دیگر کشورها نیز برای امداد رسانی مشترک همکاری داشت. برای مثال دولت ایالت متحده از لحاظ ایدئولوژیکی با دولت اتیوپی مشکل داشت ولی با دولت سودان مخالفتی نداشت. گروه **امداد رسانی بند** با مشارکت آژانس‌های امداد رسانی ایالت متحده تضمین کردند که تلاش‌های امدادی به طور بی‌طرفانه به این دو کشور اختصاص داده شوند به این صورت که **گروه امداد رسانی بند** به اتیوپی امداد رسانی نماید و ایالت متحده به مشکل سودان بپردازد. کشورهای دیگر نیز امور مربوط به حمل و نقل و سرمایه‌گذاری را پذیرفتند. از دولت استرالیا درخواست شد که برای ارسال و تخلیه هوایی مواد غذایی، نوسازی ده هواپیمای هرکولس را بپذیرد؛ ولی این کشور در پایان بدون هیچ سرمایه‌گذاری در این رابطه تنها یک هواپیما را اهداء کرد. دیگر کشورها نیز با چنین درخواست‌هایی مواجه بودند و برای رساندن تمامی کمک‌های مردمی لازم بود همه هواپیماها آنها در پرواز باشند. **میتران** رئیس‌جمهور فرانسه در گفتگویی با **گلداف** برای امداد رسانی اضطراری به مناطق حادثه دیده و پروژه‌های پیشنهاد شده توسط مقامات سازمان **امداد رسانی بند** ۷ میلیون دلار آمریکا اختصاص داد.

سازمان امداد رسانی **بند** همچنین تصمیم گرفت که بخشی از این پول‌ها صرف بازسازی و کاهش اثرات خشک‌سالی شود. برای این منظور تقاضا برای ارائه پیشنهاد های سرمایه‌گذاری مطرح شد و سپس این پیشنهادها به وسیله‌ی یک ستاد چهار نفره برای انتخاب طرح‌های ضروری و جذب هزینه‌ها از طریق حمایت‌های مالی شخصی بررسی شدند. بیش از ۷۰۰ طرح پیشنهادی مورد بررسی قرار گرفتند و برخی از آنها به خاطر عدم ارتباطشان با توده مردم و روستاییان رد شدند. تا پایان سال ۱۹۸۶، ۱۲ میلیون دلار به امداد رسانی فوری، ۲۰ میلیون دلار به پروژه‌های بلند مدت و ۱۹ میلیون دلار به هزینه حمل و نقل اختصاص داده شد. پروژه‌های سرمایه‌گذاری اساساً به **بورکینافاسو**، **اتیوپی**، **اریتره** و **سودان** اختصاص داده شدند. بیشترین مبلغ اختصاص یافته به برنامه یونیسف برای مصون ساختن کودکان با ۲/۲۵ میلیون دلار و کمترین مبلغ اختصاص یافته برای نگهداری پمپ‌های آب پناهندگان در شرق سودان ۳۰۰۰ دلار آمریکا بود.

تمام این تلاش‌ها نیز مورد انتقاد قرار گرفتند. برخی افراد معتقد بودند که اقدامات **گلداف** برای جمع‌آوری پول برای

اختلاس بوده است و اینکه سازمان‌های امدادی باید طبق مقررات تأسیس شوند و فعالیت‌های آنها تحت نظارت قرار گیرد. **گلداف** همیشه مدعی بود که این تلاش‌ها سطح آگاهی مردم عادی را افزایش می‌دهد. حقیقت نیز این‌گونه بود زیرا در پی اجرای کنسرت «**کمک رسانی زنده**» کمک‌های اهداء شده به مؤسسه خیریه **آگسقام** و **نجات کودکان** به ترتیب ۲۰۰ و ۳۰۰ درصد افزایش یافتند. **گلداف** این انتقادات را از سازماندهی کمک‌های مردمی سود می‌برد، را پیش‌بینی می‌کرد و حتی یک سنت نیز از محل پول‌های جمع‌آوری شده برای مدیریت و منفعت شخصی استفاده نکرد. تمام فعالیت‌های سازمان او به صورت داوطلبانه و با استفاده از تجهیزات، مواد، نیروی کار و حمل‌رایگان و بدون هیچ‌گونه وابستگی بودند.

در میان برنامه‌های بین‌المللی امداد رسانی، طرح **باب گلداف** به دلیل بیدار نمودن وجدان عمومی تک تک افراد جهان بدون در نظر گرفتن ایدئولوژی سیاسی‌شان موفق‌ترین طرح جهانی بوده است. در ابتدا وی از صنعت موسیقی برای حمایت مالی استفاده کرد ولی بعداً مشخص نمود که روش‌های جمع‌آوری اعانه تنها با شرکت تمامی اقشار جامعه است که می‌تواند بی‌پایان و نامحدود باشد. برنامه **گلداف** برای جمع‌آوری پول و توزیع آن بدون هرگونه هزینه مدیریتی خاص با سبقت از تلاش‌های کشورهای دیگر و سازمان ملل متحد به یکی از موفق‌ترین و کارآمدترین برنامه‌ها تبدیل شد. نشاط و شادابی گروه **امداد رسانی** **بند** و **کمک رسانی زنده** از بین نرفت؛ با این وجود **گلداف** آنها را به عنوان اقداماتی موقت در نظر گرفت. در پایان سال ۱۹۸۶ سازمان حمایتی گروه **امداد رسانی** **بند** منحل و به یک کمیته ثابت تبدیل شد. این کمیته اکنون کمک‌های مردمی را به دیگر سازمان‌های امداد رسانی دائمی که تأسیس شده‌اند، منتقل می‌کند. بعد از خشک‌سالی اتیوپی، خشک‌سالی فاجعه‌بار دیگری رخ نداده است که نیاز به واکنش بین‌المللی داشته باشد تا توانایی و نوع دوستی جهان اول در مواجهه با بلایای جهان سوم را مورد آزمایش قرار دهد. بعد از خشک‌سالی اتیوپی کمونیسم سقوط کرد، فرقه‌گرایی به طور رسمی ملت‌ها را از هم جدا ساخت، حرص و طمع بر اقتصاد سرمایه‌داری غلبه کرد و تروریسم در اثر فقر و محرومیت از حقوق و شکست ملیت‌سازی‌ها (ایجاد کشورهای بر اساس ملیت‌ها) به وجود آمد. شبح همیشگی خشک‌سالی‌های مصیبت‌بار دوباره بیرون می‌آید تا آرمان‌های صادقانه **باب گلداف** - که در یک لحظه کوتاه شکل گرفتند - را به چالش بکشد.

نتیجه‌گیری

تأثیر خشک‌سالی در سال‌های بحرانی کنونی، وقتی تمامی تلاش جوامع و ملت‌ها این است که به طور فیزیکی، اجتماعی و اقتصادی زنده بمانند بیش از اندازه سنگین‌تر شده است. از میان تمامی مخاطرات، تنها خشک‌سالی‌ها هستند که در ورای دوره وقوع‌شان، تأثیرات بزرگ‌تری دارند. این مخاطره لزوماً بر رشد جمعیت تأثیر نمی‌گذارد. برای مثال در حالی که برخی کشورهای ساحلی از تعداد زیاد کشته‌شدگان در طی خشک‌سالی ۱۹۷۴-۱۹۶۸ رنج می‌بردند، نرخ بیش از ۳ درصد زاد و ولد، نشان داد که جمعیت آنها در طی ۱۳-۱۰ سال به جمعیت قبل از خشک‌سالی می‌رسد. اگر چه هرم سنی جمعیت، با تعداد زیاد افراد زیر ۱۸ سال که در برخی کشورها ۵۰ درصد جمعیت را تشکیل می‌دهند، دچار چولگی می‌شود. چنین جمعیت جوانی فشار زیادی بر خدمات پزشکی و امکانات مدرسه‌ای و اقتصاد هر کشوری وارد می‌کند. این حجم زیاد از افراد جوان که نقشی در نیروی کار جامعه یا رشد اقتصادی کشور ندارند، می‌تواند به عنوان یک معضل محسوب شود. به‌علاوه بازماندگان خشک‌سالی‌ها زیر بار مسئولیت خانوارها و گروه‌های اجتماعی با شمار زیادی از افراد ناتوان به ویژه جوانان، از پای در می‌آیند. برخی بیماری‌های ناشی از سوء تغذیه منجر به آسیب‌های عقلی و فیزیکی در کودکان می‌شوند. کودکان مبتلا به سوء تغذیه که از خشک‌سالی جان سالم به در می‌برند به خصوص اگر یتیم باشند، چندین خواهر و برادر داشته باشند، متعلق به خانواده‌ای باشند که از لحاظ اقتصادی نتواند بر مشکلات ناشی از خشک‌سالی فائق آید یا از مناطقی که روابط خویشاوندی به طور سنتی می‌تواند حمایت مالی را به وجود بیاورد آواره شده باشند، ممکن است نتوانند بر سوء تغذیه‌شان غلبه کنند.

به علاوه خشک‌سالی‌ها حتی پس از اتمام و در دوره بازگشت به وضع عادی نیز موجب مشکلات و دشواری‌هایی می‌شوند.

اگر کشوری انبارهای غلات خود را مصرف کرده است باید این انبارها را از طریق واردات غلات پر نماید تا بتواند از توان تغذیه خود اطمینان کسب نماید. در هنگام خشکسالی بسیاری از مردم مناطق خشکسالی زده به سمت شهرهایی مهاجرت می‌کنند که بتوانند به راحتی در آنجا به غذا دسترسی پیدا کنند. ولی پس از خشکسالی و زمانی که این مردم به خانه‌هایشان بازمی‌گردند تأسیسات زیربنایی حمل و نقل برای حمل غلات به مناطق روستایی دور افتاده آنها ناکارآمد هستند. همین شرایط در مورد چهارپایان نیز وجود دارد. در طول خشکسالی‌های بزرگ حتی در کشورهای توسعه یافته‌ای از قبیل: استرالیا، حیوانات تولید مثل کننده ممکن است یا تلف یا به عنوان غذا مصرف شوند. بازسازی گله‌های دام چندین سال طول می‌کشد و چون در طول دوره بازسازی درآمد کمی حاصل می‌شود این فرایند فشار اقتصادی سنگینی به منابع کشاورزی وارد می‌کند. خشکسالی‌ها اغلب در درازمدت با فرسایش زمین همراه هستند که می‌تواند ناشی از عوامل انسانی یا طبیعی باشد. در طی یک خشکسالی ممکن است برای زنده نگه داشتن گله‌های دام، مراتع بیش از حد مورد چرا قرار گرفته و در برخی موارد حتی شاخه‌های بدون برگ بوته‌ها و درختان برای تغذیه حیوانات استفاده شوند. در طول خشکسالی‌ها، چشم‌اندازها عاری از هر گونه پوشش گیاهی حفاظتی می‌شوند و این امر باعث کاهش وسیع لایه بالایی خاک در طی طوفان‌های گرد و غبار می‌گردد. در برخی مناطق نیوساوت ولز در استرالیا در طول خشکسالی ۱۹۸۳-۱۹۸۲ تقریباً ۱۲ سانتی متر از لایه بالایی خاک با وزش باد از بین رفت. هر چند این خاک هرگز جایگزین نمی‌شود، برای حفظ مابقی لایه بالایی خاک، رشد گیاهان لازم است ولی این فرایند تدریجی است که سال‌ها و حتی دهه‌ها به طول می‌انجامد. این مشکل در مناطق نیمه‌خشک به طور چشم‌گیری شدیدتر است. حتی در ایالت متحده که برنامه‌های جامعی از طرف دولت فدرال (به دنبال خشکسالی دهه ۱۹۳۰) بر روی دشت‌های بزرگ به اجرا درآمد، ترمیم و بازسازی زمین‌ها در هنگام وقوع خشکسالی بزرگ دیگری که در اواسط دهه ۱۹۵۰ رخ داد، نیز ادامه یافت. برای کشورهای در حال توسعه که از میزان زیاد بدهکاری‌ها در رنج هستند و به کمک‌های خارجی نیازمندند، این قبیل برنامه‌های بلند مدت بازسازی و احیاء آنقدر بی اهمیت است که زمین‌های کاملاً فرسایش یافته بر اثر خشکسالی‌های متوالی ممکن است به یک ویژگی پایدار در چشم‌اندازهای آنها تبدیل شود.

مأخذ و منابعی برای مطالعه بیشتر

- Allison, G.B. and Peck, A.J. 1987. Man-induced hydrologic change in the Australian environment. *Bureau of Mineral Resources Geology and Geophysics Report 282*: 29-34.
- Bryson, R. and Murray, T. 1977. *Climates of Hunger*. Australian National University Press, Canberra.
- Charnock, A. 1986. An African survivor. *New Scientist* 1515: 41-43.
- French, R.J. 1983. Managing environmental aspects of agricultural droughts: Australian experience. In Yevjevich, V., da Cunha, L., and Vlachos, E. (eds) *Coping with Droughts*. Water Resources Publications, Littleton, pp. 170-187.
- Garcia, R. 1972. *Drought and Man*, Vol. 1 Pergamon, Oxford.
- Geldof, B. 1986. *Is That It?* Penguin, Harmondsworth.
- Glantz, M. H. 1977. *Desertification: Environmental Degradation in and Around Arid Lands*. Westview, Boulder, Colorado.
- Gribbin, J. 1983. *Future Weather: The Causes and Effects of Climatic Change*. Penguin, Harmondsworth.
- Hidore, J.J. 1983. Coping with drought. In Yevjevich, V., da Cunha, L., and Vlachos, E. (eds) *Coping with Droughts*. Water Resources Publications, Littleton, pp. 290-309.
- Lockwood, J.G. 1986. The causes of drought with particular reference to the Sahel. *Progress in*

- Physical Geography* 10(1):111–119.
- Morren, G.E.B. 1983. The bushmen and the British: problems of the identification of drought and responses to drought. In Hewitt, K. (ed.) *Interpretations of Calamity*. Allen and Unwin, Sydney, pp. 44–65.
 - Rosenberg, N. and Wilhite, D.A. 1983. Drought in the US Great Plains. In Yevjevich, V., da Cunha, L., and Vlachos, E. (eds) *Coping with Droughts*. Water Resources Publications, Littleton, pp. 355–368.
 - Scott, E.P. (ed.). 1984. *Life Before the Drought*. Allen and Unwin, London.
 - Tai, K.C. 1983. Coping with the devastating drought in Australia. In Yevjevich, V., da Cunha, L. and Vlachos, E. (eds) *Coping with Droughts*. Water Resources Publications, Littleton, pp. 346–354.
 - Waring, E.J. 1976. Local and regional effects of drought in Australia. In Chapman, T.G. (ed.) *Drought*. AGPS, Canberra, pp. 243–246.
 - Warrick, R.A. 1983. Drought in the U.S. Great Plains: shifting social consequences?'. In Hewitt, K. (ed.) *Interpretations of Calamity*. Allen and Unwin, Sydney, pp. 67–82.
 - Watts, M. 1983. On the poverty of theory: natural hazards research in context. In Hewitt, K. (ed.) *Interpretations of Calamity*. Allen and Unwin, Sydney, pp. 231–262.
 - Whittow, J. 1980. *Disasters: The Anatomy of Environmental Hazards*. Pelican, Harmondsworth.
 - Young, J.A. 1983. Drought control practices in England and Wales in 1975–1976. In Yevjevich, V., da Cunha, L. and Vlachos, E. (eds) *Coping with Droughts*. Water Resources Publications, Littleton, pp. 310–325.

فصل ششم: مخاطرات سیلاب

مقدمه

در فصل قبل در بحث طوفان‌های بزرگ مقیاس، به بررسی تفصیلی تأثیرات سیلاب‌های ناشی از سیکلون‌های حاره‌ای، طوفان‌های برون حاره‌ای یا کم‌فشار سواحل شرقی پرداخته نشد. بحث و بررسی سیلاب‌های بزرگ مقیاس در آن فصل هم چندان مناسب نبود زیرا برخی از وحشتناک‌ترین و بدترین سیلاب‌های منطقه‌ای نیمکره شمالی، در فصل بهار و به علت ذوب برف اتفاق می‌افتد. به علاوه بارندگی ناشی از طوفان‌های تندری دلیل اصلی سیلاب‌های ناگهانی است. این فصل به بررسی وقایع سیلاب ناگهانی و سیلاب‌های منطقه‌ای می‌پردازد. سیلاب ناگهانی به بارش شدید در یک دوره زمانی نسبتاً کوتاه اشاره دارد. معمولاً تأثیر مکانی این سیلاب‌ها محدود به یک منطقه است. تغییر کلی چشم انداز در طول یک حادثه منفرد، در اکثر چشم اندازهای دارای پوشش گیاهی ناچیز است ولی در مناطق خشک و نیمه‌خشک، زمین‌های زیر کشت (به خصوص در جایی که قسمت زیادی از زمین آیش است) یا در نواحی شهری، چنین حوادثی دلیل اصلی فرسایش و خسارت می‌باشند. همچنین حوزه‌های آبخیز پر شیب به طور ویژه‌ای در اثر سیلاب‌های ناگهانی تغییر می‌کنند. این مسأله به خاطر توانایی این حوزه‌ها در تولید حداکثر بارش محتمل است. سیلاب‌های منطقه‌ای بزرگ مقیاس که نشانگر واکنش یک حوضه آبخیز قاره‌ای بزرگ هستند با وجود بزرگی زیاد، وقایعی کم رخداد هستند. از نظر تاریخی این سیلاب‌های بزرگ منطقه‌ای عامل بسیاری از حوادث پر تلفات بوده‌اند که با هر مخاطره‌ی دیگری قابل مقایسه می‌باشند. زمانی که مسیر سیستم‌های رودخانه‌ای در نتیجه‌ی واکنش به وقوع سیلاب تغییر یابد، مختل شدن حمل و نقل و نابودی کشاورزی در یک منطقه گسترده را به دنبال دارد.

سیلاب‌های ناگهانی

بزرگی و فراوانی بارش‌های سنگین

(گریفیتز، ۱۹۷۶)^۱

بارش‌های سنگین کوتاه مدت در نتیجه‌ی هوای خیلی ناپایدار همراه با رطوبت زیاد رخ می‌دهند. چنین شرایطی معمولاً در مجاورت اقیانوس‌های گرم، نزدیکی دامنه‌ها، کوهستان‌های مرتفع مستقر در مسیر بادهای مرطوب یا در نواحی مستعد طوفان‌های تندری به وجود می‌آید. مجموعه‌ای از بارش‌های سنگین با دوره‌های زمانی مشخص در شکل ۶-۱ آورده شده است.

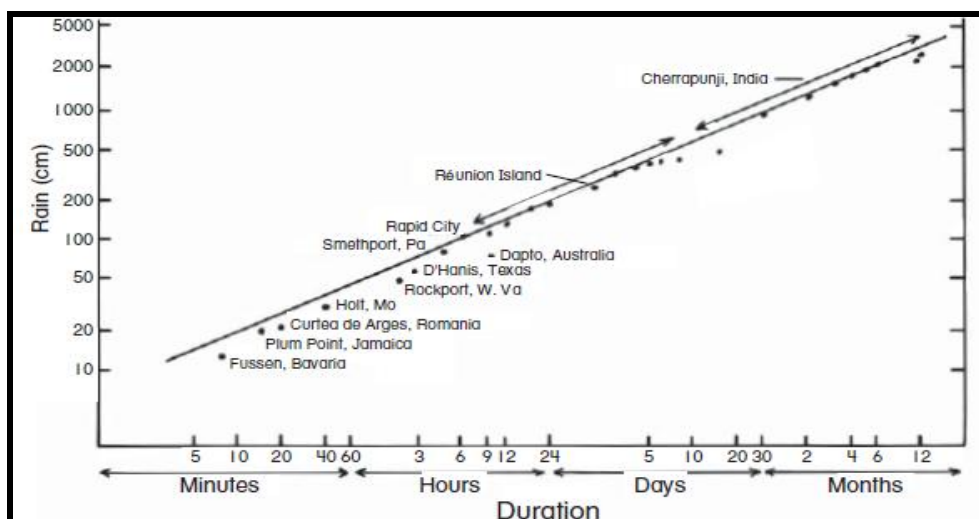
عموماً بارش‌های شدید ظرف مدت چند دقیقه یا چند ساعت در طی طوفان‌های تندری رخ می‌دهند. رخداد بارش‌های شدید در طی چندین ساعت، کمتر از یک روز، نشانگر تغییر بارش از منشأ طوفان‌های تندری به ناپایداری‌های شدید جوی است. وضعیت دیگر، ممکن است شامل رخداد چندین طوفان تندری باشد. در ایالت متحده مناطق *بالکونز اسکرپمنت*^۱ واقع در تگزاس (برای مشاهده اسم محل‌های ذکر شده در این فصل به تصویر ۶-۲ نگاه کنید) با برخی از دوره‌های شدید بارش روبه‌رو بوده‌اند، در همین طبقه قرار می‌گیرند. بارش‌های شدید در طی چندین روز معمولاً با سیکلون‌های حاره‌ای همراه هستند ولی بارش شدیدی که چندین هفته یا ماه دوام بیاورد، معمولاً در نواحی در معرض بارش‌های موسمی یا در شرایطی که صعود کوه-زاد وجود داشته باشد، رخ می‌دهد. در طبقه‌بندی بارش‌های شدید با دوره طولانی می‌توان از *چراپونچی*^۲ در هند بر دامنه‌ی هیمالیا نام برد که ۹/۳ متر بارش در جولای سال ۱۸۶۱ و ۲۲/۹۹ متر برای تمام سال ۱۸۶۱ بارش داشته است. در این منطقه بادهای موسمی هوای مرطوب و ناپایدار خلیج بنگال را مجبور به صعود بر روی برخی از مرتفع‌ترین نقاط جهان می‌سازد. در استرالیا بالاترین میزان باران در طی یک سال (۱۱/۳ متر) در نزدیکی *تولی*^۳ واقع در *کوئینزلند* فرود آمد، جایی که صعود کوه‌زاد هوای مرطوب از دریای *کورال* یک پدیده عادی در فصل تابستان است.

رابطه زیر (۱-۶) خط منطبق بر داده‌های حداکثر بارش در شکل ۶-۱ را نشان می‌دهد.

$$R = 0.42D^{0.475} \quad \text{رابطه ۶-۱}$$

در اینجا R برابر با بارش بر حسب متر و D زمان بر حسب ساعت است.

هر چند این رابطه به درستی داده‌های منطبق بر دوره‌های زمانی بالاتر از یک ساعت را نشان می‌دهد ولی این خط، میزان بارش فرود آمده در طی دوره‌های کوتاه‌تر را بیش از اندازه برآورد می‌کند. به همین دلیل در بارش‌های سنگین که در دوره‌های زمانی کوتاه و در مکان‌های کوچک رخ می‌دهد، داده‌های برآورد شده به ندرت با مقادیر اندازه‌گیری شده توسط شبکه باران‌سنج‌ها هم‌خوانی دارد. خط منطبق بر بهترین برآورد احتمالی، یک محدودیت فیزیکی در میزان تراکم و شکل‌گیری قطرات ممکن را تحت وضعیت جاری دمایی و فشار زمین نشان می‌دهد. از این رو میزان بارش محتمل در کمتر از یک روز متغیر است. ممکن است ظرف مدت یک ساعت ۰/۴۲ متر باران و یا در طی یک روز ۱/۹۱ متر باران فرود آید. این مقدار نسبت به میانگین سالانه بارش، در هر شهری از مرکز استرالیا میزان بیشتری را نشان می‌دهد.

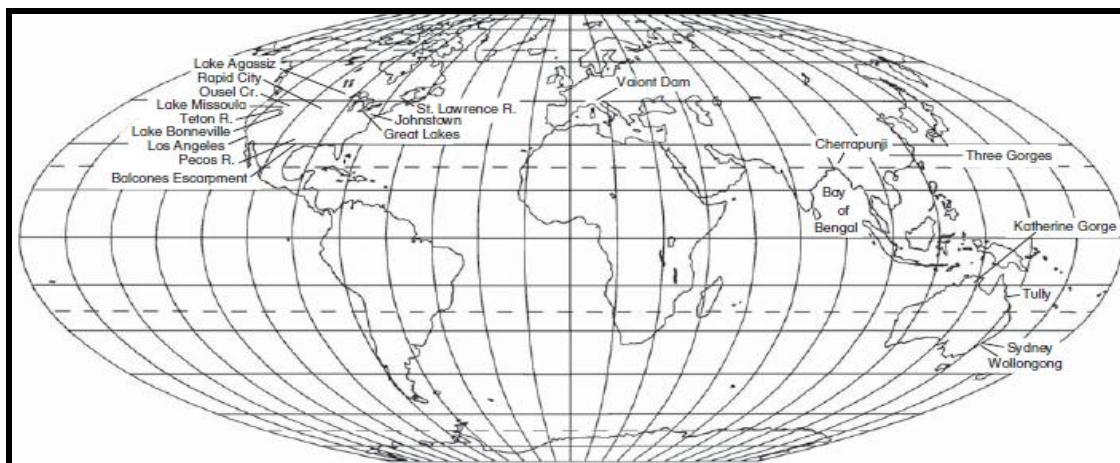


شکل ۶-۱- مقدار بارش حداکثر در ارتباط با زمان (اقتباس از گریفیث، ۱۹۷۶).

- 1- Balcones Escarpment
- 2- Cherrapunji
- 3- Tully

مقادیر بالای بارش در **چراپونچی** هند (یا در **تولی** در **کوئینزلند**) با وجود اندازه‌های خارق‌العاده‌ای که دارند به اندازه این بارش شدید ولی کوتاه مدت مناطق خود را دچار اختلال و تغییر نمی‌کنند. در طی دوره‌های طولانی، معمولاً مناطقی که بارش سنگینی دارند پوشش گیاهی متراکم و انبوهی نیز پیدا می‌کنند که این پوشش گیاهی بارش فرود آمده را جذب می‌کند، همچنین این مناطق الگوهای زهکشی مناسبی دارند که رواناب‌های احتمالی ناشی از این بارش‌های سنگین را کنترل می‌کند. بیشتر بارش‌های سنگین کوتاه مدت در مناطقی رخ می‌دهند که پوشش گیاهی پراکنده‌ای دارند و سیستم زهکشی آنها متناسب با حجم زیاد رواناب‌ها نیست. در این مناطق همچنین جابه‌جایی لایه‌ی بالایی خاک در اثر اصابت قطرات باران می‌تواند زیاد باشد. جریان صفحه‌ای در طی فواصل بسیار کوتاه بین زهکش‌ها رخ می‌دهد و خندق‌هایی به وسیله جریان‌های سطحی با طول چندین متر بر روی سرایشی دامنه‌ها گسترش می‌یابد. در نتیجه فرسایش ذرات و جابه‌جایی بسیار زیاد و سریع می‌باشد. به همین دلیل سیلاب ناگهانی در مناطق خشک و نیمه‌خشک به طور خاصی می‌تواند مخرب باشد.

در مناطق شهری، جایی که بیشتر سطح زمین به وسیله‌ی جاده‌ها یا ساختمان‌ها نفوذناپذیر اشغال شده و کانال‌های زهکشی در بعضی جاها مسدود شده است حتی با مقادیر بارش کمتر از آنچه که بر روی نمودارها پیش‌بینی می‌شود، احتمال وقوع سیلاب‌های ناگهانی وجود دارد. به نظر می‌رسد که به صورت جهانی از سال ۱۹۷۰، رخداد سیلاب‌های ناگهانی در حوزه‌های آبریز مناطق نیمه خشک یا شهری از جمله در ایالت متحده و استرالیا افزایش یافته است.



شکل ۶-۲- نقشه مکانی.

نیروی سیل

(بیکر و کوستا، ۱۹۸۷)^۱

مقدار کار انجام شده یک سیلاب و میزان تخریب ناشی از یک سیلاب ناگهانی، الزاماً ناشی از حجم بالای بارش که در بالا شرح داده شد نیست. دبی بالای سیلاب‌ها شرط کافی برای فرسایش نیست بلکه مقدار تنش برشی و قدرت جریان رود انرژی تولید شده در واحد زمان در امتداد مرز یک کانال) است که اهمیت قابل توجهی دارد. به دلیل همین قدرت جریان رود است که سیلاب‌ها در حوضه آبیگرهای کوچک، یعنی کمتر از $50-10 \text{ km}^2$ می‌توانند نسبت به سیلاب‌های بزرگ در رودخانه‌های می‌سی‌سی‌پی و آمازون با میزان دبی $1000-10$ بار بزرگ‌تر، خیلی مخرب‌تر باشد. این فرایند به ویژه در مناطقی که کانال‌ها کم عرض، پرشیب و عمیق هستند، شدیدتر است. قدرت جریان در واحد مساحت در یک کانال به وسیله‌ی رابطه‌ی زیر تشریح می‌گردد.

$$\omega = vT$$

رابطه ۶-۲

در اینجا ω قدرت در واحد مساحت مرزی، v سرعت و τ تنش برشی مرزی است که از طریق رابطه ذیل محاسبه می‌شود:

$$= \gamma R S$$

همچنین در اینجا γ وزن مخصوص مایع (9800 N m^{-3})، S شیب انرژی جریان و R شعاع هیدرولیکی کانال است.

$$= A(2d+w)^{-1}$$

در اینجا A سطح مقطع خیس شده کانال، d عمق میانگین آب و w عرض کانال است.

اندازه‌گیری و سنجش پارامترهای رابطه‌ی ۶-۲ خیلی مشکل نیست چون در بسیاری از رودها و جریان‌های آبی، ایستگاه‌های اندازه‌گیری وجود دارد که سرعت و عمق آب در طول سیلاب‌ها را اندازه‌گیری می‌کنند. هنگامی که ارتفاع یک سیلاب مشخص می‌شود محاسبه‌ی شعاع هیدرولیک نسبتاً ساده است. به طور معمول شیب یک کانال به جای شیب انرژی استفاده می‌شود؛ هرچند ممکن است این باعث بروز خطا تا ۱۰۰ درصد در برآورد میزان دبی در طول سیلاب‌های ناگهانی فاجعه‌آمیز گردد. همچنین ممکن است مشکلاتی در تعیین وزن مخصوص سیال به وجود بیاید. مقدار محاسبه شده فوق برای آب تمیز استاندارد است؛ در حالی که در طول سیلاب‌ها آب می‌تواند حاوی مقادیر زیادی از مواد معلق باشد که وزن مخصوص آب سیلاب را دو برابر می‌کند.

شکل ۶-۳ نیروی جریان رود را در ارتباط با وسعت حوضه آبرگیر برای سیلاب‌های کوچک ناگهانی (اساساً در ایالت متحده) و بزرگ‌ترین سیلاب‌های اندازه‌گیری شده در زمان‌های اخیر را روی نمودار نشان می‌دهد. برخی از این سیلاب‌ها مثل: سیلاب رودخانه **تتون**^۱ در **آیداهو** در پنجم ژوئن سال ۱۹۷۶ ناشی از فرو ریختن سدها به دنبال باران‌های سنگین است. فرو ریختن یک سد به خاطر تأثیراتش بر روی شعاع هیدرولیک و شیب انرژی جریان، شدت نیروی جریان رود را افزایش می‌دهد. در حقیقت فرو ریختن سدها می‌تواند منجر به افزایش شمار قربانیان ناشی از سیلاب‌های ناگهانی شود. برای مثال سیل **جان‌استون** در پنسیلوانیا در ۳۱ می ۱۸۸۹ بیش از ۲۲۰۰ نفر را به کام مرگ کشانید. خراب شدن سدها در طول باران‌های شدید می‌تواند به سهل‌انگاری، عدم طراحی مناسب برای وقایع شدید، ویژگی‌های زمین‌شناسی محل (برای مثال ساختمان‌سازی بر روی یک خط گسل ناشناخته) یا به بدشانسی نسبت داده شود. بیشترین نیروی محاسبه شده جریان رود برای یک سیلاب در ایالت متحده متعلق به سیلاب **اوسل کرک**^۲ در **مونتانا** در ۸ ژوئن سال ۱۹۶۴ بود. در طول این سیلاب، قدرت یا نیروی رود به 18600 wm^{-2} رسید. قدرتمندترین سیلاب‌ها در ایالات متحده در حوضه‌های آبرگیر خیلی کوچک رخ دادند، زیرا این حوضه‌ها دارای کانال‌های پرشیبی هستند. در مقایسه با سیل اوسل کرک، سیلاب بزرگ رودخانه می‌سی‌سی‌پی که در سال ۱۹۷۳ اتفاق افتاد، دارای نیروی جریان رود تنها به میزان 12 wm^{-2} بود.

برای دستیابی به نیروی زیاد جریان رود در حوضه‌های آبرگیر بزرگ‌تر، باید دو شرط وجود داشته باشد. اول اینکه کانال باید در سنگ بستر حفر شود و عمیق باشد. این امر دستیابی به سرعت‌های بالا را ممکن می‌سازد، زیرا آب نمی‌تواند از داخل آن به حوضه سیلابی پهناور بیرون بریزد. دوم؛ حوضه آبرگیر بالادست باید یا در معرض رخدادهای شدید بارش و یا در معرض دبی‌های بالا باشد. فقدان این دو ویژگی در رودخانه‌های طویل به شدت رخدادهای پرنیروی جریان رود را محدود می‌کند. در سال ۱۹۷۶ در طول فرو ریختن سد **تتون** در **آیداهو** نیروی جریان رود به فراتر از 10000 wm^{-2} رسید، چون رودخانه از داخل یک کانال شکافتی عبور می‌کرد. قدرت جریان‌های مشابه در گذرگاه **بارک** رودخانه **کاترین** در شمال استرالیا اتفاق افتاده است. رودخانه **پی‌کس**^۳ در تگزاس که در شیب‌های تند سنگ‌های آهکی حفر شده است در طول سیکلون‌های حاره‌ای از قبیل

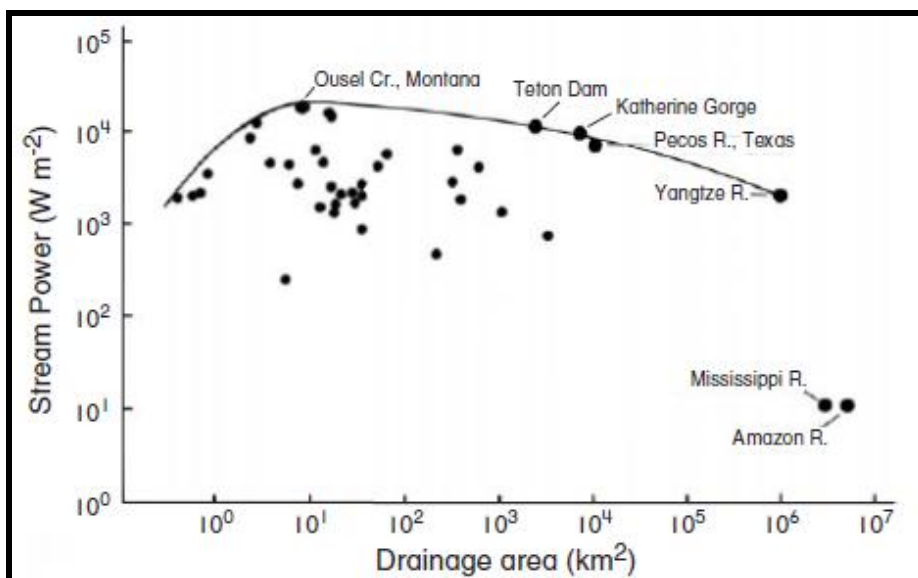
1- Teton

2- Ousel Creek

3- Pecos

هاریکان آلیس که در سال ۱۹۵۴ به خشکی رسید در معرض سیلاب ناگهانی قرار می‌گیرد. در پایان لازم به ذکر است که رودخانه چانگ جیانگ (یانگ‌تسه) قدرت جریانی را تولید می‌کند که بزرگی آن به اندازه سیلاب‌های ناگهانی در رودخانه‌هایی با حوضه آبرگیر کمتر از 1000 km^2 می‌باشد. در بخش تری‌گورج^۱ رودخانه چانگ جیانگ، ذوب برف‌ها و بارش‌های فلات تبت در یک گذرگاه باریک جمع می‌شوند. سرعت جریان این رود در سیلاب سال ۱۸۷۰ با عمق ۸۵ متر، به $8-11 \text{ ms}^{-1}$ رسید.

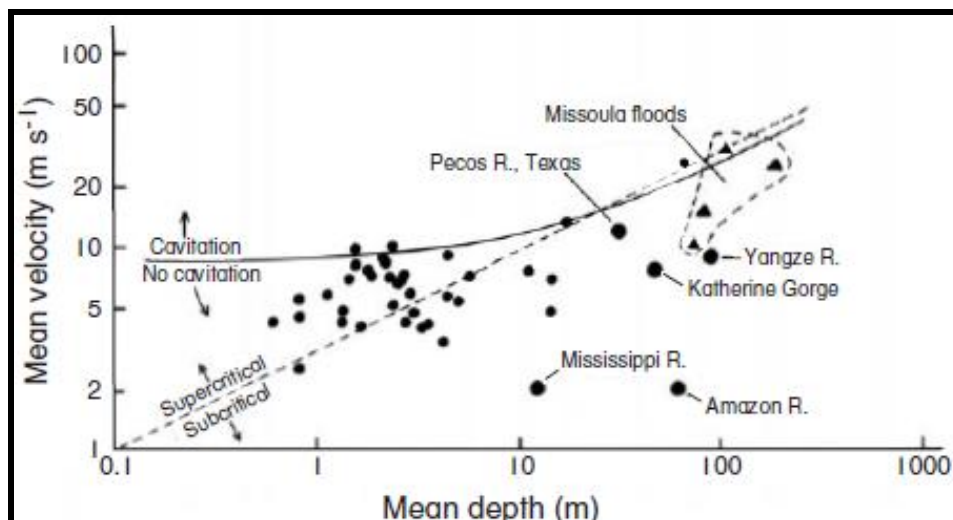
شکل ۳-۶ بزرگ‌ترین سیلاب‌های شناخته شده را روی نمودار نشان می‌دهد. مقدار قدرت جریان رودخانه‌ها برای سیلاب‌های فاجعه‌آمیز ماقبل تاریخ در دریاچه میسولا^۲ در پیرامون ورقه‌های یخ لارونشین^۳ در دشت‌های بزرگ و دریاچه بونویل^۴ به ترتیب از بزرگ‌ترین مقادیر ثبت شده هستند. در اثر شکستن ناگهانی دیواره‌های یخی دریاچه‌هایی که در نتیجه‌ی جمع شدن آب حاصل از ذوب در دره‌هایی که به طور موقت با یخ‌های دوره یخچالی ویسکانسین مسدود شده بودند، سیلاب‌های عظیمی ایجاد شدند. سرعت سیلاب‌های میسولا با عمق ۱۷۵ متر به ۳۰ متر در ثانیه رسید و این مسأله باعث تولید نیرویی فراتر از 100000 W m^{-2} شد، این مقدار تاکنون بالاترین میزانی است که در سطح زمین رخ داده است. سیلاب‌های مشابهی از ورقه‌های یخی لارونشین به داخل رودخانه می‌سی‌سی‌پی و از دریاچه آگاسیز^۵ با جهت شرقی به داخل سیستم زهکشی دریاچه بزرگ سنت لارنس جریان یافت. در برخی دوره‌های زمین‌شناسی سیلاب‌هایی با بزرگی مشابه بر روی کره مریخ نیز رخ داده است، هرچند اگر جاذبه زمین به کمی جاذبه کره مریخ بود بزرگ‌ترین قدرت‌های جریان ثبت شده در روی کره زمین امکان رسیدن تا عمق ۵۰۰ متر را نیز داشتند. توانایی این سیلاب‌های فاجعه‌آمیز در فرسایش و جابه‌جایی رسوبات بسیار زیاد است. شکل ۶-۴ میانگین عمق آب و میانگین سرعت را برای این وقایع سیلابی روی نمودار نشان می‌دهد. همچنین بر روی این نمودار نقطه‌ای که در آن جریان به حالت انفجاری می‌رسد و به جت آب تبدیل می‌شود ترسیم شده است. جریان جت آب، به شدت فرساینده است و نمی‌تواند در کانال‌های آبرفتی باقی بماند، زیرا بستر کانال را به شدت فرسایش خواهد داد.



شکل ۳-۶- نمودار قدرت جریان حداکثری یک حوضه در مقابل وسعت حوضه زهکشی. منحنی حد نهایی قدرت سیل را نشان می‌دهد (اقتباس از بیکر و کوستا، ۱۹۸۷).

- 1- Three Gorges
- 2- Missoula
- 3- Laurentian
- 4- Bonneville
- 5- Agassiz

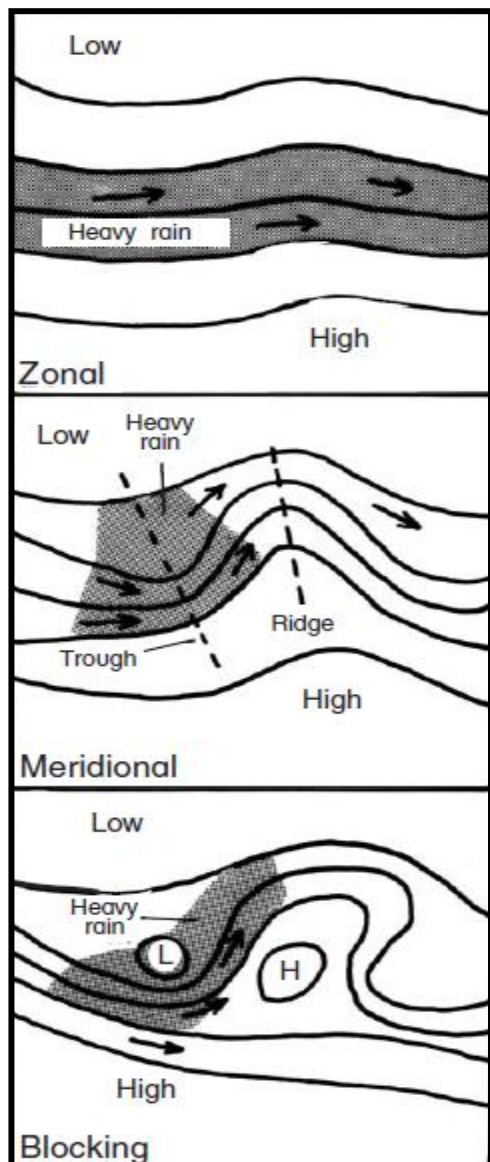
این مسأله همچنین در کانال‌هایی با بستر سنگی نادر است زیرا زمانی که آب‌های سیلابی بستر خود را کمی حفر می‌کنند، جریان از حالت انفجاری خارج می‌شود. در نهایت شکل ۶-۴ بر روی نمودار منطقه‌ای را نشان می‌دهد که در آن حفره‌زایی رخ می‌دهد. حفره‌زایی فرایندی است که در زمانی رخ می‌دهد که سرعت آب بر روی یک سطح سخت آنقدر زیاد است که فشار بخار آب بیش از حد معمول می‌گردد و حباب‌ها بر روی سطح تماس شکل می‌گیرند. پایین آمدن سرعت آب باعث می‌شود این حباب‌ها با نیروی بیش از ۳۰۰۰۰ برابر فشار عادی اتمسفر بترکند. پس از کراتر سازی‌ها جریان حفره زایی مهم‌ترین فرایند فرساینده شناخته شده در روی زمین است و در صورتی که این جریان تداوم یابد قادر به فرسایش سنگ بستر نیز می‌باشد. خوشبختانه چنین جریان‌هایی نادر هستند. این جریان‌ها را در سرریز سدها در طول سیلاب‌های بزرگ نیز می‌توان مشاهده کرد که در آن آب‌های کف‌آلود با سرعت بالا بر روی سطح بتونی به طرف پایین دریاچه‌ها سرریز می‌شوند نیز مشاهده نمود. توجه داشته باشید که این پدیده با آب کف‌آلود ایجاد شده به وسیله‌ی ورود هوا به سبب تلاطم و تحت شرایط جریان طبیعی در انتهای آبشار یا دیگر ساختارهای آبشاری تفاوت دارد. حفره‌زایی یکی از بزرگ‌ترین نگرانی‌ها در سرریزها است چون این پدیده طول عمر هر سد را کاهش می‌دهد و ممکن است به فرایند بزرگی در حفر سنگ بستر در آبشارها تبدیل شود. تنها تعداد کمی از سیلاب‌های ناگهانی می‌توانند موجب حفره‌زایی در کانال‌ها شوند. با این وجود برخی از سیلاب‌های میسولا در طی فواصل طولانی موجب حفره‌زایی شده‌اند. رخدادهای سیلابی بزرگ، توانایی عظیمی در تغییر چشم‌اندازها دارند. قدرت جریان سیلاب‌های فاجعه‌آمیز همانند برخی از سیلاب‌های ناگهانی متداول در ایالت متحده نیروی کافی برای جابه‌جایی مواد با اندازه ماسه به شکل بار شناور، ذرات ۳۰-۱۰ سانتی‌متری را به صورت معلق و تخته سنگ‌های چندین متری را به شکل بار بستری دارند. این مواد می‌توانند در مقادیر بسیار بالایی حرکت کنند. حتی نیروی جریانی 1000 w m^{-2} برای جابه‌جایی تخته سنگ‌هایی با قطر ۱/۵ متر کافی است. برخی از سیلاب‌های ناگهانی می‌توانند به این حد توانایی برسند. زمانی که این سیلاب‌ها به سطح حفره‌زایی می‌رسند سنگ بستر کانال به راحتی و با سرعت گود می‌شود. سیلاب‌های میسولا در غرب ایالت متحده قادر به کندن ستون‌های بازالتی سنگ بستر با وزن چندین تن از بستر رودخانه بودند و ظرف چندین روز در داخل سنگ بستر یک دره ژرف ایجاد کردند. به طور قابل توجهی همچنان که در زیر تشریح خواهد شد، وقایع طوفانی کنونی در ظرف چند روز قادر هستند دشت‌های سیلابی را که در طول چندین قرن شکل گرفته‌اند، به طور کامل فرسایش دهند.



شکل ۶-۴- سرعت جریان در ارتباط با عمق کانال برای سیلاب‌های مختلف همراه با ترسیم مرزهای جریان متلاطم و حفره‌ساز (اقتباس از

بیکر و کوستا، ۱۹۸۷)

الگوهای همید مناسب برای سیلاب‌های ناگهانی

(هیراسکوییک، ۱۹۸۷)^۱

شدت سیلاب‌های فاجعه‌آمیز در نهایت به وسیله ریخت‌شناسی حوضه‌ها، جابه‌جایی طوفان‌های تندری، شرایط قبلی رطوبت خاک و درجه پاک‌سازی پوشش گیاهی مشخص می‌شود. با این وجود بیشتر سیلاب‌ها از ناهنجاری‌های بزرگ مقیاس چرخش‌های جوی سرچشمه می‌گیرند و به چهار دسته طبقه‌بندی می‌شوند: (۱) رخداد غیر فصلی یا رخداد الگوی هوایی مشخص در یک مکان غیر معمول (۲) تقارن نادر چندین فرایند هواشناسی معمولی به صورت توأمان (۳) الگوی نادر در اتمسفر بالایی (۴) تداوم طولانی مدت مکانی و زمانی یک الگوی کلی هواشناسی. درجه‌ی ناهنجاری الگوهای هوا بر اساس سه الگوی فشار و باد که بخشی از گردش عمومی جو هستند، بسیار زیاد می‌باشد. این الگوها در شکل ۵-۶ نشان داده شده‌اند. جریان نصف‌النهاری هوا، جابه‌جایی شمالی-جنوبی هوا را نشان می‌دهد و معمولاً با شکل‌گیری امواج ژزبای مرتبط است که از مسیرهای پر پیچ جت استریم قطبی به خصوص بر روی خشکی‌های نیمکره شمالی تبعیت می‌کند.

شکل ۵-۶- الگوهای غیر معمول جریان هوا در گردش عمومی جو که منجر به سیلاب ناگهانی می‌شود (اقتباس از هیراسکوییک، ۱۹۸۷).

همان‌گونه که در فصل دوم بیان شد مسیر جت استریم به وسیله وقایع ال نینو-نوسان جنوبی (انسو) دچار اختلال می‌شود و می‌تواند با ایجاد الگوهای پایدار هوایی باعث خشک‌سالی شود. همچنین به نظر می‌رسد، جریان نصف‌النهاری شدید یکی از متداول‌ترین الگوهای جوی است که موجب سیلاب‌های ناگهانی در ایالت متحده می‌شود. غالباً این فرایند با بلوکه شدن سلول کم‌فشار یا پرفشار مرتبط است. بلوکه شدن سلول کم‌فشار بر روی آب‌های گرم رخ می‌دهد ولی در سلول پرفشار با متوقف شدن یا به هم پیوستن توده‌های پرفشار سیار ایجاد می‌گردد. **بلوکینگ** در آمریکای شمالی، معمولاً بر روی اطللس شمالی و اقیانوس آرام رخ می‌دهد. در اطللس شمالی بلوکینگ فعالیت طوفان‌های برون حاره‌ای را تشدید می‌کند و تداوم الگوها را افزایش می‌دهد.

در داخل ناهنجاری‌های بزرگ گردش عمومی، ویژگی‌های جزئی هستند که عامل سیلاب‌های ناگهانی منطقه‌ای می‌باشند. این ویژگی‌ها به ۴ دسته همیدی، جبهه‌ای، منطقه پرفشار متوسط مقیاس و وقایع غربی، دسته‌بندی می‌شوند. وقایع همید زمانی رخ می‌دهند که یک سیکلون شدید عرض‌های میانه و یک جبهه نیمه ساکن با ناوه‌ی کم‌فشار شدید بالای خود برخورد

می‌کنند. در این طبقه بارش گسترده و مداوم ایجاد می‌گردد و در مواردی که طوفان‌های تندری در این مکان‌ها به طور پی‌درپی توسعه می‌یابند بارش‌های سنگینی رخ می‌دهند. چنین طوفان‌هایی در مرحله گذر فصلی بین الگوهای فشار زمستانه و تابستانه بر روی آمریکای شمالی اتفاق می‌افتند. از این رو وقوع آنها از بهار تا اوایل تابستان و در پاییز عادی است.

رخدادهای جبهه‌ای به وسیله‌ی جبهه‌ی ساکن یا خیلی کند با چرخش مداری هوا ایجاد می‌شوند. در این حالت با وجود امکان پایداری هوای بالایی، معمولاً در سمت خنک هر جبهه گرمی همچنان که هوای گرم به بالا فرستاده می‌شود بارش شدیدی رخ می‌دهد. چنین وقایعی در ایالت متحده به فراوانی در ماه‌های جولای تا آگوست رخ می‌دهند، سیلاب‌های منطقه پرفشار متوسط مقیاس به سبب ناپایداری و همرفتی به دنبال زبانه‌های هوای سرد که ممکن است با جبهه‌ای مرتبط باشند یا نباشند، به وجود می‌آیند. برای مثال یک جبهه ساکن ممکن است سلول‌های عظیم طوفان تندری را پدید آورد، که سلول پرفشار را مانند یک حباب کنار می‌زند. این طوفان‌ها در اواخر بعد از ظهر یا عصر رخ می‌دهند و ویژگی منطقه‌ای فصل تابستان هستند. وقایع نوع غربی به یک دامنه از الگوهای چرخشی منطقه‌ای مستقر بر روی رشته‌کوه‌های راکی اشاره دارند. این وقایع در اواخر تابستان به اوج می‌رسند و با گردش شدید نصف‌النهاری یا منطقه‌ای مرتبط هستند.

حداکثر بارش محتمل

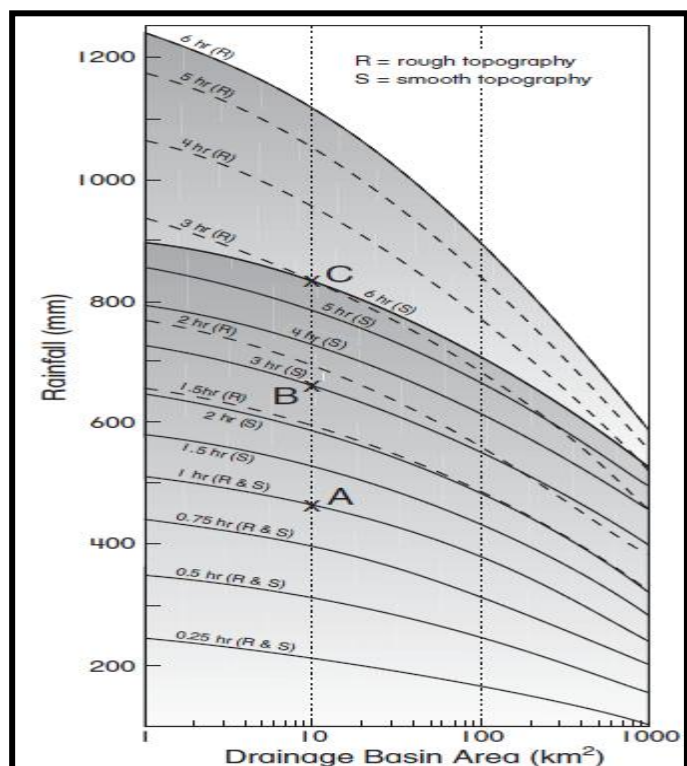
(اداره هواشناسی استرالیا، ۱۹۸۴)

در خصوص مفهوم دوره بازگشت و احتمال رخداد که در فصل سوم ذکر شد محدودیت‌هایی وجود دارد. در بسیاری از موارد، محاسبه‌ی دوره بازگشت برای رخداد سیلاب‌های ناگهانی بر اساس اسناد تاریخی، پر از اشتباه هستند، چون در آنها هیچ ایده‌ای درباره بارش احتمالی در دوره بازگشت معین وجود ندارند. استفاده از نقشه‌ها و نمودارهای احتمال رخداد، به عنوان یک تکنیک برای تخمین مقدار بارش به چهار دلیل قابل اعتماد نیست. دلیل اول، وقوع یک حادثه بزرگ و نادر در بردارنده‌ی این نیست که امکان رخداد حادثه‌ای با عظمت مشابه یا بزرگ‌تر در زمان کوتاهی پس از آن رخداد اولیه وجود ندارد. دوم، حوادث بزرگ و نادر بر حسب زمان دسته‌بندی می‌شوند. سوم، ممکن است حوادث بزرگ در بارش‌های ثبت شده محاسبه نشده باشند چون احتمال دارد شبکه باران سنج برای اندازه‌گیری حوادث سیلاب ناگهانی در سرچشمه یا آبریزهای کوچک، مقیاس بسیار بزرگی داشته باشند و نتوانند بارش‌های محدوده‌های کوچک را اندازه‌گیری نمایند. چهارمین و مهم‌ترین مورد، اگر رژیم بارش به دوره‌های پر بارش (ترسالی) تغییر یابد، ممکن است وقایع نادر پیش‌بینی شده با دوره بازگشت ۱:۱۰۰ ساله به طور ناگهانی به وقایع معمولی با دوره بازگشت ۱:۲۰ ساله یا کمتر تبدیل شوند. برای مثال، در شرق استرالیا بین سال‌های ۱۹۴۸ و ۱۹۹۳ بارندگی نسبت به ۳۰ سال قبل آن تا ۳۰ درصد افزایش یافت. در طی این دوره شاهد بارش‌های محلی و منطقه‌ای استثنایی بودیم که با استفاده از نمودارهای استاندارد و احتمال رخداد قابل پیش‌بینی نبودند. برخی از این وقایع در قسمت‌های بعدی این فصل تشریح خواهند شد.

یک رویکرد متفاوت استفاده از مفهوم حداکثر بارش محتمل در یک دوره مشخص است، که در یک حوزه آبریز با در نظر گرفتن شرایط مساعد فرود می‌ریزد. این روش در دهه ۱۹۴۰ در ایالت متحده گسترش و توسعه یافت. بارش‌های شدید معمولاً بر اثر طوفان‌های تندری بزرگ تقریباً ساکن یا به وسیله‌ی سیستم‌های طوفانی همدیدی کوچک مقیاس که حاوی سلول‌های همرفتی هستند، ایجاد می‌شوند. مقدار بارش فرود آمده بر روی یک منطقه مشخص در طی یک زمان معین تابعی از فراهم بودن رطوبت در ستونی از هوا و توانایی سیستم طوفانی در چگالش و تجمع ذرات آب می‌باشد. به این دلیل که سلول‌های شدید اندازه‌ی محدودی دارند، مقدار بارندگی که بر روی یک حوضه آبریز فرود می‌آید تابعی از اندازه حوضه آبریز است. حوضه‌های آبریز کوچک نزدیک به مساحت یک طوفان تندری، نسبت به حوضه‌های آبریز بزرگ که در آن یک طوفان تندری تنها قسمتی از آن منطقه را در بر می‌گیرد، بارش بیشتری را دریافت می‌کنند. میزان چگالش در عین حالی که به پارامترهای اقلیمی وابسته

است به توپوگرافی نیز بستگی دارد. سرزمین‌های ناهمواری که ارتفاعات آنها در طی ۴۰۰ متر از ۵۰ متر یا بیشتر تغییر می‌کند (به خصوص در مجاورت اقیانوس) می‌توانند محرک ایجاد طوفان‌های تندری یا متوقف کردن سلول‌های همرفتی به مدت چندین ساعت شوند. بسیاری از مکان‌ها در ناحیه **ولن گنگ** واقع در استرالیا و در امتداد **بالکونز اسکرپیمنت** واقع در تگزاس به خاطر توپوگرافی ناهموار یا عوارض زمین، مستعد حداکثر بارش محتمل هستند.

شکل ۶-۶ به صورت تئوری حداکثر بارش محتمل که در طی مدت معینی بر روی توپوگرافی‌های هموار و ناهموار فرود می‌آیند، را نشان می‌دهد. برای مثال، یک حوضه آبرگیر شهری تقریباً کوچک با وسعت 10 km^2 متشکل از توپوگرافی هموار می‌تواند به حداکثر بارش محتمل خود با مقدار ۴۶۰ میلی‌متر در طی یک ساعت دست یابد. (نقطه A در شکل ۶-۶) اگر بارش به مدت سه ساعت ادامه پیدا کند این میزان به ۶۶۰ میلی‌متر افزایش پیدا می‌کند. (نقطه B) با وجود این، اگر حوضه آبرگیر ناهموار باشد، آن وقت حداکثر بارش محتمل ظرف یک دوره سه ساعته به ۸۴۰ میلی‌متر - یک افزایش ۲۷ درصدی - افزایش می‌یابد (نقطه C). چون هوای حاره‌ای نسبت به هوای قطبی رطوبت بیشتری دارد، مقادیر به دست آمده از شکل ۶-۶ باید در عرض‌های مختلف اصلاح شوند. عموماً این تصحیح در مناطق عرض‌های میانی از قبیل سیدنی در استرالیا یا لس‌آنجلس در کالیفرنیا ۰/۶۵ است. این تصحیح ناشی از عرض‌های جغرافیایی مقادیر ذکر شده در بالا را به ترتیب به ۳۰۰ میلی‌متر، ۴۳۰ میلی‌متر و ۵۵۰ میلی‌متر در آخرین مکان کاهش می‌دهد.



شکل ۶-۶ - حداکثر بارش محتمل بر مبنای زمان در وسعت حوضه زهکشی (اداره هواشناسی استرالیا، ۱۹۸۴).

شکل ۶-۶ چندین فاکتور مرتبط با سیلاب‌های ناگهانی را تشریح می‌کند. اول اینکه، باید مراقب حوضه‌های آبریز کوچک بود. جویبارهایی که به طور متناوب از میان حوضه خودشان از مسیر پر پیچ و خمی می‌گذرند می‌توانند از حالت بی‌آزار به سیلاب خروشان تبدیل شوند. در **ولن گنگ** استرالیا سیلاب‌های ناگهانی که توانایی حمل تخته سنگ‌ها را دارند در جویبارهای کوچک به اندازه ۱۰۰ متر رخ می‌دهند، اندازه‌ای مشابه یک جویبار، که در آن هیچ بارانی هم فرود نیامده است. دوم اینکه، تقریباً پس از یک ساعت بارش شدید بی‌وقفه، حوضه‌های آبریز ناهموار نسبت به حوضه‌های هموار، ۱۰-۲۵ درصد بارندگی بیشتری دریافت می‌کنند. جویبارهای خروشان که از میان توپوگرافی تپه ماهوری جریان می‌یابند به طور شگفت‌آوری مستعد سیلاب‌های ناگهانی هستند. آخرین مورد آن‌که، حجم بارانی که در محدوده حوضه آبرگیرهای کوچک فرود می‌آید، می‌تواند وحشتناک باشند. شکل ۶-۱ یک ترسیم محافظه‌کارانه از مقادیر فاجعه‌آمیز باران است که به وسیله‌ی شبکه‌ای از باران سنج‌های ناکافی اندازه‌گیری شده است. در داخل حوضه‌های آبرگیر دست نخورده‌ی معمولی با توپوگرافی تپه ماهوری سیدنی یا

لس آنجلس، ظرف مدت یک ساعت بیش از ۵۰۰ میلی‌متر باران فرود می‌آید. خوشبختانه بارش‌هایی که موجب سیلاب‌های ناگهانی می‌شوند، به ندرت طولانی هستند. اگر این سیلاب‌ها برای دوره‌ی طولانی تری تداوم یابند، تأثیر آنها فاجعه‌آمیز است.

حوادث سیلاب‌های ناگهانی

(بالت و همکاران، ۱۹۷۵؛ کورنیل، ۱۹۷۶، مددوکس و همکاران، ۱۹۸۰)^۱

رخداد سیلاب‌های ناگهانی در ایالت متحده در اثر طوفان‌های تابستانی و به خشکی رسیدن سیستم طوفان‌های حاره‌ای است. سیل *رایپد سیتی*^۲ در تپه‌های سیاه واقع در جنوب *داکوتا*، در ۱۰-۹ ژوئن ۱۹۷۲ این ویژگی را به خوبی شرح می‌دهد. در این حادثه ظرف مدت ۶ ساعت یک متر باران فرود آمد و این میزان بارش دارای یک دوره بازگشت ۲۰۰۰: ۱ ساله است. سیلاب‌های ناگهانی در همه‌ی شاخه‌های رود جاری شد از جمله در *رایپد کریک*^۳ که چهل سال پیش از این سیلاب برای کاهش اثرات خشک‌سالی یک سد قدیمی بر روی آن ساخته شده بود. با شکسته شدن و فروریختن این سد و هجوم آب ناشی از سیلاب همه چیز نابود شد و دیواره‌ای از آب وارد بخش پایینی شهر *رایپد سیتی* گردید.

در این حادثه بیش از ۲۳۰ نفر جانشان را از دست دادند و ۲۹۰۰ نفر دیگر زخمی شدند. خسارت وارده به اموال مردم بیش از ۹۰ میلیون دلار آمریکا شد. این خسارت شامل ویرانی ۷۵۰ خانه و صدمه دیدن ۲۰۰۰ ماشین بود. شهر تگزاس به سبب ورود سیکلون‌های حاره‌ای و امواج شرقی همراه با بادهای تجارتي مورد تأثیر قرار می‌گیرد. صعود شدید کوهزاد این سامانه‌های سیار غربی، در امتداد *بالکونز اسکریمنت* رخ می‌دهد. در نتیجه، تگزاس به منطقه مستعد وقوع سیلاب در ایالت متحده مشهور است و برخی از شدیدترین مقادیر بارش جهان در این منطقه به ثبت رسیده. (شکل ۶-۱) برای مثال، در طول سیل رودخانه *پی‌کس* در ژوئن سال ۱۹۵۴ هاریکان *آلیس* از دره‌ی *ریوگراندا* بالا رفت و بر روی *بالکونز اسکریمنت* مستقر شد. این هاریکان تحت تأثیر نابهنجاری هوای بالایی قرار گرفت و به یک سیکلون شدید برون حاره‌ای با هسته سرد تبدیل شد. بیش از یک متر باران در بخش‌های پایینی حوضه آبرگیر فرود آمد و منجر به سیلاب‌هایی با ارتفاع ۲۰ متر شد که دارای دوره بازگشت ۲۰۰۰: ۱ ساله هستند. این حادثه تا کنون بزرگ‌ترین حادثه سیلابی ثبت شده در تگزاس است.

سیلاب‌های ناگهانی شهری

(نانون و هین، ۱۹۸۴؛ اداره هواشناسی استرالیا، ۱۹۸۵؛ ریلی و همکاران، ۱۹۸۶، a, b)^۴

مناطق شهری باعث تسریع سیلاب‌های ناگهانی می‌شوند. پایان خشک‌سالی طولانی مدت شرق استرالیا که در پی حوادث انسو سال ۱۹۸۳-۱۹۸۲ رخ داد، در اثر آغاز سیلاب‌های ناگهانی غیرعادی در سیدنی (منطقه *ولن گنگ*) بود که به علت شروع دوباره چرخه‌ی واکر طی دو سال ایجاد شدند. این سیلاب تا حد زیادی منطقه‌ای بود و به دو قسمت سیلاب *داپتو*^۵ در ۱۷-۱۸ فوریه سال ۱۹۸۴ و طوفان‌های تندری ۹-۵ نوامبر سال ۱۹۸۴، تقسیم شد. در هر دو مورد حرکت کند یا توقف سلول‌های همرفتی، در ارتباط با توسعه کم‌فشار ساحل شرقی مسئول بود. همرفت محلی یا کم‌فشار ساحل شرقی، هیچ‌کدام غیرعادی نبودند. در ابتدای شکل‌گیری این حوادث تنها نشانگر تقارن غیرعادی دو فرایند عادی هواشناسی تجربه شده بودند. متأسفانه، این وضعیت با فراوانی ترسناکی در تمامی مدت باقی مانده قرن بیستم، اتفاق افتاد.

1- Bolt et al.; Cornell; Maddox et al.

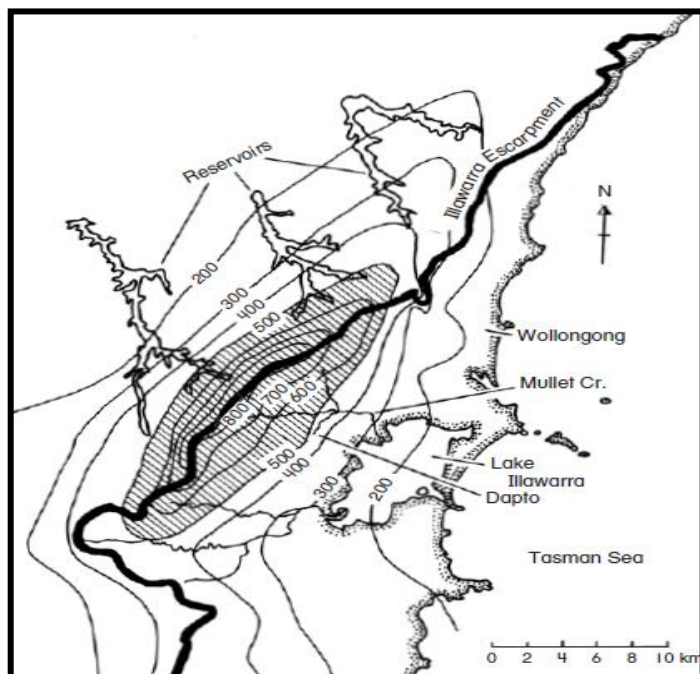
2- Rapid City

3- Rapid Creek

4- Nanson & Hean; Australian Bureau of Meteorology; Riley et al

5- Dapto

حادثه سیل *داپتو* در اواخر روز هفدهم سال ۱۹۸۴، هنگامی که جبهه سرد جلوی یک سلول پرفشار که در جنوب شرقی تاسمانی قرار داشت وارد منطقه شد، رخ داد. در نتیجه هوای مرطوب ساحلی همزمان با توسعه کم فشار ساحل شرقی در جنوب *نیوکاسل*^۱ وارد منطقه شد. این کم فشار مسیر ساحل را دنبال کرد و سپس بر روی پرتگاه‌های ۵۰۰ متری *ایلووارا*^۲، واقع در شمال شهر داپتو در ساعت ۷ صبح روز ۱۸ فوریه، ساکن شد. کم فشار مذکور در زمان باقیمانده از صبح با یک ناوه سطح بالای پیچیده مستقر بر روی منطقه *ولن گنگ* همراه شد. این کم فشار ناپایداری شدیدی ایجاد کرد و باعث همگرایی قوی جریان‌های هوای مرطوب شمالی-شرقی و جنوبی-شرقی به داخل منطقه *ولن گنگ* گردید. صعود کوه‌زاد در امتداد پرتگاه‌های مرتفع بر روی حوضه آبرگیر *دریاچه ایلووارا* باعث ریزش مقادیر زیادی باران در طی ۲۴ ساعت شد (شکل ۶-۷). در دوره یک ساعته در تاریخ ۱۸ فوریه، ۱۲۳ میلی‌متر باران در غرب *داپتو* پایین آمد. در طی یک دوره ۹ ساعته به ترتیب بر روی دامنه و قله ۶۴۰ میلی‌متر و ۸۴۰ میلی‌متر باران ثبت شد. بارش سنگین ۴۸ ساعته دوره بازگشت ۱:۲۵۰ ساله دارد و این بارش ۹ ساعته بیشترین بارش ثبت شده در استرالیا است.



شکل ۶-۷- منحنی‌های همبارش چهل و هشت ساعت برای سیل داپتو، ولن گنگ، استرالیا، ۱۸ فوریه ۱۹۸۴ (بر اساس نانسون و هین ۱۹۸۴).

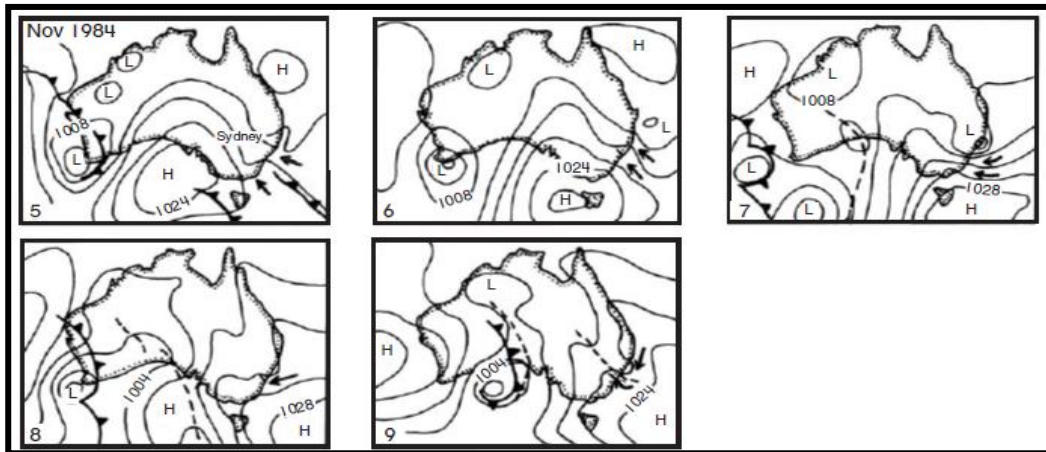
با این حال رخداد سیلاب در *دریاچه ایلووارا* یک فراوانی رخداد ۱:۱۰ ساله دارد. این مورد از شواهد و مدارک ایالات متحده مبنی بر جاری شدن سیلاب‌های ناگهانی با عواقب شدید در بخش‌هایی از حوضه‌های زهکشی با وسعت کمتر از ۵۰ km² رخ می‌دهد. شکل ۶-۷ به شدت ماهیت محلی بودن این رویداد را نشان می‌دهد. در فاصله ۵ کیلومتر از پرتگاه مقدار بارندگی به کمتر از ۴۰۰ میلی‌متر

کاهش یافته است؛ در فاصله ۱۰ کیلومتری این مقادیر به کمتر از ۲۰۰ میلی‌متر می‌رسد. از آنجا که هر منطقه‌ای بر روی این نقشه می‌تواند این نوع سیلاب (البته به ندرت) را تجربه کند، برآورد شده است که منطقه شهری *ولن گنگ* می‌تواند رویدادی مانند *داپتو* را در هر ۲۵ سال تجربه نماید. در طی ۲۰ سال بعد از سال ۱۹۸۴، پنج رویداد سیلاب ناگهانی با بزرگی مشابه رخ داده است. سازمان‌های مدیریت بحران در این منطقه باید آمادگی بیشتری برای مقابله با سیلاب پر قدرت محلی اما نادر این منطقه با دوره‌های زمانی بسیار کوتاه‌تر از حوادث انفرادی داشته باشند.

سیلاب کلان شهر سیدنی یک رویداد واحد نبود، بلکه مجموعه‌ای از طوفان‌های تندی شدید بود که در ۹-۵ نوامبر ۱۹۸۴ بخش‌های مختلف از منطقه شهری را در هم کوبید. همراهی وضعیت همدیدی هوا یک سری از تورنادوها و واتراسپات را ایجاد نمود که بیش از ۱ میلیون دلار استرالیا خسارت وارد کردند. خسارت وارده به صنعت بیمه ۴۰ میلیون دلار استرالیا بود. در این حادثه تنها یک نفر بر اثر صاعقه جاننش را از دست داد. با در نظر گرفتن این امر که اکثر شاهدان، فعالیت صاعقه‌ای شب ۸

1- Newcastle
2- Illawarra

نوامبر را به عنوان بدترین خاطره زندگی شان می‌شمارند، تعداد کشته‌شدگان خیلی اندک است. در طی یک دوره ۵ روزه میزان بارش در بخش جنوب و جنوب شرقی محدوده تجاری مرکز سیدنی به ۵۵۰ میلی‌متر رسید. بیشتر مناطق حومه شرقی و شمالی و همچنین پارک ملی رویال در جنوب سیدنی در مجموع بیش از ۳۰۰ میلی‌متر باران دریافت کردند.



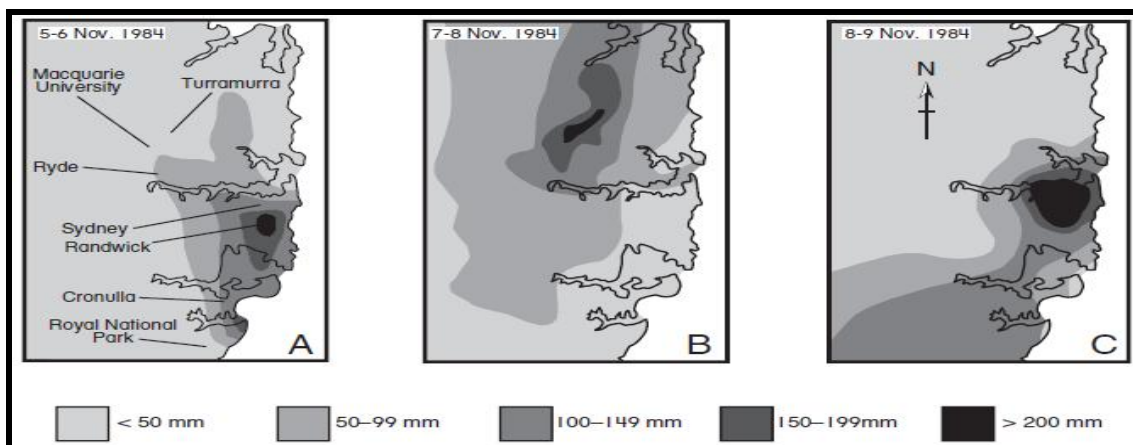
شکل ۶-۸- الگوی
همدیدی
سیلاب‌های
ناگهانی ۹-۵
نوامبر ۱۹۸۴
سیدنی، استرالیا.

در پنجم نوامبر در اثر واقع شدن یک سلول کم‌فشار بر روی مرکز جنوب شرقی **بریسبان**^۱ سیلاب‌هایی رخ دادند. این سلول کم‌فشار به تدریج به سمت ساحل حرکت کرد و در اطراف یک سلول پرفشار بلوکه شده قوی (حداکثر فشار ۱۰۳۲ هکتوپاسکال) که در طی این دوره از **آدلاید** به طرف **نیوزلند** تغییر مسیر داده بود، در جهت عکس عقربه‌های ساعت می‌چرخید (شکل ۶-۸). سلول پرفشار جریان مداری پایدار و مرطوب را به طرف خط ساحلی هدایت کرد. همزمان با حرکت این پرفشار، یک ناوه کم‌فشار به صورت موازی با خط ساحلی شکل گرفت. این ناوه باعث رشد سلول‌های کم‌فشاری شد که باعث جریان هوا بر روی سیدنی و در نتیجه ناپایداری شدید جوی گردید. بدین ترتیب این سیلاب در طی سه حادثه جداگانه رخ داد.

اولین حادثه در دوشنبه، پنجم نوامبر به صورت فعالیت طوفان تندری در **کرونالا**^۲ (شکل ۹A-۶) شروع شد و به تدریج به سمت شمال بر روی مرکز شهر حرکت کرد. این فعالیت طوفان تندری به وسیله یک سری از سلول‌های شدید مرتبط با ناوه کم‌فشار موازی با ساحل و یک سلول کم‌فشار مجزا در ۵۰-۱۰۰ کیلومتری جنوب سیدنی ایجاد گردید. دومین ناوه در مناطق داخلی قاره (غرب **دایویدینگ رنج**) به وجود آمد و در اوایل غروب بر روی سیدنی تغییر مسیر داد. هر دوی این ناوه‌ها بارش‌های جداگانه‌ای را ایجاد کردند. ظرف ۲۴ ساعت بیش از ۲۲۰ میلی‌متر باران بر روی **راندویک**^۳ فرود آمد. شدت بارش در بازه زمانی زیر ۹ ساعت به حادثه با دوره بازگشت بیش از ۱۰۰ ساله رسید. خطرناک‌ترین سیلاب ایجاد شده توسط طوفان در کانال میدان اسب‌دوانی **راندویک** که قادر به مقابله با رواناب نبود پدید آمد. خیابان‌های مجاور **کنسینگ‌تن**^۴ فشار سیلاب عظیمی را تحمل کردند که تا ارتفاع ۰/۵-۱ متر وارد خانه‌ها شد. این سیل در ساعت ازدحام عصر موجب آشوب و هرج و مرج گردید.

در دومین حادثه، در ۸ نوامبر، یک ناوه کم‌فشار مجدداً ولی این بار مستقیماً بر روی سیدنی پدید آمد. جریان‌های هوا از روی حومه‌های شمالی با این ناوه همگرا شدند. هفدهمین سلول همرفتی عامل بارش بود و در طی صبح موجب یک یا دو بارش شدید شد. بیش از ۲۳۰ میلی‌متر باران در **تورامور**^۵ در حومه شمالی بارید در حالی که تنها بین ساعت ۷:۱۵ و ۸:۱۵ صبح ۱۲۵ میلی‌متر باران بارید (شکل ۶B-۹).

- 1- Brisbane
- 2- Cronulla
- 3- Randwick
- 4- Kensington
- 5- Turrumurra



شکل ۶-۹- منحنی‌های همبارش سه سیلاب ناگهانی ۵-۹ نوامبر ۱۹۸۴ سیدنی، استرالیا (اصلاح شده از اداره هواشناسی استرالیا، ۱۹۸۵).

شدت حادثه دوم از حوادثی با دوره بازگشت ۱:۱۰۰ ساله نیز بیشی گرفت. بارش ثبت شده ۲۰ دقیقه‌ای شدید در *ریدا*^۱ یک دوره بازگشت بین ۵۰ و ۵۰۰ ساله داشت. وقوع سیلاب در طول سومین حادثه بر اثر یک بارش ۲۰ دقیقه‌ای سنگین به وجود آمد. دبی‌های حداکثر فقط در ۵ دقیقه از سیلاب ایجاد گردیدند. با وجودی که بیشتر حوضه‌های آبرگیری که در آنها سیلاب رخ داده بود بیش از یک کیلومتر طول نداشتند، ولی عمق ۱/۵ متری سیلاب یک ویژگی عادی بود، هم در کانال‌ها و هم در حفره‌های کم‌عمقی که قسمتی از شبکه زهکشی را تشکیل می‌دادند. بسیاری از ساکنان منطقه اطلاعی نداشتند که این چاله‌ها بخشی از شبکه جریان سیلاب را تشکیل می‌دهند. هنگامی که ظرفیت نگهداری حوضه آبرگیر پر شد و آب‌های مازاد گودال‌های حفر شده (ظرفیت اضافی) را نیز پر کردند سیلاب در وسط حوضه آبرگیر رخ داد. در سیستم سیلابی سیدنی ظرفیت اضافی به صورت عمده‌ای ایجاد شد، زیرا احداث یک شبکه بزرگ زهکشی زیرزمینی برای مقابله با حوادث نادر بسیار پرهزینه است. برخی از سیلاب‌ها ناشی از مسدود شدن ورودی‌های سیلاب به وسیله درخت‌ها، آشغال‌ها و در برخی موارد ماشین‌های حمل شده در سیلاب بودند. حتی حصارهای توری به طور قابل توجهی می‌توانند باعث مسدود شدن، انحراف یا جمع شدن جریان آب و افزایش سطوح سیلاب‌های محلی تا ۴۰ سانتی‌متری شوند.

سومین حادثه در شب هشتم نوامبر اتفاق افتاد. این حادثه از نظر هم‌دیدگی بسیار شبیه به حادثه دوم بود زیرا با یک ناوه از مرکز سیدنی می‌گذشت و باعث هم‌گرایی هوا به داخل منطقه شهری شده بود. در *بوتانیک گاردن*^۲ (باغ مطالعه گیاهان) ۲۴۹ میلی‌متر و در داخل و اطراف پارک ملی *رویال* در جنوب مقدار ۳۰۰ میلی‌متر بارش گزارش شد (شکل ۶C-۹). چندین سلول با هم ادغام شدند و مجدداً بالاترین شدت بارش در یک بازه زمانی کمتر از ۹ ساعت را ایجاد کردند که دوره بازگشت آن به بیش از ۱:۱۰۰ ساله رسید. بسیاری از مناطق حومه شهری که به وسیله‌ی این حادثه مورد اصابت قرار گرفتند، تنها ۴ روز قبل از این حادثه بارشی با دوره بازگشت ۱:۱۰۰ ساله را تجربه کرده بودند. در این حادثه شبکه راه‌ها را جایگزین شبکه زهکشی طبیعی کردند و آب سیلاب را از کانال‌های زهکشی که به منظور انتقال رواناب احداث شده بودند، دور ساختند. چون جاده‌ها ضریب اصطکاک را پایین آوردند، نقاط اوج سیلاب در سراسر سیستم زهکشی تقریباً به صورت لحظه‌ای گردید. بیشتر خسارت‌ها ایجاد شده در طی سیلاب ناگهانی سوم به سبب رسیدن سیلاب‌ها به مراکز خرید در انتهای دامنه‌های پرشیب و وارد شدن دیواره‌هایی از آب و مواد همراه آن، در برخی موارد ماشین‌های گران‌قیمت و فرو ریختن مغازه‌ها، بود. علاوه بر آن، جریان رود *تنک* که از زیر بخش پایینی مرکز تجاری سیدنی عبور می‌کرد، قدرت گرفت و سیل به بازار بورس سیدنی رسید و باعث چندین میلیون دلار خسارت شد. سیلاب به کتابخانه ایالتی وارد و خسارت‌های استثنایی را به نمایش گذاشت.

1- Ryda

2- Botanic Gardens

در ارتباط با وقوع سیلاب‌های ناگهانی در مناطق شهری سه نکته از وقایع و حوادث تشریح شده در بالا استنباط می‌شود. اول اینکه، احتمال رخداد وقایع بارشی محلی پر قدرت در یک منطقه، می‌تواند در مقایسه با احتمال محاسبه شده، حادثه‌ای بسیار قدرتمندتر باشد. برای مثال، سیل *دپتو* یک حادثه با دوره بازگشت ۱:۲۵۰ ساله بود. این واقعیت که هر بخشی از *ایسوارآ* می‌تواند چنین طوفان محلی را تجربه کند، نشان می‌دهد که احتمال وقوع چنین سیلابی در منطقه *وُلن گنگ* (در امتداد ۴۰ کیلومتری از پهنه ساحلی) تقریباً یک دوره بازگشت ۱:۲۵ ساله دارد. شهر سیدنی در طی ۵ روز حداقل ۵ حادثه با دوره بازگشت ۱:۱۰۰ ساله را تجربه کرد. در برخی موارد، سازمان‌های مدیریت بحران مجبور بودند به تمام ۵ حادثه واکنش نشان دهند. بعد از این سیلاب، سیدنی سنگین‌ترین بارش ثبت شده خود در طی ۴۸ ساعت را دریافت کرد. در ۶-۵ آگوست سال ۱۹۸۶، یک کم‌فشار ساحل شرقی موجب بارش بیش از ۴۳۰ میلی‌متر باران در مدت سه روز شد و منجر به طغیان رودخانه‌ها از *پترست*^۱ واقع در رشته‌کوه‌های *آبی* تا رودخانه *جیرجس*^۲ در جنوب سیدنی شد. در این حادثه حداقل شش نفر بر اثر غرق شدن یا برق‌گرفتگی در اثر افتادن خطوط انتقال نیرو به داخل آب، جانشان را از دست دادند. خسارت‌های ناشی از این طوفان فراتر از ۱۰۰ میلیون دلار استرالیا رفت و عمدتاً ناشی از غرق شدن ۳۰۰۰ وسیله نقلیه بر اثر سیلاب بود. در این مورد بارشی با دوره بازگشت یا چرخه تکرار ۱:۱۰۰ تا ۱:۲۰۰ ساله در منطقه‌ی بزرگی رخ داد که دو سال قبل هم با وقایع دوره‌ای با چرخه تکرار ۱:۱۰۰ ساله مورد اصابت قرار گرفته بود.

دوم، در اکثر موارد سیلاب در منطقه شهری، ظرف نیم ساعت از آغاز بارش شدید به اوج خود می‌رسد. بیشتر سیلاب‌های ناگهانی به سبب ساختار سیستم زهکشی شهری شدت می‌یابند. در منطقه حومه شمال‌غربی سیدنی با تراکم پایین ساختمانی، ساخت زهکش‌های اضافی برای سیلاب در کنار شبکه زهکشی طبیعی موجود باعث شده است تا سیلاب در آنها متمرکز شده و عبور نماید. این در حالی است که در حومه پر تراکم شرقی، شبکه جاده‌ای اغلب جای سیستم زهکشی طبیعی را می‌گیرد و باعث می‌شود که سیلاب‌های کوچک نیز خسارات زیادی وارد سازند.

آخرین مورد، درک آنچه که باعث افزایش فراوانی سیلاب‌ها شده است خیلی مشکل است. برخی این افزایش سیلاب‌ها را به عنوان نشانه‌ای از افزایش گرمایش گلخانه‌ای می‌دانند و اظهار می‌دارند که این پدیده باعث تغییر بارش‌های منطقه به وقایع شدید بارشی شده است. الگوهای اقلیمی نه تنها باعث بازگشت یک سیلاب فاجعه‌آمیز در یک مکان معین می‌شوند، بلکه این الگوها موجب تکرار این وقایع فاجعه بار در مکان‌های دیگر امتداد ساحل و چندین بار تکرار آن در طی چند سال بعدی می‌شوند. از سال ۱۹۸۴، یک باریکه‌ی ۸۰ کیلومتری از ساحل که شامل *وُلن گنگ* و ناحیه سیدنی می‌شد حداقل دوازده حادثه مشابه را تجربه کرد. پژوهشی محلی درباره یکی از حوادث اخیر نشان داد که مقامات محلی معمولاً از این تغییر رژیم بارش بی‌اطلاع هستند. در *نیوساوت ولز*، دولت ایالتی پی‌برد که وقوع سیلاب‌های شهری، فراوانی زیادی یافته‌اند و برای هزینه‌های پاک‌سازی و بازسازی ۲۵ دلار استرالیا به مالیات‌ها افزود. حتی این مورد نیز ناشی از برداشت نادرست از ماهیت تغییرات اقلیمی است زیرا این هزینه اضافی به نواحی حومه غربی سیدنی تحمیل شد که در حقیقت با سیلاب‌های ناگهانی زیادی روبه‌رو نبوده‌اند. بزرگ‌ترین بارش رخ داده در طی طوفان‌های تندری در محدوده مرکز تجاری شهر، جایی که به خاطر ساختمان‌های بلند و خیابان‌های موازی ضریب زیادی از ناهمواری سطحی را دارند اتفاق افتاده است.

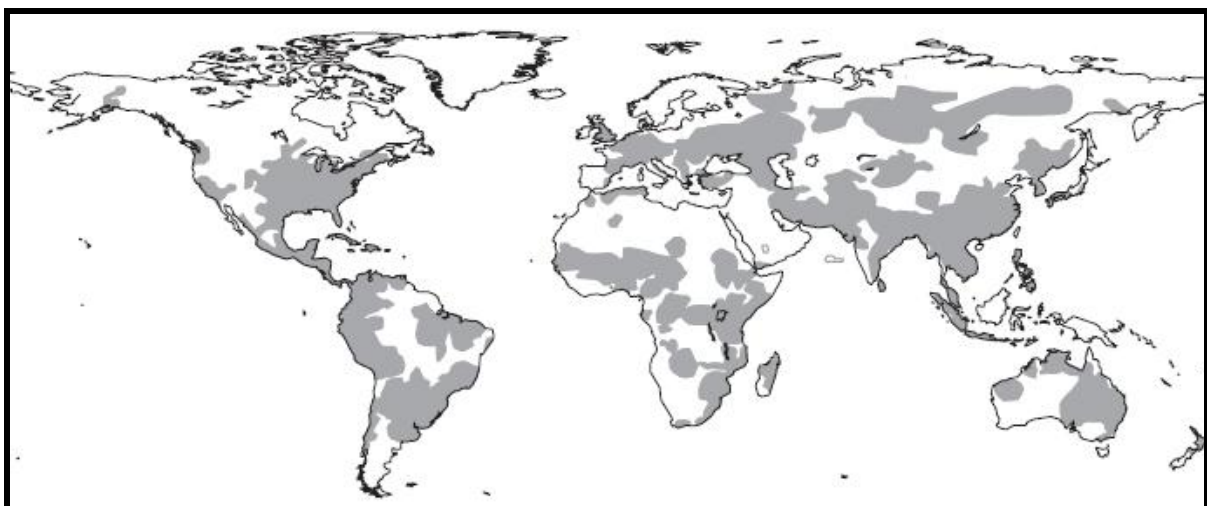
این حوادث نشانگر یک افزایش قابل توجه در وقوع مخاطرات طبیعی هستند که دارای پیامدهای اقتصادی و تبعات شخصی زیادی برای چهار میلیون نفر ساکن این منطقه می‌باشد. سیلاب‌های کنونی نه از نظر بزرگی و نه از نظر پیامدهای آنها به طور کامل مورد توجه و بررسی قرار نگرفته‌اند.

سیلاب‌های پر قدرت منطقه‌ای

سیلاب‌های پر قدرت منطقه‌ای معمولاً موجب یک فاجعه بزرگ ملی یا بین‌المللی می‌شوند. معمولاً، حوضه‌های آبگیر بزرگ مقیاس و یا بسیاری از رودخانه‌های کوچک درون آنها سیلابی می‌شوند. به نظر می‌رسد در سال‌های اخیر شدت و وسعت سیلاب‌ها افزایش یافته است. از آنجایی که بارش زیاد یکی از پیامدهای گرمایش جهانی است، سیلاب‌ها اخیراً مورد توجه رسانه‌های گروهی و سازمان‌های امدادی قرار گرفته‌اند. شکل ۶-۱۰ مکان وقوع سیلاب‌های بزرگ در طی ۱۵ سال، یعنی بین سال‌های ۱۹۸۵ تا ۲۰۰۳، را روی نقشه نشان می‌دهد. سیلاب‌ها بخش عظیمی از سطح کره زمین را می‌پوشانند، تمرکز آنها دو منطقه اصلی: کمربند طوفانی مناطق حاره‌ای و عرض‌های میانه است. در این قسمت، برای تشریح فراگیری سیلاب‌ها و هزینه‌های کلان اقتصادی آنها به توصیف و توضیح سیلاب‌های تاریخی در سه منطقه؛ رودخانه می‌سی‌سی‌پی، شرق استرالیا و چین پرداخته می‌شود.

سیلاب‌های رودخانه می‌سی‌سی‌پی

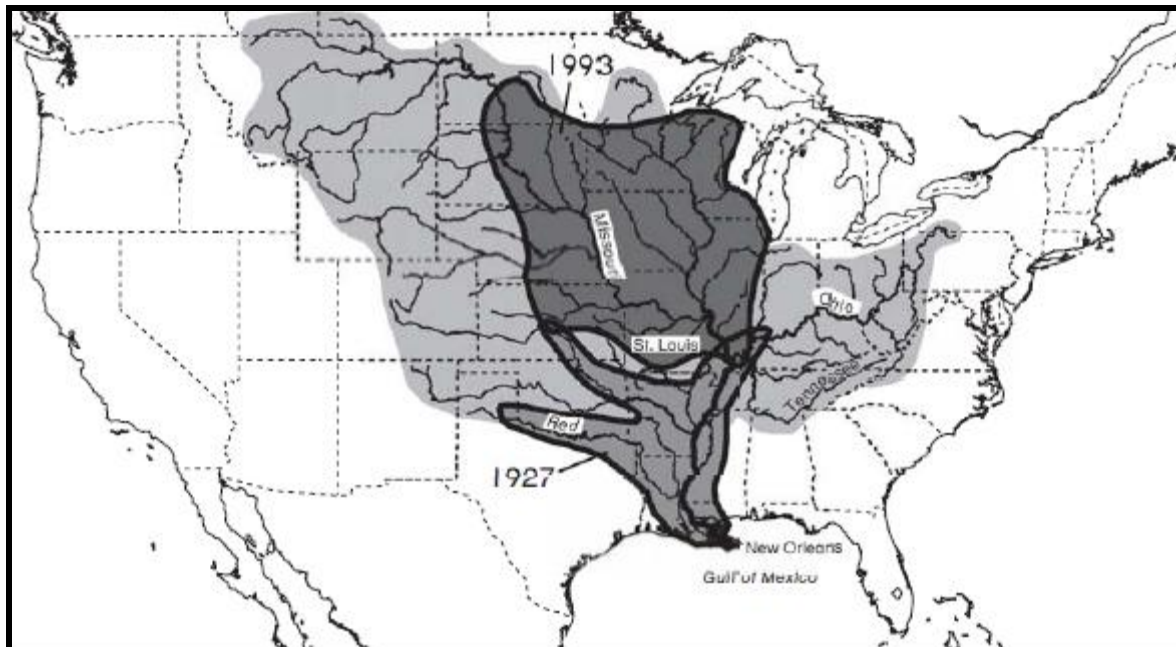
(بالت و همکاران، ۱۹۷۵؛ لوت، ۱۹۹۳؛ لارسون، ۱۹۹۶؛ تروتیر و همکاران، ۱۹۹۸، بخش خدمات عمومی، ۲۰۰۰)^۱
حوضه آبگیر رودخانه می‌سی‌سی‌پی، سومین حوضه بزرگ در جهان و بزرگ‌ترین حوضه آبگیر در آمریکای شمالی است. این حوضه با ۳۲۲۴۰۰۰ کیلومتر مربع مساحت ۴۱ درصد از نواحی ایالت متحده را شامل می‌شود (شکل ۶-۱۱). سرچشمه‌های این رود از دو منطقه منشعب می‌شوند، بخشی از شبکه سرشاخه‌ها از رشته‌کوه‌های راکی و بخش دیگر از سرزمین‌های کم‌ارتفاع دریاچه‌های بزرگ سرچشمه می‌گیرند. شبکه دوم تنها بعد از آخرین دوره یخچالی پدید آمده است و شامل منطقه‌ای است که محل انباشت بارش‌های سنگین برف در زمستان است. همان‌گونه که در اسناد تاریخی نشان داده شده است، سیلاب‌ها ویژگی معمول رودخانه می‌سی‌سی‌پی هستند (شکل ۶-۱۲). سیلاب‌های این رودخانه را می‌توان به سه دوره تقسیم نمود: قبل از سال ۱۹۲۷، بین سال‌های ۱۹۲۷ و ۱۹۷۲ و بعد از سال ۱۹۷۲. قبل از سال ۱۹۲۷ کنترل سیلاب‌ها یک مسئولیت محلی محسوب می‌شد. سیلاب سال ۱۹۲۷ باعث روشن شدن این موضوع گردید که چون می‌سی‌سی‌پی از مرز چندین ایالت می‌گذرد کنترل آن تنها در سطح ملی امکان‌پذیر است. در این سیلاب ۲۴۶ نفر جانشان را از دست دادند،



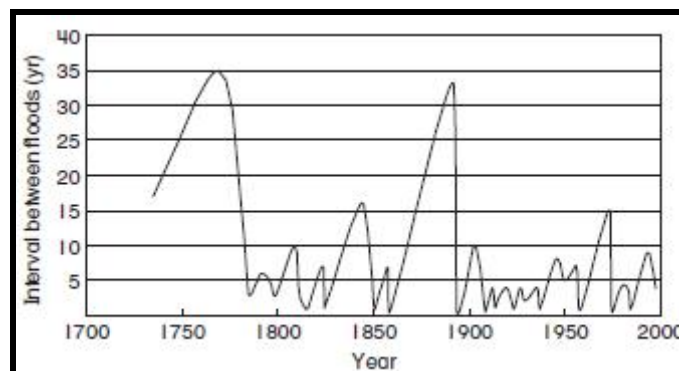
شکل ۶-۱۰- مکان سیلاب‌های ۱۹۸۵-۲۰۰۳ به استثنای ۱۹۸۹، ۱۹۹۲، ۱۹۹۶، و ۱۹۹۷ (بر اساس رصدخانه سیلاب دارتموث، ۲۰۰۳).

۱۳۷۰۰۰ ساختمان زیر آب رفتند و ۷۰۰۰۰۰ نفر بی‌خانمان شدند. پس از آن قانون کنترل سیلاب در سال ۱۹۲۸ به تصویب

رسید و ایجاد خاکریزها و حفظ مخازن آب و مدیریت آنها تحت حمایت مقامات دولت فدرال قرار گرفت. بیش از ۳۰۰۰ کیلومتر خاکریز و دیواره سیلابی، با میانگین ۹ متر ارتفاع در بخش‌های پست آبریز برای کنترل سیلاب ایجاد شد. همچنین ۴ مسیر سیلابی انحرافی برای منحرف ساختن آب‌های اضافی سیلاب به داخل مناطق بزرگ ذخیره‌سازی یا به داخل خلیج مکزیک ساخته شد. برخی قسمت‌های مستعد فرسایش کانال‌ها و همچنین کف‌پوش‌های بتونی که تمام مرز کانال را در بر می‌گرفت، تثبیت شدند. در نهایت، برای به تأخیر انداختن عبور سیلاب‌ها به داخل می‌سی‌سی‌پی، بر روی بسیاری از سرشاخه‌ها مخازن ذخیره آب ساخته شد. دوره بین سال‌های ۱۹۲۷ و ۱۹۷۲ نشانگر شدت کمتر سیلاب‌ها در می‌سی‌سی‌پی و مؤثر واقع شدن اقدامات انجام شده برای کاهش اثرات سیلاب‌ها، بود.



شکل ۶-۱۱- حوضه زهکشی رودخانه می‌سی‌سی‌پی و گستره سیلاب‌های ۱۹۲۷ و ۱۹۹۳ (بر اساس بخش خدمات عمومی، ۲۰۰۰).



شکل ۶-۱۲- رخداد سیلاب‌های بزرگ در رودخانه می‌سی‌سی‌پی از سال ۱۷۰۰ همراه با فواصل بین سیلاب‌ها (بر اساس تروتیر همکاران، ۱۹۹۸).

از سال ۱۹۷۲، حوضه رودخانه می‌سی‌سی‌پی در معرض ۲ دوره سیلابی قرار گرفت که نقاط ضعف این اقدامات مهندسی را مورد آزمایش و امتحان قرار دادند. سیلاب سال ۱۹۷۳ بزرگ‌ترین سیلابی بود که تا آن زمان - یعنی از ۲۰۰ سال گذشته که دبی‌ها ثبت شده بود- به حوضه این رودخانه اصابت کرده بود. مجموع بارش در تمامی بخش‌های حوضه رودخانه در طول یک دوره ۶ ماهه، ۴۵ درصد از میانگین بارش‌های بلند مدت بیشتر شد. در ۲۸ آوریل سطح این رودخانه در سنت لوئیس به بالاترین حد تاریخی خود در طی ۲۰۰ سال گذشته رسید. خسارت‌های وارده از ۷۵۰ میلیون دلار آمریکا گذشت و ۶۹۰۰۰ نفر در طی

یک دوره سه ماهه بی‌خانمان شدند. بدون انجام اقدامات مهندسی کاهش اثرات سیلاب‌ها از سال ۱۹۲۷، خسارت ناشی از این سیلاب‌ها از ۱۰۰۰۰ میلیون دلار آمریکا هم فراتر می‌رفت و ۱۲/۵ میلیون هکتار از زمین‌ها را نیز به زیر آب می‌برد. بعد از وقوع سیلاب در سال ۱۹۷۳، به خاطر کاهش عمق رودخانه به صورت محلی و ارتفاع زیاد سیلاب، مجبور شدند ارتفاع بیش از ۱۳۰۰ کیلومتر از خاکریزهای اصلی را افزایش دهند.

در سال ۱۹۹۳ مجموع خسارت‌های ناشی از سیلاب‌های رودخانه می‌سی‌سی‌پی معادل ۴۴ میلیارد دلار آمریکا بود و به همین دلیل سیلاب بزرگ سال ۱۹۹۳ بدترین سیلاب محسوب می‌شد (شکل ۶-۱۱). پرفشار قطبی سیار در بهار سال ۱۹۹۳ نسبت به حالت معمول، شدیدتر بود و باعث حمل هوای سرد به طرف جنوب و برخورد آن با هوای گرم برخاسته از خلیج مکزیک شد. از شروع آوریل، بزرگ‌ترین سیلاب ثبت شده، به طور متوالی دشت سیلابی *میسوری-می‌سی‌سی‌پی* از شمال تا جنوب را به زیر آب برد. الگوهای فشار تا تابستان ادامه یافتند و باعث ایجاد بارشی با ۳۵۰-۲۰۰ درصد بیشتر از حد متوسط در تابستان شدند. سطوح سیلاب‌ها در امتداد ناحیه عظیمی از بالای حوضه *می‌سی‌سی‌پی* و پایین *میسوری* به اندازه‌ای رسید که دارای چرخه‌ی تکرار یا دوره‌ی بازگشت ۳۰۰-۷۵ ساله شدند.

در اول آگوست ارتفاع رودخانه *می‌سی‌سی‌پی* با حداکثر ارتفاع ۱۵/۱ متر در *سنت لوئیس*، دو متر بالاتر از رکوردهای قبلی رسید. حمل و نقل از روی *می‌سی‌سی‌پی* در فاصله‌ای به اندازه ۱۰۰۰ کیلومتر با مشکل روبه‌رو بود. بر اثر این سیل، ۱۰۰۰ خاکریز سیلاب نابود شدند، ۵۵ نفر جانشان را از دست دادند. ۴۸۰۰۰ خانه در ۷۵ شهرک زیر آب رفتند و ۷۴۰۰۰ نفر آواره و بی‌خانمان شدند. صورت حساب کلی خسارت در سراسر ۱۲ ایالت ۱۸ میلیارد دلار آمریکا بود. خوشبختانه چهار ماه قبل از وقوع سیلاب از طریق مدل‌سازی، این فاجعه پیش‌بینی شده بود، بنابراین زمان زیادی برای آمادگی در برابر سیل و تخلیه شهر وجود داشت.

سیلاب‌های بزرگ استرالیا

(مک‌کی، ۱۹۷۹؛ شیلدز، ۱۹۷۹؛ هولت‌هوث، ۱۹۸۶، یو، ۲۰۰۲، اداره هواشناسی استرالیا، ۲۰۰۳) (a)

بزرگ‌ترین رودخانه‌های جاری در شرق استرالیا از رشته‌کوه‌های *گريت دایویدینگ* که موازی با سواحل شرقی هستند سرچشمه می‌گیرند (شکل ۱۳-۶). در استرالیا دو سیستم به سمت غرب جریان دارند. سیستم *موری-دارلینگ*^۲ و سرشاخه‌های آنها (*وارگو؛ کان دامین، مکین‌تایر، مک‌واری، لاکلن و مورمبیدی*)^۳ که بزرگ‌ترین سیستم رودخانه‌ای در استرالیا را تشکیل می‌دهند، در جنوب *آدلاید* وارد اقیانوس جنوبی می‌شوند. سیستم دیگری از رودخانه‌های *دیامانتینا-کوپرز کریک*^۴ تشکیل شده و به داخل دریاچه محصور در خشکی *ایر* جریان پیدا می‌کند. در سمت شرق رشته‌کوه *گريت دایویدینگ*، تعدادی از سیستم‌های خیلی کوچک‌تر ولی خیلی مؤثر و چشمگیر، وجود دارند. این رودخانه‌ها شامل رودخانه *هانتر، مک‌لی، کلارنس، بریس‌بان، بارت، فیتس‌روی، باردکین*^۵ می‌شوند. سیکلون‌های حاره‌ای پی‌درپی یا ناوهای موسمی، در گذشته به شدت موجب سیلابی شدن تمام این رودخانه‌ها گردیده‌اند، البته نه در یک زمان مشابه. افسانه‌های بومیان استرالیا از زمان پیدایش زمین نشان می‌دهند که دره‌ی بسیاری از رودها با پهنای ۵۰ کیلومتر یا بیشتر زیر آب رفته‌اند. سه حادثه سیلابی: ترسالی ۱۹۷۴-۱۹۷۳، سیلاب‌های *چارل اوپلی-نینگان* در سال ۱۹۹۰ و سیلاب‌های *کاترین* در سال ۱۹۹۸ (همه به انسو مرتبط هستند) ماهیت فاجعه بار سیلاب‌ها در شرق استرالیا را شرح می‌دهند و همچنین افسانه‌های بومیان استرالیایی را نیز ثابت می‌کنند.

1- McKay; Shields; Holthouse; Yeo; Australian Bureau of Meteorology

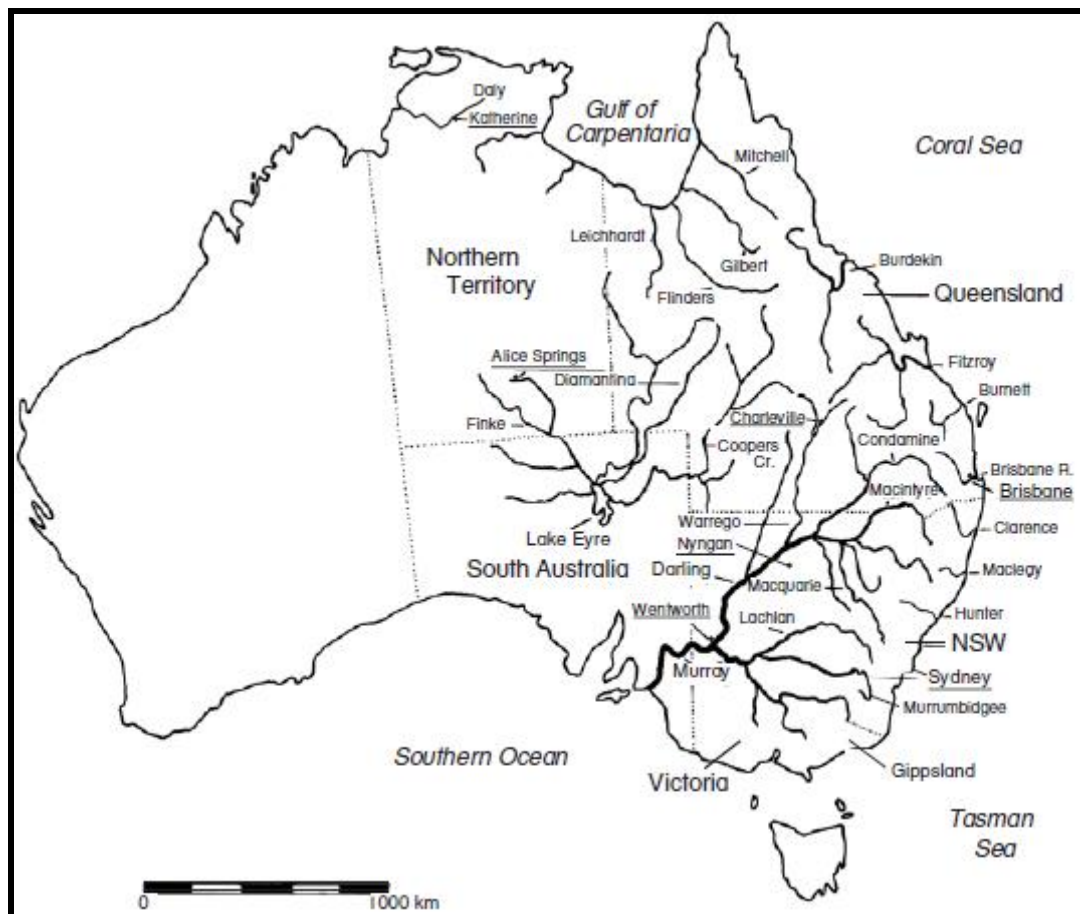
2- Murray-Darling

3- Warrego, Condamine, Macintyre, Macquarie, Lachlan and Murrumbidgee

4- Diamantina-Coopers Creek

5- Hunter, Macleay, Clarence, Brisbane, Burnett, Fitzroy, and Burdekin

وقوع سیلاب در تابستان سال ۱۹۷۳-۱۹۷۴ همزمان با یکی از مرطوب‌ترین سال‌های استرالیا در قرن بیستم بود که در اثر رخداد لاینو ایجاد شده بود. در تمامی طول ژانویه سال ۱۹۷۴ بارندگی‌های شدید سیل‌آسا ادامه یافتند، زیرا همگرایی بین حاره‌ای بر روی مناطق استوایی استرالیا ساکن شده بود. در ۲۵ ژانویه سیکلون *واندا* وارد مناطق غیر ساحلی *کوئینزلند* و *نیوساوت ولز* شد و در طی ۲۴ ساعت بیش از ۳۰۰ میلی‌متر باران در یک ناحیه وسیع فرو ریخت و ماشه راه‌اندازی سیلاب‌های بزرگ را در تمامی سیستم‌های رودخانه‌ای کشید. ریزش باران در حوضه آبریز رودخانه *بریس‌بان* موجب یکی از بدترین سیلاب‌های شهری در تاریخ استرالیا شد. این سیلاب‌های ماه ژانویه بزرگ‌ترین بلایای طبیعی بودند که تا آن زمان استرالیا به خود دیده بود. این سیلاب منطقه‌ای به وسعت ۳/۸۰۰/۰۰۰ کیلومتر مربع، منطقه‌ای بزرگ‌تر از حوضه آبریز *می‌سی‌سی‌پی*، را زیر آب برد. از *آلیس اسپرینگ* تا اقیانوس آرام و از خلیج *کارپنتاریا* تا رودخانه *موری*، برای انتقال آذوقه، مواد غذایی اضطراری و علوفه حیوانات به شهرهای محاصره شده و جدا مانده بر اثر سیلاب، از هواپیماهای نظامی استفاده کردند. اطراف خلیج *کارپنتاریا*، شاخه‌های رودخانه *فلیندرز* با هم ادغام شدند و رودخانه‌ای با عرض ۱۵۰ کیلومتر را به وجود آوردند. در شمال نیوساوت‌ولز باران‌های سیل‌آسا هفته‌های متوالی ادامه یافتند و سطح رودخانه‌ها را بیش از ۲۰ متر بالا آوردند. سیلاب‌ها به تدریج در امتداد زهکشی رودخانه‌های *دیامانتینا* و *کوپرز کریک* به طرف مناطق داخلی جریان یافتند و برای چهارمین بار در طی این قرن دریاچه‌ی *ایر* را پر آب کردند. در *ونت‌ورث* واقع در نیوساوت ولز، زمین‌های کشاورزی در نتیجه‌ی سیلاب‌های پی‌درپی که از رودخانه *دارلینگ* و *موری* در سال ۱۹۷۵-۱۹۷۴ منشأ می‌گرفتند طی دو سال متوالی زیر آب رفتند. در مجموع در امتداد نیوساوت ولز ۵۰۰/۰۰۰ رأس گوسفند تلف شد.



شکل ۶-۱۳- رودخانه‌های عمده شرق استرالیا.

سیل *بریس‌بان* به یک شهر در حال توسعه که از سال ۱۸۹۳ شاهد وقوع سیلاب بزرگی نبود، خسارت وارد کرد. افراد کمی

به قابلیت سیلابی رودخانه بریس بان مشکوک بودند. از نظر همدیدی، وقوع سیلاب در شهر به خاطر تداوم عبور متوالی سیکلون‌ها در طی ۴ هفته از شرق **کوئینزلند** بود که اوج آنها به سیکلون **وندا**^۱ منتهی شد. با این وجود، بسیاری از تأثیرات سیلاب‌ها به سبب فاکتورهای انسانی شدت یافتند. سد **سامرست**^۲ که بعد از سیلاب سال ۱۸۹۳ برای جلوگیری از چنین حوادثی ساخته شده بود، کاملاً ناکارآمد بود، هر چند بسیاری از مردم معتقد بودند که این سد آنها را در مقابل سیل محافظت کرده است. رشد بیش از حد شهری در حوضه رودخانه **بریس بان** همچنین منجر به پاک‌سازی بزرگ مقیاس جنگل‌ها در این منطقه ناهموار شد. همین مسأله در طی دوره‌های بارشی شدید منتهی به سیلاب سال ۱۹۷۴ موجب افزایش رواناب‌ها شد. توسعه شهری ویژگی حوضه آبرگیر را نیز تغییر داده بود و موجب مسدود شدن برخی از جویبارها شد، ولی جویبارهای دیگری نیز با بتون کانال‌کشی شدند. این کانال‌های صرفاً برای جلوگیری از سیلاب‌هایی با دوره بازگشت ۱:۱۰ ساله طراحی شده بودند. جاده‌ها، پارکینگ‌ها و خانه‌ها بخش بزرگی از چشم‌اندازها را می‌پوشانند. این تغییرات منجر به دو برابر شدن میزان دبی سیلاب‌هایی با چرخه تکرار ۱:۱۰۰ ساله شد که در مجاورت حوضه‌های آبرگیر دارای پوشش گیاهی قرار داشتند. برخی از حوضه‌های آبرگیر شهری با سیلاب‌هایی با دوره بازگشت ۱:۱۰۰۰ ساله روبه‌رو بودند. علاوه بر این، زمان تأخیر اندکی بین زمان اوج بارش و اوج سیلاب وجود دارد. سیلاب ناگهانی در حوضه‌های آبرگیر شهری، همراه با نقطه اوج سیلاب ظرف مدت یک ساعت پس از حداکثر بارندگی رخ می‌دهد. از این رو که بسیاری از مناطق، ایستگاه‌های اندازه‌گیری یا باران‌سنجی مناسبی نداشتند تعیین مقدار دقیق بارش در برخی نقاط حوضه آبرگیر و پیش‌بینی سطوح سیل امکان‌پذیر نبود.

همچنین سیل **بریس بان** باعث فروپاشی سازمان هشداردهنده بلایا شد. در آنجا هیچ پردازشگر مرکزی برای داده‌ها وجود نداشت، به طوری که سیلاب‌های محلی در مناطق کلیدی نادیده گرفته شدند. بیش از ۷۰ درصد از ساکنان منطقه پس از وقوع سیلاب در مورد عدم دریافت هر گونه هشدار رسمی، اعتراض کردند. رسانه‌های گروهی، در تلاش‌هایشان برای گزارش این واقعه بزرگ به شایعات دامن زدند و تصویر درستی از این سیلاب‌ها نشان ندادند. رخداد مجموعه‌ای از سیلاب‌های ناگهانی و سریع در ۲۴ ساعت قبل از سیلاب اصلی در بخش‌های دورافتاده‌ی حوضه‌ی آبرگیر موجب سردرگمی و اشتباه سازمان مدیریت بلایا در برآورد آنچه که بعدها اتفاق افتاد به عنوان حوادث کوچک گردید. اوج سیلاب اصلی خیلی فاجعه‌آمیز بود. تمام پل‌های احداث شده بر روی رودخانه **بریس بان** یا خسارت دیدند یا نابود شدند و ۳۵ نفر نیز غرق شدند. در اوج سیلاب، کرانه رودخانه شکسته شد و به مرکز بخش تجاری **بریس بان** جریان یافت. در **ایپسویچ**^۳ ۱۲۰۰ خانه نابود شد. روی هم رفته ۲۰۰۰۰ نفر بی‌خانمان شدند. تنها ۱۱ درصد از ساکنانی که سیلاب اصلی را تجربه کرده بودند، از سازمان‌های امدادرسانی برای تخلیه شهر کمک گرفتند و فقط ۳۰ درصد از کمک‌های سازمان‌های امداد رسانی در پاک‌سازی شرکت کردند. بیشتر کمک‌ها و امدادها از طرف دوستان و گروه‌های اجتماعی بود. بیش از ۴۰ درصد قربانیان از کلیساها کمک دریافت کردند و بیش از ۳۰ درصد داوطلبان امداد بیان کردند که آنها با هیچ گروه سازمان یافته‌ای ارتباط نداشته‌اند. به طور کلی، بسیاری از مردم خودشان اقدام به تخلیه شهر، جابه‌جایی وسایل منزل، پاک‌سازی، نظافت و سکونت دوباره کردند و در این راه کمک اندکی از دولت یا سازمان‌های اجتماعی دریافت نمودند. این امر باعث مطرح شدن سؤالات مهمی در مورد کارآمدی سازمان‌های امدادی در استرالیا شد و منجر به تغییرات مهمی در واکنش به بلایا به وسیله سازمان‌های امدادرسانی خصوصی و اداره‌های دولت فدرال گردید. یازده ماه بعد وقتی سیکلون تریسی شهر داروین را نابود کرد این اصطلاحات یا بازنگری‌ها، بیش از حد، مورد بررسی قرار گرفتند.

1- Wanda
2- Somerset
3- Ipswich

سیلاب‌های سال ۱۹۹۰ به منطقه‌ای از **کوئینزلند** مرکزی در شمال **تاگیس‌لند**^۱ در جنوب خسارت وارد کردند. در ۱۸ آوریل سال ۱۹۹۰ همچنان که یک سلول پرفشار بر روی شرق این قاره مستقر می‌شد یک کم‌فشار شدید سطح بالا بر روی مناطق داخلی گسترش یافت. در همان ابتدا بیش از ۳۵۰ میلی‌متر باران بر روی مرکز **کوئینزلند** فرود آمد و این باران سیلاب بزرگی را در هر جویبار، رود و رودخانه‌ای به راه انداخت. در ۲۱ آوریل سیلاب‌ها یک مرتبه به سوی رودخانه **وارگو**^۲ همگرا شده و از داخل **چارل‌ویلا**^۳ عبور کردند. ساکنان منطقه مجبور شدند به بالای ساختمان‌ها بروند و به وسیله‌ی هلی‌کوپتر نجات یافتند. طی چند روز بعد هم باران و هم سیلاب‌ها به تدریج به سمت جنوب پیش رفته و شهرک‌های واقع در ساحل رودخانه را یکی پس از دیگری زیر آب بردند. در **نیگان**^۴ در حاشیه رودخانه **بوغان**^۵ ساکنان منطقه تصمیم گرفتند با سیل مقابله کنند و با پر کردن کیسه‌های شن شروع به ایجاد خاکریزی در اطراف شهر کردند. گزارشگران تلویزیونی برای تهیه گزارش از این تلاش‌های قهرمانانه ولیکن محکوم به شکست شبانه به آنجا رفتند. ظرف مدت ۴ روز بیش از ۲۰۰۰۰۰ کیسه پر از شن را روی هم چیدند. در استرالیا حالت فوق‌العاده ملی، تنها زمانی اعلام می‌شود که کسی این حوادث را به اطلاع دولت برساند و سپس از دولت فدرال درخواست کمک کند. پس از اعلام خطر، سازمان مدیریت بحران استرالیا ۵۰۰ سربازی که به صورت آماده باش در نزدیک شهر مستقر هستند را فرامی‌خواند. ولی در سردرگمی و اضطراب این سیل، کسی درخواست کمک نکرد. سرانجام وقتی سیل از خاکریز عبور کرد. گزارشگران تلویزیونی از مردمی که تا آخرین نفس برای جلوگیری از سیل حتی خودشان را در فاصله بین کیسه‌های شن می‌انداختند، فیلم‌برداری کردند. ظرف یک ساعت سیل شهر را فرا گرفت و هلی‌کوپترهای نجات ۲۵۰۰ نفر از ساکنان شهر را به **دابو**^۶ جایی که نیروی ارتش مستقر بود، تخلیه کردند. این فاجعه در جهت جنوب ادامه یافت زیرا رودخانه‌ها به طور متوالی تا یک متر یا بیشتر ارتفاع قبلی سیلاب را افزایش دادند. کم‌فشاری که به وسیله‌ی رشته‌کوه‌های **گریت دایویدینگ** سد شده بود، سرانجام از طرف **گیس‌لند** از ویکتوریا خارج شد. در اینجا، ظرف ۴۸ ساعت نزدیک به ۳۵۰ میلی‌متر باران بارید و این باران موجب طغیان تمام رودخانه‌هایی شد که از کوهستان‌های برفی سرچشمه می‌گرفتند. طی ۴ روز این سلول کم‌فشار تنها، در یکی از بدترین سیلاب‌های تاریخ استرالیا موجب زیر آب رفتن یک توده خشکی به اندازه اروپای غربی شد.

سیلاب‌های سال ۱۹۹۸ استرالیا، دامنه سیلابی را شرح می‌دهند که ممکن است در یک حادثه لایننو رخ دهد. ۵ حادثه سیلابی از **کاترینا** در شمال **تاگیس‌لند** در جنوب رخ دادند. مناطق داخلی قاره استرالیا بیشتر بارش خود را از سیکلون‌های حاره‌ای که فاصله زیادی را بدون برخورد با موانع کوهستانی پیموده و به داخل خشکی‌ها می‌رسند، دریافت می‌کنند. در ژانویه سال ۱۹۹۸، سیکلون حاره‌ای **لیز**^۷ بر روی خلیج **کارپنتاریا** گسترش یافته و با حرکت غرب‌سو به شکل یک کم‌فشار بارانی ضعیف درآمد. با وجود این، این توده بر روی کاترینا واقع در ناحیه شمالی متوقف شد و بین ۲۵ و ۲۷ ژانویه موجب بارش ۵۰۰-۴۰۰ میلی‌متر باران بر روی حوضه‌های آبریز رودخانه‌های کاترینا، **روپر** و **دالی** شد. آب سیلابی رودخانه کاترینا ۲۰ متر فراتر از حد نرمال رفت. این حجم آب برای فرستادن ۲ متر آب گل‌آلود به داخل شهر کاترینا کافی بود. این شهر ۲۰۰۰ نفری بسیار دیر تخلیه شد زیرا مردم از غارتگران می‌ترسیدند و اعتقاد داشتند که در مورد خطر سیلاب اغراق شده است. بیش از ۱۱۰۰ نفر که به مقابله با فاجعه برخاسته بودند برای درمان جراحات مورد مداوا قرار گرفتند. اغلب تغییر وضعیت به لایننو، از

1- Gippsland
2- Warrego
3- Charleville
4- Nyngan
5- Bogan
6- Dubbo
7- Les

طریق افزایش فراوانی وقوع و شدت کم‌فشارهای ساحل شرقی مشخص می‌شود. یک چنین کم‌فشاری موجب باران‌های شدیدی شد که در ۲۴-۲۳ ژوئن **گیس‌لند** را زیر سیلاب برد، درحالی‌که کم‌فشار دیگری از همین دست نیز در ۷-۸ آگوست موجب سیلاب در **پترست** واقع در غرب سیدنی، شد. در ۱۷ آگوست یک کم‌فشار کوچک در امتداد یک پرتگاه ۵۰۰ متری در پشت **ولن‌گنگ** واقع در ساحل **نیوساوت ولز** پدید آمد. در اوایل عصر بارش شدید باران موجب سیلاب ناگهانی شد، که این سیلاب ۷۰۰ ماشین را نابود کرد و ۱۲۵ میلیون دلار استرالیا خسارت به بار آورد. در تمامی این مناطق سیلاب‌ها نادر نبودند. شواهد تاریخی و دیرینه سیلاب‌شناسی نشان می‌دهد که سیلاب‌هایی سه برابر بزرگ‌تر از سیلاب‌های سال ۱۹۹۸ نیز در ۷۰۰۰ سال گذشته در تمام این سه منطقه رخ داده‌اند. در ولن‌گنگ سیلاب سال ۱۹۹۸ صرفاً بخشی از یک زنجیره بود که ۸۰ رخدادهای سیلاب یا بیشتر را از اوایل دهه ۱۸۰۰ ایجاد کرده بودند. بخش زیادی از جنجال‌های رسانه‌ای مربوط به افزایش رخدادهای سیلاب در استرالیا، ناشی از افزایش رشد شهرها و خودداری ساکنان آنها از گرفتن عبرت از سیلاب‌های قبلی است.

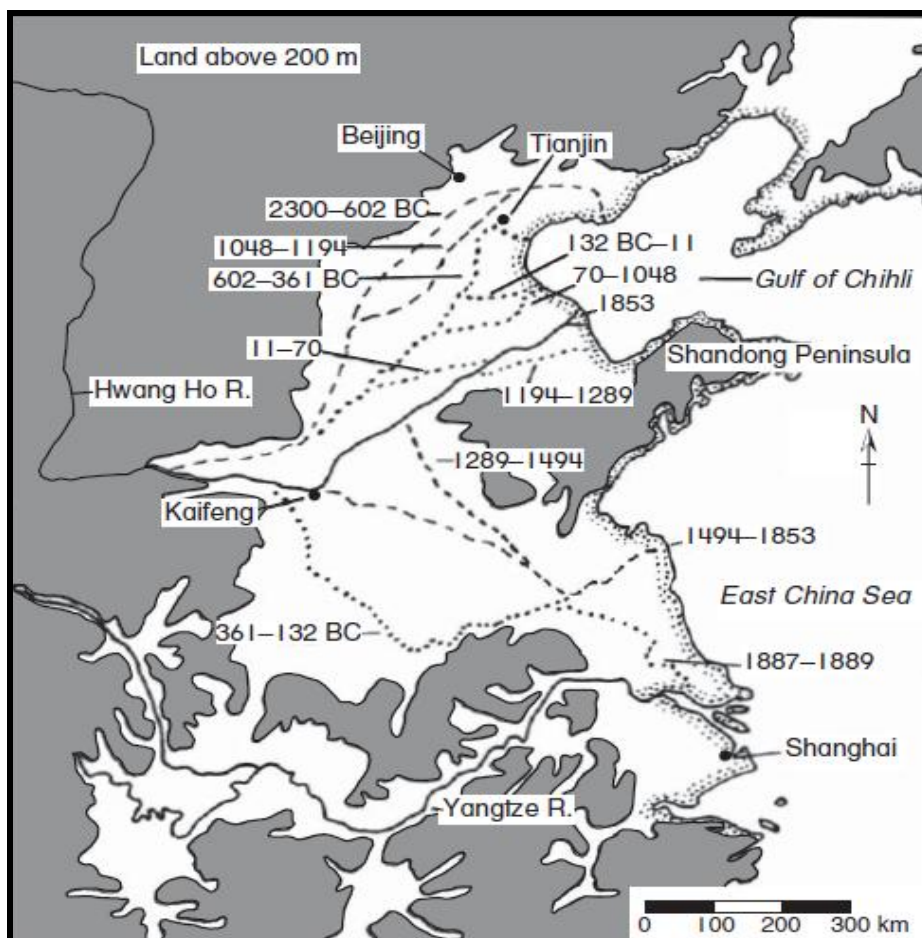
وقوع سیلاب در چین

(بالت و همکاران، ۱۹۷۵؛ سزایا، ۱۹۸۱؛ مایلی، ۱۹۸۶)^۱

اساساً سیلاب در چین با نوسانات کانال رودخانه **هوانگ‌هو** (زرد) مرتبط است. رودخانه **هوانگ‌هو** - رودخانه محزون چین - 1250000 km^2 را زهکشی می‌کند و در یک مسافت ۴۲۰۰ کیلومتری جریان دارد (شکل ۶-۱۴). در سراسر مسیر بالادست رود، آب‌گس‌های زرد رنگ را فرسایش می‌دهد و به طول ۸۰۰ کیلومتر، **هوانگ‌هو** بدون هیچ‌گونه شاخ‌آبه‌ای در یک بستر مرتفع از سیلت جریان دارد. بیشتر این مواد به خاطر کاربری ضعیف زمین در حوضه آبرگیر بالایی رودخانه در ۲۰۰۰ سال گذشته وارد این رودخانه شده‌اند. امروزه بار معلق این رودخانه که تا ۴۰ درصد وزن آن را تشکیل می‌دهد موجب شده **هوانگ‌هو** به یکی از گل‌آلودترین رودخانه‌های جهان تبدیل شود. جایی که رودخانه وارد دشت‌های هموار ساحلی می‌شود، آبرفت‌گذاری عمودی یک مخروطه افکنه بزرگ دلتا مانند را از پکن در شمال تا شانگ‌های در جنوب ایجاد کرده است. بنابراین این رودخانه روی ستیغ یک دلتای مخروطی شکل جریان می‌یابد و در طول وقایع سیلابی به صورت بسیار سریع بستری برای خود ایجاد می‌کند. در ۲۳۵۶ سال قبل از میلاد، بستر کانال برای جلوگیری از لجن‌گذاری لای رومی گردید. در ۶۲۵ پیش از میلاد اولین مجموعه از خاکریزها برای محدود نمودن کانال‌ها ایجاد شدند. علی‌رغم تمامی این تلاش‌ها، در طی ۲۵۰۰ سال گذشته، رودخانه‌ی **هوانگ‌هو** ده‌ها بار بستر خود و خروجی‌اش به داخل دریای زرد را با یک مسافت ۱۱۰۰ کیلومتری از هر دو سوی شبه جزیره **شان‌دونگ** تغییر داده است (شکل ۶-۱۴). از نظر تاریخی بیشترین تلفات جانی ناشی از مخاطرات سیلاب به چین تعلق دارد.

بین سال‌های ۲۳۰۰ تا ۶۰۲ قبل از میلاد، رودخانه **هوانگ‌هو** در میان بخش‌های شمالی دلتای خود در اطراف پکن جریان داشت. از سال ۶۰۲ قبل از میلاد این رودخانه به تدریج به طرف جنوب منطقه **تیان‌جین** منحرف می‌شود و تا سال ۳۶۱ قبل از میلاد در همان مسیر جریان دارد و پس از آن با یک تغییر مسیر فاجعه‌آمیز به جنوب شبه جزیره **شان‌دونگ** منتقل می‌گردد. در ۱۵۰ سال بعد چینی‌ها اقدامات قابل توجهی برای تغییر مسیر مجدد آن به سمت شمال انجام دادند. در ۱۳۲ قبل از میلاد، **هوانگ‌هو** به داخل مسیری در نزدیکی ورودی فعلی‌اش، جایی که سازه‌های سد کننده آن را محدود کرده بودند، با جابه‌جایی‌های حداقلی کانال در سمت شمال شبه جزیره **شان‌دونگ** تغییر یافت و تا سال ۱۲۸۲ بعد از میلاد در آن‌جا ماند. در این دوره بخش شمالی دشت آبرفتی رودخانه دچار آبرفت‌گذاری شد، فرایندی که شیب توپوگرافیکی پرشیبی به سمت جنوب ایجاد نمود. با سقوط سلسله پادشاهی **سونگ**، حفاظت از سدها و دیواره‌ها به فراموشی سپرده شد و در سال ۱۲۸۹ بعد از میلاد رودخانه **هوانگ‌هو** مجدداً به سمت جنوب شبه جزیره تغییر مسیر داد. جایی که تا ۶۶۰ سال بعد نیز در آن‌جا باقی ماند.

مخرب‌ترین سیلاب در اوایل این دوره؛ یعنی سال ۱۳۳۲ بعد از میلاد رخ داد که در آن ۷ میلیون نفر غرق شدند و ۱۰ میلیون نفر بر اثر قحطی و امراض واگیردار پس از آن کشته شدند. تا سال ۱۸۵۱ رودخانه **هوانگ‌هو** آنقدر در بستر خود در جنوب آبرفت گذاری کرد که شهرک **کایفنگ**^۱ در معرض خطر مدفون شدن، قرار گرفت. میزان آبرفت گذاری به بیش از ۲ متر در هر سال رسید و دیواره‌هایی با ۷ متر ارتفاع برای حفظ جریان آن ایجاد شدند. بین سال‌های ۱۸۵۱ و ۱۸۵۳ **هوانگ‌هو** به سمت شمال طغیان کرد و مسیر کنونی را در پیش گرفت. در سال ۱۸۸۷ یک شاخه موقت از رودخانه به سمت جنوب تغییر مسیر داد و در مسیری جنوبی بسیار دور که تا آن زمان راهی به آنجا نداشت، جریان یافت. این رودخانه به صورت موقت به رودخانه **چانگ (یانگ‌تسه)** پیوست و برای زمان کوتاهی، هر دو رودخانه از یک کانال وارد دریا می‌شدند: سیل سال ۱۸۸۷ موجب پدید آمدن شکافی به ارتفاع ۲۲ متر در خاکریز شد و ۲۲۰۰۰ کیلومتر مربع زمین را تا ارتفاع ۸ متر زیر آب برد. بر اثر این سیلاب بیش از یک میلیون نفر جانشان را از دست دادند. در این سیلاب نه تنها آمار کشته‌شدگان زیاد بود بلکه رودخانه زمین‌های زیادی را در زیر چندین متر سیلت مدفون ساخت. کشاورزانی که در بخش شمالی دلتا به رودخانه متکی بودند ناگهان خود را بدون آب برای آبیاری و مواجه با گرسنگی دیدند. سیلاب‌های قرن بیستم به مراتب شدت کمتری داشتند. با این وجود، ۲۰۰۰۰۰ و ۳۰۰۰۰۰ نفر به ترتیب بر اثر سیلاب‌های سال ۱۹۱۱ و سال ۱۹۳۱ جانشان را از دست دادند.



شکل ۶-۱۴- محل مجرای رودخانه هوانگ‌هو از ۲۳۰۰ سال قبل از میلاد تا به امروز (بعد از سزایا، ۱۹۸۳). تاریخ‌ها به صورت میلادی (AD) هستند مگر آن که خلاف این موضوع ذکر شده باشد.

گرایش طبیعی رودخانه **هوانگ‌هو** برای تغییر مسیر خود در طی دوره جنگ افزایش می‌یابد. در سال ۱۹۳۸ ژنرال **چیانگ**

1- Kaifeng

کای-شک، برای جلوگیری از پیشروی ارتش ژاپن و ممانعت از تصرف شهر **چنگ چو**، دستور داد دیواره‌های خاکریز را با دینامیت منفجر کنند. این عملیات انحرافی پیشروی ژاپن را متوقف نکرد، ولی سیلاب متعاقب آن موجب مرگ یک میلیون چینی بی‌خبر از این ماجرا شد و در نهایت از طریق قحطی‌های بعدی و امراض واگیردار موجب مرگ ۱۱ میلیون نفر شد. تا پایان سال ۱۹۴۷ طول کشید که اقدامات مهندسی بسیار پرهزینه باعث شد که رودخانه **هوانگ‌هو** برای همیشه به کانال قبل از جنگ خود برگردد. امروزه رودخانه **هوانگ‌هو** در مسیر شمال شبه جزیره **شان‌دونگ** جریان دارد و در بیشتر طول مسیرهایش تثبیت شده است. چون رودخانه حجم عظیمی از سیلت را با خود حمل می‌کند بسترهایش همیشه در حال رسوب‌گذاری هستند و در حال حاضر ۲۰ متر بالاتر از دشت سیلابی‌اش قرار دارد و با دیواره‌های داخلی و خارجی به فاصله ۱۰ کیلومتر دور از هم محافظت می‌شود. دولت چین برنامه سدسازی و احداث حوضه‌های سیل‌تی را برای به حداقل رساندن تأثیرات سیلاب‌های **هوانگ‌هو** شروع نموده است ولی با این وجود رودخانه هنوز تحت کنترل قرار نگرفته و احتمالاً در آینده طی یک سیلاب بزرگ خاکریزها شکافته خواهند شد.

نتیجه‌گیری

وقایع سیلابی بزرگ مقیاس اخیر تنها مختص به این دوره نبوده‌اند بلکه تا حدودی بیانگر تداوم یک مخاطره جهانی دیرینه هستند که میلیون‌ها نفر را به کام مرگ کشانده است. برای مثال، در کانادا طی قرن بیستم هیچ تغییری در فراوانی وقوع و شدت وقایع بارش رخ نداده است. همچنین در ایالت متحده (جایی که در طول دو دهه اخیر قرن بیستم، میانگین طولانی مدت بارش‌های شدید ۴۰-۲۰ درصد افزایش یافته) سیلاب‌های امروزی، همانند سیل‌هایی هستند که در پایان قرن ۱۹ رخ داده‌اند. این تغییرات ناشی از دمای گرم‌تر سطح دریا در مناطق حاره‌ای اقیانوس آرام است که موجب سیلاب‌های بعدی در ایالت متحده می‌شوند. به علاوه سیلابی که به نظر می‌رسد در میان داده‌های ثبت شده بزرگ‌ترین رخداد باشد، خود بخشی از یک زنجیره است که نشان دهنده تکرارهای قبلی می‌باشد. برای مثال، در ۹-۸ سپتامبر ۲۰۰۲ رودخانه **گاردون** در جنوب فرانسه، به دنبال بارش ۶۸۰ میلی‌متری در طی ۲۰ ساعت طغیان نمود و سطح آن ۱۴ متر فراتر از حد معمول رفت. ولی این سیلاب به غاری که سه متر بالاتر از سطح رودخانه قرار داشت و حاوی نشانه‌هایی از ۵ حادثه سیلابی جداگانه در بین سال‌های ۱۴۰۰ و ۱۸۰۰ بود، نرسید. همچنین در ۱۵-۱۴ اکتبر سال ۲۰۰۰ سیلاب‌های بزرگی به همراه لغزش زمین، رشته‌کوه‌های آلپ ایتالیا را متأثر ساختند. این سیلاب‌ها به سبب ریزش ۶۰۰-۴۰۰ میلی‌متر باران در طی دو روز پدید آمدند. با این حال، بسیاری از زمین لغزش‌های کنونی نشانگر واکنش مجدد در رابطه با لغزش‌های بزرگ‌تر پیشین هستند. در استرالیا، حداقل یازده سیلاب بزرگ با شدت یکسان با دوره بازگشت ۴۰-۲۰ ساله، از سال ۱۸۱۰ به بعد اتفاق افتاده‌اند. بنابراین دلایل اساسی وجود دارد که سیلاب‌ها در همه جا رخ می‌دهند. سیلاب‌های اخیر در سراسر جهان غیرعادی نیستند بلکه وقوع حوادث را به عنوان بخشی از یک زنجیره در حال تکوین نشان می‌دهند.

مأخذ و منابعی برای مطالعه بیشتر

- Australian Bureau of Meteorology, Australia 1984. The Estimation of Probable Maximum Precipitation in Australia for Short Durations and Small Areas. *Australian Bureau of Meteorology Bulletin* No. 51.
- Australian Bureau of Meteorology, Australia 1985. A Report on the Flash Floods in the Sydney Metropolitan Area Over the Period 5 to 9 November 1984. Special Report, Australian Bureau of Meteorology, Melbourne. Australian Bureau of Meteorology, Australia 2003a. *Nyngan and Charleville, April 1990*. <http://www.bom.gov.au/lam/climate/levelthree/c20thc/flood8.htm>
- Australian Bureau of Meteorology, Australia 2003b. *Katherine floods, January 1998*. <http://www.bom.gov.au/lam/climate/levelthree/c20thc/flood6.htm>

- Baker, V.R. and Costa, J.E. 1987. Flood power. In Mayer, L. and Nash, D. (eds) *Catastrophic Flooding*. Allen and Unwin, London, pp. 1–21.
- Bolt, B.A., Horn, W.L., MacDonald, G.A., and Scott, R.F. 1975. *Geological Hazards*. Springer-Verlag, Berlin.
- Cornell, J. 1976. *The Great International Disaster Book*. Scribner's, NY.
- Czaya, E. 1983. *Rivers of the World*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Dartmouth Flood Observatory 2003. *Global archive map of extreme flood events since 1985*. <<http://www.dartmouth.edu/~floods/Archives/GlobalArchiveMap.html>>
- Griffiths, J.F. 1976. *Climate and the Environment: The Atmospheric Impact on Man*. Paul Elek, London.
- Hirschboeck, K.K. 1987. Catastrophic flooding and atmospheric circulation anomalies. In Mayer, L. and Nash, D. (eds) *Catastrophic Flooding*. Allen and Unwin, London, pp. 23–56.
- Holthouse, H. 1986. *Cyclone: A Century of Cyclonic Destruction*. Angus and Robertson, Sydney.
- Kunkel, K. 2003. North American trends in extreme precipitation. *Natural Hazards* 29: 291–305.
- Larson, L.W. 1996. The great USA flood of 1993. IAHS Conference on Destructive Water: Water-Caused Natural Disasters – Their Abatement and Control, Anaheim, California, June 24–28, <http://www.nwrhc.noaa.gov/floods/papers/oh_2/great.htm>
- Lott, N. 1993. The summer of 1993: Flooding in the Midwest and drought in the southeast. *National Climatic Data Center Technical Report 93-04*.
- Maddox, R.A., Canova, F., and Hoxit, L.R. 1980. Meteorological characteristics of flash flood events over the western United States. *Monthly Weather Review* 108: 1866–1877.
- McKay, G.R. 1979. Brisbane floods: the paradox of urban drainage. In Heathcote, R.L. and Thom, B.G. (eds) *Natural Hazards in Australia*. Australian Academy of Science, Canberra, pp. 460–470.
- Milne, A. 1986. *Floodshock: The Drowning of Planet Earth*. Sutton, Gloucester.
- Nanson, G.C. and Hean D.S. 1984. The West Dapto Flood of February 1984: rainfall characteristics and channel changes.
- Department of Geography, University of Wollongong, Occasional Paper No. 3.
- Public Broadcasting Service 2000. *Fatal flood*. <<http://www.pbs.org/wgbh/amex/flood/maps/>>
- Riley, S.J., Luscombe, G.B., and Williams, A.J. (eds) 1986a.
- Proceedings Urban Flooding Conference: a conference on the storms of 8 November 1984. *Geographical Society N.S.W. Conference Papers* No. 5.
- Riley, S.J., Luscombe, G.B., and Williams, A.J. 1986b. Urban stormwater design: lessons from the 8 November 1984 Sydney storm. *Australian Geographer* 17: 40–50.
- Sheffer, N.A., Enzel, Y., Waldmann, N., Grodek, T., and Benito, G. 2003. Claim of largest flood on record proves false. *EOS, Transactions American Geophysical Union* 84(12): 109.
- Shields, A.J. 1979. The Brisbane floods of January 1974, In Heathcote, R.L. and Thom, B.G. (eds) *Natural Hazards in Australia*. Australian Academy of Science, Canberra, pp. 439–447.
- Tropeano, D., Fabio Luino, F., and Turconi, L. 2000. *Flooding in western Italian Alps, 14–15 October 2000*. <<http://www.irpi.to.cnr.it/English/Events%2014-5%20october/Events%20.htm>>
- Trotter, P.S., Johnson, G.A., Ricks, R., Smith, D.R., and Woods, D. 1998. *Floods on the lower Mississippi: An historical economic overview*. <<http://www.srh.noaa.gov/topics/attach/html/ssd98-9.htm>>
- Yeo, S. 2002. Flooding in Australia: A review of events in 1998. *Natural Hazards* 25: 177–191.

فصل هفتم: آتش سوزی‌ها در طبیعت

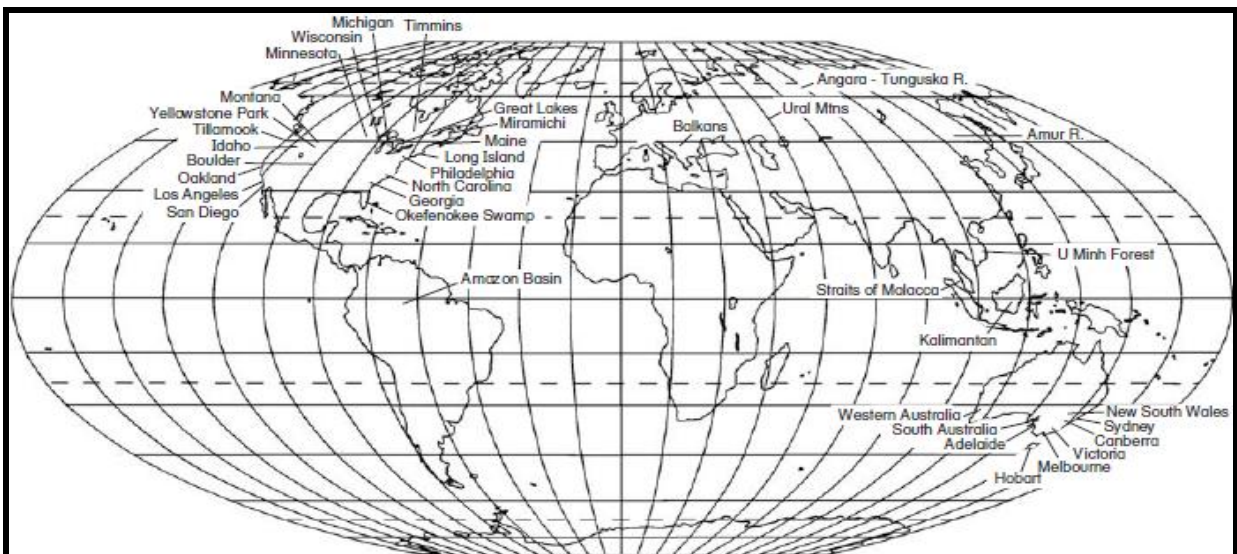
مقدمه

از بین تمام مخاطرات طبیعی، موزی‌ترین آنها خشک‌سالی است. اگر چه در برخی کشورها از قبیل استرالیا و ایالات متحده، خشک‌سالی‌ها منجر به گرسنگی نمی‌شوند، منجر به آتش‌سوزی‌های عظیم در جنگل‌های خشک، علفزارها و درختان اکالیپتوس می‌شوند. از میان تمامی وقایع بی‌نظیر مخاطرات طبیعی در استرالیا، آتش‌سوزی وسیع هراس‌انگیزترین آنها هستند. در این کشور ذکر بلايای رخ داده در طی ۱۵۰ سال گذشته، مثل قرائت لیست سیاه اعضای یک کیش شیطانی خوانده می‌شوند پنج‌شنبه سیاه، جمعه سیاه و *آش‌ونزدی* (شکل ۷-۱). برای مأموران آتش‌نشانی، نیروهای سازمان حوادث غیرمترقبه ایالتی و قربانیان، هر اسمی یادآور داستانی از یک دوزخ سوزان است. آمریکای شمالی نیز در گذشته همانند اروپا و شوروی سابق به طور وحشتناکی از آتش‌سوزی‌ها آسیب دیده است. تقریباً $10^6 \times 143$ کیلومتر مربع از سطح این کشور دارای پوشش گیاهی است و از این مقدار به طور میانگین سالانه ۰/۱۷ درصد دچار آتش‌سوزی می‌شوند. حتی جنگل‌های بارانی حاره‌ای نیز می‌توانند خشک و دچار آتش‌سوزی شوند. برای مثال، جنگل *یومیئه*^۱ در *ویتنام* (برای مشاهده مکان‌های ذکر شده در این فصل به شکل ۷-۲ نگاه کنید) به طور طبیعی در سال ۱۹۶۸ دچار آتش‌سوزی شد. همچنین آتش‌سوزی‌های بزرگی موجب سوختن پوشش گیاهی حاره‌ای در ارتفاعات برزیل و حوضه آمازون، به ویژه در مناطق پاک‌سازی شده گردید. بسیاری از ساکنان شهرها اعتقاد دارند که به دنبال جنگل‌زدایی در مقیاس وسیع، آتش‌سوزی جنگل‌ها شهرهای نزدیک را تهدید نمی‌کند. آتش‌سوزی‌ها تنها در جنگل‌های بکر و شاید در جنوب کالیفرنیا یا جنوب فرانسه، جایی که گسترش شهری به محدوده پوشش گیاهی کوهستان‌ها نفوذ کرده است، به عنوان مخاطره تلقی می‌شوند. در حقیقت هر کشوری که اقلیم آن به وسیله خشکی یا خشک‌سالی‌های دوره‌ای متأثر گردد، مستعد آتش‌سوزی‌های طبیعی است. این ویژگی در کشورهایی که دارای اقلیم مدیترانه‌ای هستند و به ویژه در مناطقی که اکالیپتوس‌های اشتعال‌پذیر جایگزین گیاهان مقاوم در برابر آتش‌سوزی شده است، نمود بیشتری دارد. به طور قابل توجهی، در این قرن مناطق بزرگی از نیمکره شمالی با جنگل‌کاری مجدد و رهاسازی زمین‌های زراعی پرهزینه حاشیه‌ای روبه‌رو بوده است. در این جا ممکن است برای کسانی که برای اولین بار در این مناطق اسکان می‌یابند آتش‌سوزی جنگل‌ها مجدداً مخاطرات شدیدتری نسبت به یک قرن پیش ایجاد کند.



شکل ۷-۱- نقاشی ویلیام استرات از پنج شنبه سیاه (مجموعه لاتروب، با کسب اجازه از کتابخانه ایالتی ویکتوریا). عنوان اشاره به آتش سوزی ۶ فوریه ۱۸۵۱ دارد که یک چهارم ایالت ویکتوریا در استرالیا را تحت پوشش قرار داد.

این فصل به بررسی خطر آتش سوزی طبیعی ناشی از خشک سالی می پردازد. در این فصل ابتدا، الگوهای هوایی مستعد برای ایجاد آتش سوزی های شدید تشریح می گردند و سپس با بحث در مورد دلایل اصلی آتش سوزی ها ادامه پیدا می کند. پس از آن فجایع آتش سوزی های بزرگ با تأکید بر مناطقی در آمریکا و استرالیا، که برخی از شدیدترین آتش سوزی ها در آنجا رخ داده اند، تشریح می گردند.



شکل ۷-۲- نقشه مکانی.

شرایط مناسب برای آتش سوزی وسیع در بوته زارها

(واینز، ۱۹۷۴؛ لاکی و مک آرتور، ۱۹۷۸؛ پاول، ۱۹۸۳؛ ویس و جنتلت، ۱۹۸۴؛ یول و همکاران، ۱۹۸۵)^۱

امکان رخداد یک آتش سوزی بزرگ به نوع پوشش گیاهی، ویژگی های سوختی آن، شرایط اقلیمی و رفتار آتش بستگی دارد. اکالیپتوس ها یکی از مستعدترین نوع پوشش گیاهی برای ایجاد حریق هستند. برگ های آنها حاوی مقدار زیادی روغن است که این روغن عمل سوختن را شدت و تسریع می بخشد. چنین گونه ای از درختان از طریق جوانه زدن بر روی تنه اصلی یا از طریق جوانه زدن روی ریشه های فرو رفته و محافظت شده در خاک به سرعت شاخ و برگ هایشان را زنده و تعویض می کنند. مناطق دارای این پوشش گیاهی تنها چند سال پس از آتش سوزی اولیه، می توانند دچار آتش سوزی با همان شدت شوند. درختان اکالیپتوس با موفقیت از استرالیا به خارج صادر شدند و اکنون نواحی مهمی از جنوب کالیفرنیا، شمال آفریقا،

1- Vines; Luke & McArthur; Powell; Voice & Gauntlett; Yool et al

خاورمیانه و هند را پوشانده‌اند. دیگر گونه‌های گیاهی مستعد آتش‌سوزی شامل درختچه‌های بلوط، *شامیس* (اسفناج باغی) و *مانزینیا* (انگور خرس)^۱ هستند که در اقلیم مدیترانه‌ای وجود دارند. چنین گونه‌هایی از پوشش گیاهی «در کالیفرنیا *چپرال*، در فرانسه *گریگیو* یا *ماکیوس*، در بالکان *فریگانا*، در جنوب آمریکا *ماتارال*، در جنوب آفریقا *مکین فینبوش* و در استرالیا بوته‌های *مالگامالی*^۲ نامیده می‌شوند. در مناطق تحت تأثیر خشک‌سالی‌های شدید، ویژگی‌های سوخت در گسترش و کنترل آتش خیلی مهم هستند. ویژگی‌های سوخت به دو دسته تقسیم می‌شوند: علف و بوته (اساساً اکالیپتوس). علف‌زارها یک منبع سوختی مناسب هم بر روی زمین و هم در بالای سطح زمین برای آتش‌سوزی ایجاد می‌کنند. چرا که به راحتی مشتعل شده و می‌سوزند. در جنگل‌ها منبع مناسب سوخت شامل برگ‌ها، سرشاخه‌ها، پوست درختان و ساقه‌هایی با قطر کمتر از ۶ میلی‌متر است. بر خلاف برگ‌های ریخته شده اکالیپتوس که حاوی مقادیر زیادی روغن هستند و به سادگی مشتعل می‌گردند بسیاری از سایر برگ‌های ریخته شده در جنگل‌ها دارای این ویژگی نمی‌باشند.

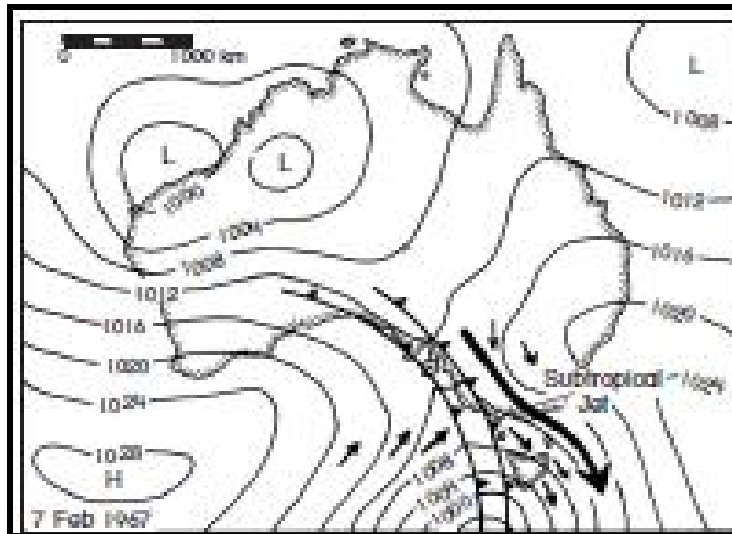
ترتیب قرارگیری سوخت نیز مهم است. برگ‌های ریخته شده فشرده نسبت به برگ‌هایی با فشردگی کمتر به سختی مشتعل و یا خاموش می‌شوند. جنگل‌های دارای گیاهان هرزه متراکم (به ویژه کاجستان‌ها) نسبت به جنگل‌هایی که گیاهان هرزه کمتری دارند خیلی سریع‌تر خواهند سوخت. رطوبت موجود در مواد زنده و یا غیر زنده نیز احتمال مشتعل شدن و گسترش آتش را افزایش می‌دهد. علف‌های مرده به آسانی رطوبت را جذب می‌کنند و میزان رطوبت آنها با چرخه رطوبت روزانه دچار نوسان می‌شود. میزان رطوبت در شب افزایش می‌یابد و علف‌ها در اوایل صبح بیشترین حجم رطوبت را دارا هستند. رصد میزان خشک شدن علف‌ها و حجم رطوبت آن، یک شاخص مناسب از قابلیت آنها در ایجاد حریق و سوختن را ارائه می‌دهد. در جنگل‌های اکالیپتوس، انواع گونه‌های درختی رفتار آتش را تعیین می‌کنند. پوست ریف ریف درخت باعث می‌شود آتش به بالای درخت سرایت کند و پوست شعله‌ور درخت به پایین بریزد، از این رو مناسب آتش‌سوزی لکه‌ای یا نقطه‌ای است در حالی که پوست‌های نرم موجب پراکنده شدن زغال‌ها یا اخگرها نمی‌شوند.

شرایط اقلیمی قبل از فصل آتش‌سوزی نیز بر روی خطر آتش‌سوزی تأثیر می‌گذارد. هر چند اگر سوخت لازم برای آتش‌سوزی موجود باشد شرایط اقلیمی اهمیت کمتری پیدا می‌کند؛ ولی با این وجود، این هوای خشک است که باعث خشک شدن علف‌ها و آتش‌سوزی برگ‌های ریخته شده می‌شود. این فرایند خشک‌کننده به وسیله خشک‌سالی‌های طولانی مدت در فصل تابستان شدت و تسریع می‌یابد.

معمولاً وقایع ال نینو- نوسان جنوبی (انسو) در کریسمس و همزمان با فصل تابستان در استرالیا رخ می‌دهند. در کالیفرنیا وقایع لانینو هوای مستعد برای آتش‌سوزی را ایجاد می‌کنند. در طول این قبیل وقایع شرایط خشک چندین ماه به درازا می‌کشد و باعث می‌شود که گیاهان به طور کامل خشک شوند. چون می‌توان چنین حوادثی را از ماه‌ها قبل پیش‌بینی کرد، این امکان وجود دارد که در برخی کشورها فصول با آتش‌سوزی شدید را قبل از فرا رسیدن تابستان اعلام نمود. پیش‌بینی آتش‌سوزی بوته‌زارها یا جنگل‌ها فراتر از این مبحث است. همان‌گونه که در فصل ۲ اشاره شد، چرخه ۱۱ ساله لکه خورشیدی در چندین کشور با رکوردهای بارشی همراه بوده، در حالی که چرخه قمری ۱۸/۶ ساله هم‌زمانی‌هایی با خشک‌سالی‌ها یا ترسالی‌های جهانی داشته است. چون احتمال رخداد حریق‌های طبیعی در دوره خشک‌سالی‌های بزرگ بیشتر است انتظار می‌رود که آتش‌سوزی جنگل‌ها، همزمان با یکی از این چرخه‌های نجومی رخ دهند. *واینس* (۱۹۷۴) تحقیقات جامعی در خصوص ادواری بودن آتش‌سوزی‌های بوته‌زارها در استرالیا و کانادا انجام داد و معتقد است که چرخه‌های ۷-۶ ساله و ۱۱-۱۰ ساله آتش‌سوزی‌ها در این کشورها با چرخه لکه‌های خورشیدی مرتبط می‌باشد.

1- chamise, and manzanita

2- *chaparral*, 'garrigue' or 'maquis', 'phrygana', 'matarral', 'macchin fynbosch', 'mallee' or 'mulga'



شکل ۷-۳- الگوی متداول همدیدی هوا که منجر به آتش‌سوزی‌های ویرانگر بوته زارها در جنوب شرقی استرالیا می‌شود.



شکل ۷-۴- الف- آتش‌سوزی در تاج جنگل اکالیپتوس، استرالیا (عکس از ان. پی. چنی، واحد پژوهش ملی آتش‌سوزی، CSIRO، کانبرا).

همچنین از سال ۱۹۳۰ وجود آتش‌سوزی‌هایی با چرخه‌های ۱۱-۱۰ ساله‌ای در جنوب ایالت متحده به اثبات رسید، هرچند در دوره‌ی حداقل لکه‌های خورشیدی رخ داده‌اند. بین سال‌های ۱۸۷۰ و ۱۹۲۰ در منطقه دریاچه‌های بزرگ، آتش‌سوزی‌های گسترده‌ای درست همزمان با نقطه اوج چرخه ۱۱ ساله لکه‌های خورشیدی رخ داده است. از نظر منطقی فصول آتش‌سوزی‌های بزرگ باید با چرخه قمری ۱۸/۱ ساله، نیز ارتباط داشته باشند؛ با وجود این تحقیقات اندکی در زمینه‌ی اثبات این احتمال یا فرضیه شکل گرفته است.

شکل ۷-۳ الگوی روزانه هوا را که منجر به آتش‌سوزی گسترده در بوته‌زارهای جنوب شرقی استرالیا می‌شود، شرح می‌دهد. یک سیستم پرفشار به تدریج به سمت جنوب‌شرقی استرالیا حرکت می‌کند و پشت‌های را به روی قاره شکل می‌دهد. این سیستم‌ها باعث هدایت بادهای شدید و خشک شمال‌غربی از مناطق داخلی قاره به گوشه جنوب‌شرقی می‌شوند. این بادهای وسیله‌ی یک باد جنوبی قدرتمند و متغیر دنبال می‌شوند که اگر چه ممکن است باعث کاهش رطوبت گردد، ولی سرعت بالای بادهای را حفظ می‌کند. بادهای از مناطق داخلی قاره می‌وزند، زمانی که از مناطق مرتفع ویکتوریا به سمت ساحل پایین می‌آیند، ارتفاع خود را از دست داده از طریق بی‌دررو گرم می‌شوند و پدیده‌ای به عنوان گرم باد یا باد فون^۱ تولید می‌کنند. این گرمایش بی‌دررو می‌تواند دمای ساحل را به ۴۰ درجه سانتی‌گراد یا بیشتر برساند. این فرایند همچنین موجب کاهش رطوبت نسبی به

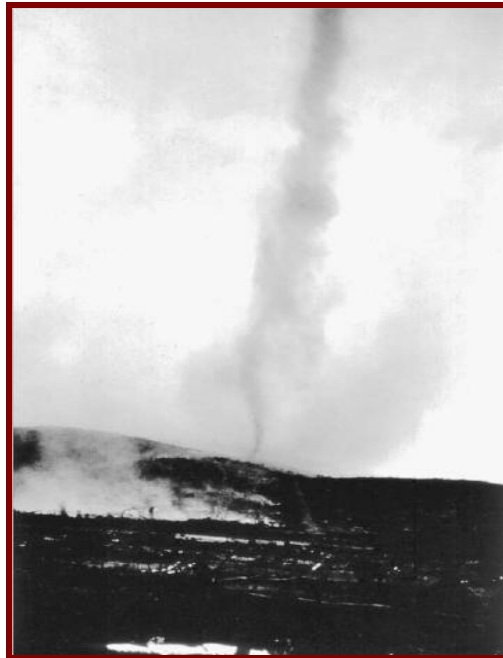
1- föhn

کمتر از ۲۰ درصد می‌شود. چنین بادهایی در دیگر مناطق، به ویژه در اقلیم‌های کوهستانی مدیترانه‌ای که تحت تأثیر سلول‌های هدلی قرار دارند، نیز وجود دارد. در مناطق متفاوت گرم بادهای گرم با سامی مختلفی خوانده می‌شوند: «در مرکز کالیفرنیا **مونو**، در اطراف سان‌فرانسیسکو **دیابلو**، در جنوب کالیفرنیا **سانتا‌آنا**، در جنوب اروپا **سیراکو** و در بالکان **بورا**»^۱. در استرالیا شدت گرم بادهای گرم به وسیله همگرایی هم‌فشارها افزایش می‌یابد و به وسیله حرکت سریع جت باد جنب حاره‌ای در اتمسفر بالایی، در حاشیه غربی سلول‌های پرفشار تقویت می‌شود. چون این زنجیره از بادهای عبور از سراسر قاره در طی چندین روز خود را به شرق می‌رساند، یک تغییر مکانی تدریجی از نظر مناطق در معرض تهدید آتش‌سوزی بوته‌زارها به وجود می‌آید که از جنوب استرالیا تا ویکتوریا و سپس تا **نیوس‌کاس ولز** است. در غرب استرالیا هوای مستعد آتش‌سوزی به وسیله استقرار سلول‌های پرفشار با وزش بادهای شمال‌شرقی از مناطق داخلی مشخص می‌شود. در نهایت رفتار آتش و توپوگرافی محلی شدت مخاطره آتش‌سوزی را تعیین می‌کند. اغلب آتش‌سوزی‌ها در طی ظهر سرعت می‌گیرند زیرا، ذخیره رطوبتی سوخت کاهش می‌یابد و سرعت باد و ناپایداری جوی نیز با افزایش گرمایش روزانه بیشتر می‌شوند. به علاوه، با شدت گرفتن آتش‌سوزی در طول روز فعالیت همرفتی در اتمسفر نیز به سبب فراهم بودن گرمای زیاد تقویت می‌شود. پرتوهای ساطع شده از آتش، گیاهان و مواد اشتعال پذیر جلوی شعله آتش را خشک می‌کنند و لکه‌های آتش با پیشروی به طرف جلو می‌توانند منطقه را در معرض آتش‌سوزی بزرگ‌تری قرار دهند. در استرالیا شروع جرقه برای ایجاد لکه‌های آتش در جلوی آتش به خاطر وجود پوست ریف‌ریف درختان پدیده‌ای عادی است. لکه‌های آتش باعث ایجاد همرفت در جلوی آتش اصلی می‌شوند و از این رو، آتش اصلی به دنبال لکه‌ها کشیده می‌شود. همچنان که سرعت باد افزایش می‌یابد، میزان حرکت آتش نیز به طور تصاعدی افزایش می‌یابد. یک باد با سرعت ۱۰ کیلومتر در ساعت در بوته‌زارهای استرالیا با محتوای سوخت معمولی باعث حرکت آتش به میزان ۰/۵ کیلومتر در ساعت می‌گردد، اگر سرعت باد به ۲۰ و ۴۰ کیلومتر در ساعت برسد این مقدار به ترتیب به ۰/۸ و ۱/۸ کیلومتر در ساعت افزایش می‌یابد. اگر آتش به بالای درخت‌ها برسد و تاج آنها را بسوزاند (شکل ۷-۴) حرکت آتش‌سوزی شدت و سرعت بیشتری می‌گیرد و به سرعت ۲۰ کیلومتر در ساعت می‌رسد. همراه با جرقه‌های لکه‌ای، آتش می‌تواند بسیار سریع‌تر از این مقدار هم پیشروی کند یا گسترش یابد؛ از این رو، این فرایند باعث تولید یک طوفان آتش می‌شود که با سرعت ۶۰ کیلومتر در ساعت یا بیشتر حرکت می‌کند.



شکل ۷-۴-ب- جنگل‌های بورال در شمال انتاریو، کانادا (عکس از جیم برایانت، گروه محیط زیست انتاریو). به تشابهات آتش‌سوزی‌ها دقت نمایید. جنگل‌های اکالیپتوس قابلیت اشتعال بیشتری دارند، اما جنگل‌های بورال (تایگاه) در زمان مساوی سه تا چهار برابر تولید انرژی بیشتری دارند که به دلیل زیست توده بیشتر آنها است.

هرچند در علفزارها، حرکت آتش در بادهایی با سرعت بیش از ۵۰ کیلومتر در ساعت به خاطر پراکندگی تاج آتش کند می‌شود، در بوته‌زارها میزان حرکت آتش با افزایش سرعت باد کاهش نمی‌یابد. با این حال این مسأله که در شرایط سرعت باد مشابه، آتش‌سوزی علفزارها تقریباً ۸ برابر سریع‌تر از آتش‌سوزی بوته‌زارها حرکت می‌کند، صحیح نیست زیرا، باید پارامترهای دیگری نیز در نظر گرفته شود. زمانی که آتش‌سوزی از یک دامنه بالا می‌رود میزان پیشروی آن افزایش خواهد یافت، زیرا حرارت در حال صعود ناشی از سوختن، مواد اشتعال پذیر را خشک می‌کند. آتش‌سوزی‌ها همچنین در دامنه‌ها سریع‌تر بالا می‌روند، زیرا از لحاظ برشی سرعت باد، بدون تأثیر اصطکاک زمین در سراسی‌ها افزایش می‌یابد.



شکل ۵-۷ گردباد پس از آتش‌سوزی (عکس از آ-جی ادوارد، واحد پژوهش ملی آتش‌سوزی، CSIRO، کانبرا). در سرزمین‌های ناهموار، لکه‌های آتش خیلی محتمل‌تر هستند، زیرا خاکسترهای داغ (زغال‌های کوچک) به سبب وزش بادهایی با سرعت زیاد در بالای تپه‌ها یا برآمدگی‌ها گیر می‌افتند و باعث ایجاد آتش در مناطق مذکور می‌گردند. همچنین پایداری جوی نیز می‌تواند رفتار آتش را کنترل کند. اگر اتمسفر ناپایدار باشد، به سبب گرمای ناشی از آتش‌سوزی، ناپایداری همرفتی در اتمسفر به وجود می‌آید. گاهی، ناپایداری همرفتی حتی بعد از اینکه منبع گرمایی برطرف شد، نیز ادامه پیدا می‌کند. تحت شرایط ناپایداری شدید، گردبادهای آتشی به وجود می‌آیند و سرعتشان به فراتر از ۲۵۰ کیلومتر در ساعت می‌رسد. این گردبادها به سه دسته تقسیم می‌شوند. اولین نوع به مقادیر بالای اشتعال و تولید یک حرکت بالاروی چرخشی مربوط می‌شود که می‌تواند خاکستر داغ را تا صدها متر فراتر از قسمت جلویی آتش بالا ببرند. نوع دوم نشانگر گرمایش‌های ایجادکننده تورنادو هستند. این نمونه در اتمسفر در سمت رو به باد ستون همرفتی یا در دامنه باد پناه ناهمواری‌ها پدید می‌آید. این بادها قادر به بلند کردن گنده‌های بزرگ و تولید گازهای انفجاری در اتمسفر هستند. این گردبادها خیلی خطرناکند، زیرا باد از تمام جهات به سمت تورنادو آتش کشیده می‌شود. سومین نوع گردبادها، گردبادهای بعد از آتش‌سوزی هستند (شکل ۵-۷). این نوع به خاطر گرمای ساطع شده از ناحیه سوخته شده حداکثر تا یک روز بعد از آتش‌سوزی، شکل می‌گیرد. این گردبادها معمولاً کمتر از ۲۰ متر قطر دارند ولی قادر به حمل خاکستر داغ از نواحی سوخته شده به مناطق مصون از آتش‌سوزی هستند.

دلایل پیدایش آتش‌سوزی

(لاکی و مک آرتور، ۱۹۷۸؛ پینی، ۱۹۸۲؛ ون نائو، ۱۹۸۲)^۱

صرف‌نظر از طریقه خشک شدن، یک جنگل یا علفزار تا زمانی که مشتعل نشوند، آتشی وجود ندارد. دلایل ثبت شده

برای یک آتش‌سوزی به دقت در نحوه جمع‌آوری آمار و ارقام در کشورها بستگی دارد. به عنوان مثال، در کشورهای اروپایی، ۴۵ درصد تمامی آتش‌سوزی‌ها دلایل ناشناخته‌ای دارند، ولی این میزان در کانادا، تنها ۵ درصد است. در اروپا، تنها ۲ درصد از دلایل شناخته شده آتش‌سوزی بوته‌زارها، به دلایل طبیعی مثل صاعقه نسبت داده می‌شود. بیش از ۵۰ درصد در نتیجه‌ی ایجاد حریق عمدی پدید می‌آید و ۴۰ درصد این آتش‌سوزی‌ها نیز بر اثر غفلت‌های انسانی است. گروه دوم (آتش‌سوزی‌های غیر عمدی) دربرگیرنده آتش‌سوزی‌هایی هستند که ناشی از کشیدن سیگار، بازی کودکان، عبور قطارها و ایجاد آتش در کمپ‌ها می‌باشند. در کانادا، صاعقه‌ها عامل ۳۲ درصد از تمامی جنگل‌سوزی‌ها هستند، در حالی که در جنگل‌سوزی‌های ایالت متحده نقش صاعقه‌ها به کمتر از ۸ درصد می‌رسد، این رقم ممکن است همراه‌کننده باشد زیرا صاعقه نقش بزرگی در ایجاد اشتعال در مناطق جداگانه‌ای از ایالت متحده دارد. بین سال‌های ۱۹۴۰ و ۱۹۷۵، فقط در غرب ایالت متحده بیش از ۲۰۰۰۰۰ آتش‌سوزی به سبب صاعقه رخ داده است، که بیانگر میانگین ۱۵/۶ آتش‌سوزی در هر روز می‌باشد. رخداد طوفان‌های مجزا یا الگوهای فشار نیز نشانگر رقم بالایی از آتش‌سوزی‌های ناشی از صاعقه در فواصل زمانی کوتاه هستند. بین سال‌های ۱۹۶۰ و ۱۹۷۱ در غرب ایالت متحده شش حادثه رخ دادند که هر کدام موجب ۸۰۰-۵۰۰ آتش‌سوزی صاعقه‌ای شدند. بزرگ‌ترین حادثه از این دست در ژوئن سال ۱۹۴۰ موجب شروع ۱۴۸۸ مورد آتش‌سوزی شد.

انسان‌ها نیز یکی از بزرگ‌ترین دلایل آتش‌سوزی‌ها هستند. ایجاد حریق به وسیله‌ی انسان‌های روان‌پیش و ناراحت عامل ۳۲ درصد تمامی آتش‌سوزی‌ها در ایالت متحده و ۷ درصد آتش‌سوزی‌ها در کانادا است. در جنوب کالیفرنیا تقریباً یک سوم تمام آتش‌سوزی‌ها به وسیله کودکان شروع می‌شود. اکثر آنها بچه‌هایی هستند که با کبریت بازی می‌کنند. در طول قرن بیستم در ایالت متحده رکود اقتصادی موجب افزایش آتش‌سوزی‌های عمدی شد، زیرا مبارزه با آتش‌سوزی‌ها موجب فراهم شدن فرصت‌های شغلی موقتی برای افراد بیکار می‌شود. تفاوت بزرگ بین آتش‌سوزی‌های انسانی و آتش‌سوزی‌های ناشی از صاعقه این است که آتش‌سوزی‌های ناشی از صاعقه موجب آتش‌سوزی‌های بسیار بزرگ در نواحی دورافتاده می‌شوند در حالی که آتش‌سوزی انسانی در نواحی قابل دسترس و نزدیک که سریع‌رصد و کنترل می‌شوند، رخ می‌دهند. همزمان با فصل آتش‌سوزی در ایالت متحده در سال ۲۰۰۰، صاعقه‌ها موجب ۷۶۵۹ مورد آتش‌سوزی شدند و ۴۹۳۰ کیلومتر مربع از نواحی دارای پوشش گیاهی را طعمه حریق ساختند. در مقابل، انسان‌ها موجب ۹۶۳۹۰ مورد آتش‌سوزی شدند و ۱۰۰۵۰ کیلومتر مربع پوشش گیاهی را به آتش کشیدند. از این مقدار، ۳۰ درصد به سبب آتش‌سوزی عمدی بود که ۴۳ درصد از ناحیه را سوزاندند.

دلایل آتش‌سوزی در استرالیا بسیار متعدد هستند: به خاطر تغییر پوشش، شرایط اقلیمی و استفاده از زمین. علاوه بر این، آتش‌سوزی عمدی هدایت شده به عنوان روشی برای جلوگیری از آتش‌سوزی بزرگ‌تر یا خسارت‌بارتر، در این قاره نسبت به هر مکان دیگری در جهان بیشتر مورد استفاده قرار می‌گیرد. در جنوب شرقی ایالت متحده نیز آتش‌سوزی تجویزی یا هدایت شده به منظور پاک‌سازی گیاهان هرز و به حداقل رساندن احتمال رخداد آتش‌سوزی‌های بزرگ، مورد استفاده قرار می‌گیرد. بین سال‌های ۱۹۶۶ و ۱۹۷۱ در غرب استرالیا، ۳۶ درصد از تمام آتش‌سوزی‌ها ناشی از آتش‌سوزی برای پاک‌سازی زمین (علف‌های هرز و...) و ۸ درصد به خاطر صاعقه‌ها بوده است. وسایل نقلیه، ماشین‌آلات کشاورزی و قطارها نیز باعث ۱۵ درصد از تمام آتش‌سوزی‌ها شدند. سهم بی‌دقتی انسانی نیز به ۲۱ درصد می‌رسد. در سرزمین‌های شمالی نیز، اکثر آتش‌سوزی‌ها به دلیل صاعقه یا آتش‌سوزی برای پاک‌سازی زمین هستند. در این قاره بومیان به طور سنتی از ترفند آتش زدن برای پاک کردن چشم‌اندازها به نحوی که بتوانند شکار را بگیرند، استفاده می‌کردند. در شرق استرالیا، جایی که جمعیت بیشتری زندگی می‌کند حریق‌های عمدی علت اصلی آتش‌سوزی‌ها در سال‌های اخیر است. افراد خاصی را می‌توان یافت که در یک روز پرخطر از نظر آتش‌سوزی، بیش از یک آتش روشن کرده‌اند. به دلیل این‌که حریق‌های پاک‌سازی زمین در فصل بهار در طی هواهای گرم پیش از موعد به خصوص در طول سال‌های انسو به خارج از محدوده مورد نظر تجاوز می‌کنند، رخداد آتش‌سوزی‌های ناشی از حریق‌های پاک‌سازی زمین در سال‌های اخیر افزایش یافته است.

فجایع آتش‌سوزی بوته‌زارها: چشم‌انداز جهانی

(کونیل، ۱۹۷۶؛ ون نائو، ۱۹۸۲؛ سیتز، ۱۹۸۶؛ کوپر-جانستون، ۲۰۰۰)^۱

آتش‌سوزی بوته‌زارها به عنوان یک مخاطره معمولاً بر حسب تلفات انسانی، خسارات وارده به اموال (سوختن ساختمان‌ها یا مجموع تأسیسات) و از بین رفتن الوار، ارزیابی می‌شوند. هرچند هنوز در آتش‌سوزی جنگل‌های مناطق معتدل نیمکره شمالی تلفات انسانی نیز رخ می‌دهد، ولی مخرب‌ترین اثر این آتش‌سوزی‌ها از دست دادن الوارهای قابل عرضه در بازارهای جهانی است. این جمله نیاز به توضیح دارد، زیرا؛ الوارها تا زمانی که در دسترس قرار نگیرند ارزشی ندارند و هیچ ضرورتی برای دسترسی به آنها نیست مگر این‌که در نزدیکی مراکز مصرف قرار داشته باشند. در آمریکای شمالی، اساساً از جنگل‌های قرار گرفته در محدوده ۱۰۰۰ کیلومتری نواحی متراکم شهری، برای فراهم کردن الوارهای ساختمانی استفاده می‌شود، هرچند در بین آنها نیز بیشتر به الوارهایی با کیفیت خاص (مثل راش سرخ کالیفرنایی) نیاز است. در فراتر از این فاصله، جنگل‌ها اساساً برای عرضه و تهیه خمیر چوب و کاغذ در شکل کاغذ روزنامه استفاده می‌شوند. مناطق بزرگی در کانادا و اسکاتلند با جنگل‌های تایگاه (سوزنی برگ) وجود دارد که به دلیل غیراقتصادی بودن، هیچ برداشتی صورت نمی‌پذیرد. جنگل‌های این نواحی عموماً غیرمسکونی هستند و هیچ‌گونه تلاشی جهت جلوگیری از آتش‌سوزی آنها نمی‌شود. آتش‌سوزی‌ها به طور غیر قابل‌کنترلی مشتعل شده و ممکن است هفته‌ها یا تمامی فصل تابستان شعله‌ور باشند. در شمال کانادا، رخداد چنین آتش‌سوزی‌هایی در هزاران کیلومتر مربع، پدیده‌ای غیرعادی نیست.

در قرون وسطی، نواحی بزرگی از اروپا در معرض جنگل‌سوزی قرار داشتند. هرچند خسارات و تلفات جانی این آتش‌سوزی به ثبت نرسیده، برآورد شده که آتش‌سوزی‌های امروزی تنها ۲۰ درصد از نواحی را در بر می‌گیرند که طی قرن‌ها پیش دچار آتش‌سوزی شده‌اند. امروزه مناطق بزرگی از جنگل‌های خزان‌دار، مختلط و همیشه سبز در معرض خطر جدی آتش‌سوزی قرار دارند. در اروپا در اوایل سال ۱۹۷۸ بیش از ۴۳۰۰۰ مورد آتش‌سوزی رخ داد که ۴۴۰۰۰۰ هکتار از جنگل‌ها را نابود و همین مقدار نیز علف‌زار و محصولات کشاورزی را به آتش کشیدند. این ارقام زیاد بزرگ نیستند زیرا هیچ کشور اروپایی وجود ندارد که بیش از ۲ درصد از مجموع کل جنگل‌هایش در هر سال دچار آتش‌سوزی نشود. آتش‌سوزی‌های دیگری با چنین مقیاس بزرگی در سراسر نیمکره شمالی رخ داده‌اند. در اکتبر سال ۱۸۲۵ بیش از ۱۲۰۰۰۰۰ هکتار از جنگل‌های آمریکای شمالی در منطقه *میرامیچی*^۲ واقع در *نیو برانزویک*^۳، به همراه ۳۲۰۰۰۰ هکتار در *پیسکاتاقیس کانتی*^۴ در ایالت مین در آتش سوختند. جنگل‌سوزی *ویسکانسین* و *میشیگان* در سال ۱۸۷۱ موجب نابودی ۱۷۰۰۰۰۰ هکتار جنگل و کشته شدن ۲۲۰۰ نفر شد. مناطقی با بزرگی مشابه در ویسکانسین در سال ۱۸۹۴ و در *آیداهو* و شمال غربی *مونتانا* در سال ۱۹۱۰ دچار آتش‌سوزی شدند. در آتش‌سوزی *پورکی پاین*^۵ در سال ۱۹۱۱ که در *تیمینز*^۶ کانادا به مرحله مهار نشدنی رسید بیش از ۲۰۰ کیلومتر از جنگل‌های بکر شمالی را سوزاند و موجب مرگ تعداد زیادی از ساکنان مزارع دور افتاده شد. در کانادا در طول فصل آتش‌سوزی سال ۱۹۸۰ تمام کمربند جنگل‌های مختلط از رشته‌کوه‌های راکسی تا دریاچه *سوپریور* در معرض خطر آتش‌سوزی قرار گرفتند. بیش از ۴۸۰۰۰ کیلومتر مربع از جنگل‌های این منطقه سوختند. تعداد درخت‌های سوخته شده در این حریق می‌توانست الوارهای مورد نیاز برای ۳۴۰ رول یا لوله کاغذ روزنامه را در یک سال تهیه نمایند. این خسارت‌ها با خاکستر شدن ۷۳۸۸۰ و ۶۴۰۴۰ کیلومتر مربع از جنگل‌ها به ترتیب در سال ۱۹۸۹ و ۱۹۹۴ به بدترین وضعیت ممکن رسید.

1- Cornell; van Nao; Seitz; Couper-Johnston

2- Miramichi

3- New Brunswick

4- Piscataquis County

5- Porcupine

6- Timmins

شدت این آتش‌سوزی با آتش‌سوزی *اژدهای سیاه بزرگ* در امتداد رودخانه *آمور* (مرز جداکننده چین و سیبری) که در سال ۱۹۸۷ که ۷۳۰۰۰۰ کیلومتر مربع از جنگل‌ها را سوزاند و موجب مرگ ۲۲۰ نفر و بی‌خانمان شدن ۳۴۰۰۰ نفر شد برابر بود. وسعت این سه آتش‌سوزی آخر برابر با وسعت اسکاتلند است و ۱۳ بار بزرگ‌تر از آتش‌سوزی *یلواستون*^۱ در سال ۱۹۸۸ هستند.

تمامی این آتش‌سوزی‌ها وقتی با آتش‌سوزی بزرگ سیبری در جولای- آگوست سال ۱۹۱۵ مقایسه می‌شوند، اهمیت خود را از دست می‌دهند. در آن سال، بیشتر از یک میلیون کیلومتر مربع از جنگل‌های سیبری، از کوهستان‌های *آرال* تا ارتفاعات مرکزی سیبری (منطقه‌ای با وسعت ۲۰-۲ برابر بزرگ‌تر از وسعت آتش‌سوزی سال ۱۹۸۰ در کانادا) در آتش سوختند. این آتش‌سوزی یک ناحیه به اندازه آلمان، به وسعت ۲۵۰۰۰۰ کیلومتر مربع در بین رودخانه *آنگارا* و قسمت سفلی رودخانه *تانگاسکا*^۲ را به طور کامل در آتش سوزاند. این آتش‌سوزی غول آسا در اثر یکی از بزرگ‌ترین خشک‌سالی‌های ثبت شده تا به امروز، در سیبری به وجود آمد. بسیاری از جنگل‌های صنوبر تایگاه به اندازه‌ای خشک شدند که در وضعیت احتراق‌پذیری قرار گرفته و آتش‌سوزی تاج جنگل را ایجاد کردند. بیش از ۵۰۰۰۰۰ کیلومتر مربع از تورب‌زارها خشک شدند و تا عمق ۲ متری دچار آتش‌سوزی گشتند. مقدار دود ایجاد شده ۱۸۰×10^6 تن بود، این میزان دود معادل میزان دود ایجاد شده در یک جنگ اتمی ضعیف تا شدید است که به زمستان هسته‌ای منجر می‌شود. این دود بیش از ۱۲ کیلومتر در آسمان بالا رفت. در مناطق مجاور، دامنه دید را به ۲۰-۴ متر و در فاصله‌ی ۱۵۰۰ کیلومتری تا ۱۰۰ متر کاهش داد. در نتیجه، شار تابشی خورشید به سطح زمین بسیار کاهش یافت و دما تا ۱۰ درجه سانتی‌گراد نزول کرد. در همین زمان، انتشار امواج بلند زمینی در طی شب نیز متوقف شد، به طوری که دامنه تغییرات دمای روزانه بر روی یک منطقه بزرگ به کمتر از ۲ درجه سانتی‌گراد رسید. این دمای زیر میانگین، به مدت چندین هفته ادامه یافت ولی با وجود این، برداشت محصول در منطقه دو هفته بیشتر به تعویق نیفتاد. در خارج از سیبری نشانه‌های اندکی از آتش‌سوزی قابل مشاهده بودند. به خاطر دورافتاده بودن منطقه و تراکم جمعیتی اندک، تلفات جانی گزارش شده خیلی جزئی و اندک بود. اسناد و مدارک فوق از آتش‌سوزی‌های بزرگ نشان می‌دهد که آتش‌سوزی‌هایی با بزرگی مشابه در جنگل‌های تایگاه واقع در نیمکره شمالی به کرات رخ می‌دهند. در حال حاضر، آتش‌سوزی جنگل‌ها خطرناک‌ترین مخاطره طبیعی در دو کشور بزرگ جهان، یعنی کانادا و روسیه هستند.

آتش‌سوزی‌ها تنها به عرض‌های میانه محدود نیستند. در سال ۱۹۸۰، آتش‌سوزی‌های بزرگی مناطق استوایی اندونزی و آمازون را درنوردیدند و به سبب وقایع انسو و بی‌مبالاتی انسانی نیز تشدید شدند. در طول وقایع انسو سال‌های ۱۹۸۸-۱۹۸۲، ۱۹۹۴ و ۱۹۹۸-۱۹۹۷، به ترتیب ۳۲۰۰۰، ۵۱۰۰۰ و ۵۰۰۰۰ کیلومتر مربع از جنگل‌های بارانی در سراسر اندونزی و به خصوص در *کلیمانتان* در آتش سوختند. در حادثه انسو سال ۱۹۹۸-۱۹۹۷ دود ناشی از فعالیت سوزاندن و قطع درختان برای کشاورزی، پاک‌سازی جنگل‌ها و آتش زدن تورب‌زارها بیش از ۱۰۰ میلیون کیلومتر مربع از جنوب‌شرقی آسیا را در بر گرفت به طوری که مه دود غلیظ و بد بوی آن دامنه دید را ۱۰۰-۲ متر کاهش داد. در یک دوره آلودگی ثبت شده در *پونتیانگ*^۳ واقع در غرب *کلیمانتان* به ۱۸۹۰ میلی‌گرم در هر متر مکعب می‌رسید، این میزان ۴۰ برابر سطح سلامت اعلام شده به وسیله سازمان جهانی بهداشت بود. در اندونزی حدوداً یک میلیون نفر دچار بیماری و ۴۰۰۰۰ نفر در بیمارستان‌ها بستری شدند. در یک مدرسه، دامنه دید آنقدر پایین بود که برای جلوگیری از گم شدن کودکان مدرسه‌ای، آنها را با طناب به هم بستند. حدوداً $10^9 \times$ ۲/۶ تن کربن، ۱۰۰۰ بار بیشتر از میزانی که به سبب آتش‌سوزی سیبری در سال ۱۹۱۵ تولید شد، وارد اتمسفر شد. این میزان

1- Yellowstone
2- Tunguska
3- Pontianak

معادل ۴۰ درصد کربن ساطع شده از سوخت‌های فسیلی بود. به خاطر کاهش دامنه دید دو کشتی در تنگه *مالاکا* با هم تصادف کردند و ۲۹ نفر کشته شدند. مه دود همچنین موجب برخورد هواپیمای *ایرباس گارادا*^۱ به کوهی در *میداین*^۲ و کشته شدن ۲۳۴ مسافر و خدمه هواپیما شد. سرانجام، ۷۰۰۰ نیروی متخصص و ۳۱۰۰۰ داوطلب به مبارزه با آتش‌سوزی برخاستند. وقتی منابع اندونزی به پایان رسید، جامعه بین‌الملل با کمک‌های نقدی و مساعدت‌های دارویی و اعزام متخصصین آتش‌نشانی در سطحی که معمولاً برای زلزله‌های بزرگ و خشک‌سالی‌ها اختصاص داده می‌شود، به این حادثه واکنش نشان داد. تولید ناخالص ملی اندونزی به خاطر زوال توریست و صنایع وابسته به جنگل ۲/۵ درصد کاهش یافت.

ایالت متحده

(پینی، ۱۹۸۲؛ رومی و دسپین، ۱۹۸۹؛ *فایروایز*، ۱۹۹۲؛ *تینک کوست تیم*، ۲۰۰۱)^۳

تاریخچه آتش‌سوزی در ایالت متحده

در شمال آمریکا تنها ۱۳ آتش‌سوزی بیش از ۴۰۰۰۰۰ هکتار اراضی را به آتش کشیدند. در طی قرن بیستم، تقریباً تمام این قبیل آتش‌سوزی‌های بزرگی که در نتیجه آتش‌سوزی کنترل شده یا طبیعی رخ داده‌اند، در برخی مکان‌ها می‌توانستند قابل کنترل باشند. تقریباً تمام فصول آتش‌سوزی‌های شدید بعد از وقوع خشک‌سالی‌ها قرار داشتند. شدت هر آتش‌سوزی لزوماً به رشد زیست توده‌ها در طول فصول بارانی بستگی ندارد، بلکه به فراهم بودن برگ‌های ریخته شده خشک یا مواد بر جای مانده ناشی از امراض یا هجوم حشرات، طوفان‌های بادی، آتش‌سوزی‌های قبلی یا پاک‌سازی زمین، بستگی دارد. این مسأله به خوبی تشخیص داده شده است. برای مثال در سال ۱۹۳۸ هاریکان *نیوانگلند* که در فصل دوم ذکر شد، انبوهی از خرابی را به شکل درختان ریشه‌کن شده و شاخه‌های شکسته بر جای گذاشت. اقدامات مهمی در راستای پاک‌سازی مواد بر جای مانده از این طوفان، قبل از این که منجر به آتش‌سوزی‌های جنگلی شود، انجام گرفته است. بازسازی و احیاء مناطق دچار آتش‌سوزی، ده‌ها سال طول می‌کشد و تجدید حیات این نواحی نیز به طور خاصی آنها را مستعد آتش‌سوزی‌های آتی می‌سازد. در آمریکای شمالی آتش‌سوزی‌های گسترده از قبیل *تیلاموک در اورگن*^۴، در ابتدای سال ۱۹۳۳ شروع شد و موجب آتش‌سوزی‌های متعددی در طی ۳۰ سال بعدی شدند. سرخ‌پوست‌هایی که برای کشاورزی، جمع‌آوری هیزم، شکار و دفاع جنگل را پاک‌سازی و یا آتش می‌زدند، علت بسیاری از آتش‌سوزی‌های اولیه در تاریخ آمریکای شمالی بودند. بنابراین جنگل‌هایی که سفیدپوستان با آن روبرو شدند، مکان‌های پارک مانند و فضاهای بازی بودند. اروپاییان ساکن این مکان‌ها بسیاری از شیوه‌های آتش بومیان آمریکایی را پذیرفتند ولی با نادیده گرفتن برخی از این شیوه‌ها باعث احیای جنگل در بخش‌های بزرگی از شمال شرقی گردیدند که این خود موجب شروع دوره‌هایی از آتش‌سوزی‌های بزرگ مقیاس شد. فرایند مشابه‌ای نیز به دنبال کاهش آتش‌سوزی‌های تجویز شده (ابتدا به وسیله فعالان در زمینه *ترباتین* و سپس به وسیله قطع کنندگان درختان در جنگل‌های سوزنی برگ جنوب شرقی) ایجاد گردید. چشمگیرترین تأثیرات در علف‌زارها مشاهده شده، جایی که جنگل‌ها به علف‌زار تبدیل شده‌اند، همچنان که زمین‌ها نیز یا زیر کشت رفتند یا به مرتع تبدیل گردیدند. با توسعه شهری در جنوب کالیفرنیا، علف‌زارها صرفاً به خاطر زیباسازی درخت‌کاری شدند. در تمامی موارد، اروپایی‌ها سعی داشتند برای محافظت از زیستگاه‌های خود چرخه‌های آتش‌سوزی طبیعی را به کلی متوقف سازند.

شروع جنگل‌سوزی در مناطق جنگل‌کاری شده ایالت متحده خیلی چشمگیر بود. آتش‌سوزی‌های فاجعه‌باری که شمال شرقی را در سال ۱۸۸۰ درنوردیدند، سیاست‌های جدیدی را برای جلوگیری از اسکان در مناطق جنگلی ضروری کردند. این

1- Garuda

2- Medan

3- Pyne; Romme & Despain; Firewise; ThinkQuest Team

4- Tillamook in Oregon

آتش‌سوزی‌ها در طبیعت / ۲۱۷

سیاست باعث کاهش آتش‌سوزی‌ها و جمع‌آوری سوخت‌های جنگلی شد که عامل آتش‌سوزی ۴۰۰۰۰۰ هکتار از جنگل‌های نیویورک تا **میامی** می‌شدند. آتش به عنوان خطری برای ذخایر الوار و کاهش سیلاب‌های حوضه‌ای محسوب می‌شود. تمامی اینها منجر به یک تلاش هماهنگ برای راه‌اندازی دیدبانی آتش در شمال شرقی و به تصویب رسیدن قانون **ویکزاکت**^۱ در سال ۱۹۱۱ به منظور محافظت از کانال‌های قابل کشتی‌رانی و حمایت مالی از فعالیت‌های آتش‌نشانی شد. این اقدامات و تلاش‌ها (به همراه شکل‌گیری ارتش غیر نظامی حفاظت از محیط زیست^۲ در دهه ۱۹۳۰) باعث کاهش آتش‌سوزی‌های گسترده در زمین‌های بکر و خالی از سکنه شد؛ با وجود این، شهرنشینی در نواحی جنگلی افزایش یافت. اولین جنگل‌سوزی شهری در اکتبر سال ۱۹۴۷ در **بارهاربور** در ایالت **مین** اتفاق افتاد. بیش از ۲۰۰ ساختمان در آتش سوختند و ۱۶ نفر جانشان را از دست دادند. این وضعیت در سال ۱۹۶۳ در منطقه‌ی وسیع‌تری تکرار شد زمانی که آتش‌سوزی حومه‌ی نیویورک و **فیلا دلفیا** را در معرض خطر قرار داد و در **لانگ آیلند** و **نیوجرسی** بیش از ۶۰۰ ساختمان را نابود ساخت. این آتش‌سوزی منجر به ادغام واحدهای آتش‌نشانی شهری در سیستم آتش‌نشانی ایالتی و امضای توافق‌نامه بین ایالتی برای مساعدت‌های لازم در جلوگیری از آتش‌سوزی شد. تا دهه ۱۹۷۰ این قانون دوم در سطح ملی و بین‌المللی گسترش و اشاعه یافت. امروزه آتش‌سوزی بوته‌زارها همچنین مناطق شهری جنوب کالیفرنیا را به ستوه آورده است، این بوته‌زارها از دهه ۱۹۵۰ که مورد تجاوز و دست‌اندازی قرار گرفتند مستعد آتش‌سوزی شدند. به دلیل مشخص نبودن مسئولیت سازمان‌ها برای جلوگیری از آتش‌سوزی، توجه کمتری به طراحی و ترکیب ساختمان‌ها می‌شد. در نتیجه هزینه‌ی عملیات آتش‌نشانی در جنوب کالیفرنیا به سطح بالایی رسید. در سال ۱۹۷۹ آتش‌سوزی تپه‌های هالیوود و کوهستان‌های **ساتامونیکا** موجب به‌کارگیری ۷۰۰۰ مأمور آتش‌نشانی با هزینه یک میلیون دلار در هر روز به مدت یک ماه شد.

در جنوب شرقی ایالت متحده تا سال ۱۹۳۰، جنگل‌کاری مجدد و احیای جنگل‌ها باعث پدید آمدن ذخایر عظیمی از زیست‌توده‌هایی (**بیومس**) شد که در طی خشک‌سالی‌ها به آتش‌سوزی‌های بزرگ دامن می‌زدند. در سال ۱۹۳۲-۱۹۳۰، شهرهای **کنتاکی**، **ویرجینیا**، **جورجیا** و **فلوریدا** متحمل آتش‌سوزی‌های ویران‌کننده‌ای شدند. در سال ۱۹۵۲ در سراسر کنتاکی و ویرجینیا غربی ۸۰۰۰۰۰ هکتار از جنگل‌ها، در سال ۱۹۵۴-۱۹۵۵ در باتلاق **اوکی فناکی** ۲۰۰۰۰۰ هکتار و در سال ۱۹۵۵ در **کارولینای شمالی** ۲۴۰۰۰۰ هکتار از جنگل‌ها، طعمه حریق شدند. این حوادث منجر به تأسیس یکی از کارآمدترین سازمان‌های آتش‌نشانی کشور در کارولینای شمالی و تأسیس اولین مرکز تحقیقات آتش‌سوزی در جورجیا شد. این ایستگاه شیوه‌هایی ملی در آتش‌سوزی‌های تجویز شده تولید کرد.

در جنگل‌های بکر ایالت‌های کنار دریاچه‌ها نیز آتش‌سوزی‌های مشابهی رخ داده، که شمار کشته‌شدگان هولناک بوده است. در اینجا؛ آتش‌سوزی‌های فاجعه‌بار در نتیجه‌ی ورود اولین ساکنان به منطقه همراه با شرکت‌های چوب‌بری و راه‌آهن رخ داده‌اند. قطع درختان موجب جمع‌آوری مقادیر زیادی از سوخت به شکل شاخ و برگ بر روی زمین در جنگل‌ها شده و راه‌آهن‌ها باعث تولید جرقه‌هایی ناشی از دودکش قطارها می‌شوند. با وجود این که ساکنان منطقه گروه‌هایی را برای رویارویی با حادثه تشکیل دادند در بین سال‌های ۱۸۷۰ و ۱۹۳۰ آتش‌سوزی‌های بزرگ یکی پس از دیگری با الگوی یکسان منطقه را درنوردیدند. اکثر این آتش‌سوزی‌ها در فصل پاییز و پس از یک خشک‌سالی تابستانه رخ می‌دادند. بزرگ‌ترین و وحشتناک‌ترین آتش‌سوزی‌ها در سال‌های ۱۸۷۱، ۱۸۸۱، ۱۸۹۴، ۱۹۰۸، ۱۹۱۰، ۱۹۱۱، ۱۹۱۸ اتفاق افتاده‌اند. آتش‌سوزی‌های **پشتیگو**^۳ و **هامبولت** در سال ۱۸۷۱ به ترتیب موجب مرگ ۱۵۰۰ و ۵۱۱ نفر در **ویسکانسین** شدند؛ آتش‌سوزی میشیگان در ۱۸۸۱ چند صد نفر، در **هینکلی** در ایالت **مینه‌سوتا** ۴۱۸ نفر و در نهایت آتش‌سوزی **کلوکیت**^۱ در مینی‌سوتا در ۱۹۱۸، ۵۵۱ نفر را به کام

1- weeks Act

2- Civilian Conservation Corps(CCC)

3- Peshtigo

هینکلی در ایالت مینه‌سوتا ۴۱۸ نفر و در نهایت آتش سوزی کلوکیت^۱ در مینی‌سوتا در ۱۹۱۸، ۵۵۱ نفر را به کام مرگ کشاند. آتش سوزی‌ها در این مناطق آنقدر متداول بوده‌اند، که اکثر ساکنان به هشدارهای آتش سوزی بی‌توجه و با خونسردی برخورد می‌کردند.

آتش سوزی‌های بزرگ سال ۱۸۷۱، اولین و به مراتب بزرگ‌ترین آتش سوزی‌هایی بودند که در ایالت‌های کنار دریاچه رخ دادند. عجیب آنکه این آتش سوزی‌ها در اکتبر و همزمان با آتش سوزی بزرگ شیکاگو اتفاق افتادند. هفته‌ها قبل از این آتش سوزی، بیشتر نواحی حومه شهر به طور پیوسته مشتعل بود. تقریباً تمام مردان قوی بنیه برای جلوگیری از آتش سوزی به کارگرفته شدند و بسیاری از ساکنان منطقه روش‌های جدیدی برای محافظت از ساختمان‌ها ابداع نمودند. در ۸-۹ اکتبر آتش سوزی تبدیل به طوفان آتش شد که به ندرت و در موارد بسیار کمی مشاهده می‌شود. شعله‌های آتش ۶۰ متر به هوا می‌رفتند و با سرعت ثابت ۱۶-۱۰ کیلومتر در ساعت به وسیله لکه‌های آتش، تابش‌های شدید و جریان‌های بالا رونده به داخل یک طوفان چرخان کشیده می‌شدند و پیش می‌رفتند. به دلیل دود غلیظ، ریزش شاخه‌های آتش گرفته، خاکستر، احتراق توده‌های آتشین و انفجار گازها نزدیک شدن به آتش غیرممکن بود. بادهایی با سرعت ۱۳۰-۱۰۰ کیلومتر در ساعت باعث جمع شدن تنه‌های درختان، واگن‌ها و لاشه‌های در حال سوختن روی همدیگر شد. آتش با غرش‌های شدید و کشنده، شبیه تندرهای پیوسته یا آتش توپخانه‌ها پیشروی می‌کرد. صدها نفر که در زیر زمین‌ها پنهان شده بودند دچار خفگی و آن‌هایی که در بستر قبلی دریاچه‌ها (که بر اثر خشک‌سالی به زمین‌های باتلاقی قابل اشتعال تبدیل شده بود) پناه گرفته بودند، تا سرحد مرگ سوختند یا به وسیله سُم حیواناتی که به این پناهگاه‌ها هجوم می‌آوردند، له شدند. مطمئناً آتش سوزی‌های دریاچه (جنگل‌های حاشیه دریاچه‌های بزرگ) در تاریخ مکتوب، بزرگ‌ترین و شدیدترین آتش سوزی‌ها هستند و چگونگی آسیب‌پذیری هر جنگل را تحت شرایط اقلیمی مناسب و فراهم بودن سوخت نشان می‌دهند.

حوادث اخیر

علی‌رغم تلاش‌های انجام شده جهت تشخیص رژیم آتش سوزی و جلوگیری از گسترش شهرها در حریم جنگل‌ها، همیشه آتش سوزی در آمریکای شمالی یک مخاطره بزرگ محسوب می‌شود. سه واقعه در سال‌های اخیر این مشکلات را تشریح می‌کند؛ آتش سوزی یلواستون در سال ۱۹۸۸، به دلیل به چالش کشیدن حامیان آتش سوزی طبیعی در مقابل کسانی که مخالف هر نوع آتش سوزی هستند؛ آتش سوزی ۲۰ اکتبر سال ۱۹۹۱ در اوکلند، به خاطر مخاطره شهری آن، و آتش سوزی سال ۲۰۰۰، به دلیل اینکه گستردگی مشکلات در طول خشک‌سالی‌های منطقه‌ای را نشان می‌دهد.

آتش سوزی یلواستون به دلیل شدت آن چشمگیرتر بود. در آتش سوزی ۲۰ آگوست سال ۱۹۸۸ نواحی بیشتری نسبت به هر آتش سوزی قبل از سال ۱۸۷۲، سوختند. این آتش سوزی در ماه ژوئن به سبب یک صاعقه بود که به دنبال ۶ سال بارندگی بالاتر از میانگین رخ داده. در ماه اول آتش سوزی‌ها را آزاد گذاشتند ولی در اواسط ماه ژوئن، بعد از این که ۳۵ کیلومتر مربع از نواحی جنگلی را سوزاند، تصمیم به کنترل آن گرفتند. یک هفته بعد وسعت این ناحیه دو برابر شد و علی‌رغم تلاش‌های گسترده برای متوقف کردن آتش در یک ماه بعد ۱۶۰۰ کیلومتر مربع از جنگل‌ها خاکستر شدند. دلیل افزایش قابل توجه آتش سوزی شرایط خشک‌سالی بود که بدترین آن در دهه ۱۹۳۰ رخ داد. علی‌رغم تلاش ۹۰۰۰ مأمور آتش‌نشانی برای متوقف کردن آتش، بادهایی با سرعت ۱۶۰ کیلومتر در ساعت آتش سوزی را شدت بخشیدند. تا اواسط ماه آگوست با دمای فراتر از ۳۲ درجه سانتی‌گراد حداقل هشت آتش سوزی جداگانه با سرعت ۲۰ کیلومتر در هر روز در حال پیشروی بودند. در این آتش سوزی ۵۶۶۶ کیلومتر مربع از اراضی جنگلی در آتش سوخت. برخی از چشم‌اندازهای طبیعی در ایالت متحده برای دهه‌ها

زخم خورده بودند و از لحاظ نگرش؛ بحثی در خصوص برخورد با آتش‌سوزی در میان کسانی که طرفدار سیاست عدم مداخله در آتش‌سوزی و کسانی که طرفدار سرکوب کامل آتش‌سوزی‌ها بودند، در گرفت. طرفداران نظریه عدم مداخله در تایید نگرش خود به این مسأله اشاره می‌کردند که در طی ۱۲ سال گذشته ۲۳۵ مورد آتش‌سوزی بر اثر اصابت صاعقه به وجود آمده است که روی هم رفته بعد از سوزاندن ۰/۴ کیلومتر مربع از اراضی جنگلی، خاموش شدند. در بزرگترین این آتش‌سوزی‌ها تنها ۳۰ کیلومتر مربع از جنگل‌ها بدون هیچ‌گونه خطر جانی نابود شدند. به تدریج مردم دریافتند که آتش‌سوزی‌های سال ۱۹۸۸ نشانه‌ای از برقراری مجدد نظم طبیعی بوده است، نظمی که در طی یک قرن به هم خورده بود. به مدت یک قرن یا بیشتر، جلوگیری از آتش‌سوزی‌ها باعث توسعه و گسترش بیش از حد اکوسیستم می‌شود؛ اکوسیستمی که در غیر این صورت هر ۱۰ تا ۲۰ سال با آتش‌سوزی‌ها به وضعیت طبیعی‌تری باز می‌گردد. اراضی جنگلی واقع در منطقه *یلواستون*، نسبت به قبل بیشتر قابل اشتعال شده‌اند. این امر به این دلیل است که جنگل‌های قدیمی حاوی مقدار بیشتری از زیست توده‌های غیرفعال در سطح زمین بوده و به همین سبب مستعد آتش‌سوزی در تاج جنگل‌ها هستند، زیرا درخت‌های بلندتر شاخه‌های خشک هرس نشده‌ای در پایین دارند. آتش‌سوزی *یلواستون* در دهه ۱۹۳۰ به این حدود رسید. شرایط اقلیمی معتدل و ترویج فرهنگ جلوگیری از آتش‌سوزی، وضعیت مستعد آتش‌سوزی را افزایش دادند. روش‌های جلوگیری از آتش‌سوزی شامل تکنولوژی‌های تشخیص دود و اقدامات دلاورانه بود. با رصد مناظر زمین از بالا به وسیله هواپیماها و هلی‌کوپترها اولین نشانه از هر آتش‌سوزی را حتی در دورترین مناطق به سرعت خاموش می‌کردند و ظرف چند ساعت مأموران آتش‌نشانی با چتر بر روی این مناطق فرود می‌آمدند. تمام آتش‌سوزی‌ها تا ساعت ۱۰ صبح خاموش شدند. آتش‌سوزی سال ۱۹۸۸ بخشی از یک چرخه طبیعی ۲۰۰-۳۰۰ ساله آتش‌سوزی بود، که به سبب جلوگیری مؤثر ۴۰-۳۰ سال به تعویق افتاده بود.

مخالفان نظریه ممانعت از آتش‌سوزی معتقد بودند که با آتش‌سوزی تجویزی باید به طبیعت کمک کرد. آنها عنوان می‌کنند که اگر جنگل‌های *یلواستون* به صورت مصنوعی و تحت شرایط هوایی نامساعد از نظر آتش‌سوزی دچار حریق عمدی می‌شدند، در آن صورت دودی که چشم‌اندازها را پوشاند و سلامت جامعه را به خطر انداخته و مانع حضور توریست‌ها به این منطقه شد دیگر با این شدت وجود نداشت. آتش‌سوزی *یلواستون* موجب این عقیده شد که مناظر یا چشم‌اندازهای جنگلی، سوخته یا نسوخته، ارزش‌های متفاوتی برای جلب توجه گروه‌های مختلف دارند.

آتش‌سوزی *اوکلند*، واقع در کالیفرنیا، در ماه اکتبر سال ۱۹۹۱ اولین آتشی نبود که منطقه را درنوردید. سال ۱۹۲۰ تا ۱۹۹۵ بیش از ۳۵۰۰ ساختمان در *ایست بی هیلز*^۱ بر اثر آتش‌سوزی نابود شدند (در سال ۱۹۲۳ در شدیدترین حادثه ۵۸۴ خانه ویران شده بود) این سیطره آتش‌سوزی شهری به سبب پوشش گیاهی مستعد آتش‌سوزی، مثل اکالیپتوس‌ها شدت یافت. درخت‌های کاج *مانتری*، بلوط‌های کوتاه، علف و گونه‌های تزئینی از قبیل سرو کوهی و گیاه سدر نیز در این منطقه وجود داشتند. تمام این گونه‌ها تا حد زیادی قابل اشتعال هستند و شعله‌های شدیدی را پدید می‌آورند و به راحتی به خاکسترهای داغ قابل وزیدن تبدیل می‌شوند. شرایط هوایی این آتش‌سوزی‌ها را شدت بخشید. این منطقه ۵ سال با خشک‌سالی روبه‌رو بود، صرف نظر از این، در زمستان گذشته به سبب سرمای زیر صفر درجه، مقدار گیاهان خشک شده در جنگل افزایش یافته بود. روزی که طوفان آتش اتفاق افتاد، رطوبت نسبی تا ۱۶ درصد کاهش و دمای هوا تا ۳۳ درجه سانتی‌گراد افزایش یافت. گرم‌بادهای محلی موجب افزایش طوفان آتش شدند. این گرم‌بادها بر روی ناهمواری‌های محلی متلاطم شده و سرعت آنها به ۹۰ کیلومتر در ساعت رسید. در نهایت، توسعه لایه وارونگی در محدوده‌ی اتمسفر پایینی در ارتفاع کمتر از ۱۰۰۰ متر، گرمای ناشی از آتش‌سوزی و گرمای قبلی گیاهان در پیشاپیش شعله‌های آتش را حفظ کرد.

این فاجعه در ۱۹ اکتبر سال ۱۹۱۱ بر روی تپه‌های بالای *اوکلند* به صورت یک آتش‌سوزی کوچک در علفزارها شروع شد. این آتش به راحتی کنترل شد ولی شعله‌های آن همچنان در زیر فرشی به ضخامت ۲۰ سانتی‌متری در زیر کاج‌های سوزنی برگ روشن ماند. در ساعت ۴:۵۰:۱۰ صبح در ۲۰ اکتبر شعله‌های آتش مجدداً ظاهر و به یک آتش سرکش تبدیل شدند که سه روز به طول انجامید و بدترین فاجعه آتش‌سوزی شهری را در تاریخ ایالت متحده رقم زد. ظرف مدت ۱۵ دقیقه از شعله‌ور شدن مجدد، آتش به یک طوفان آتشی تبدیل و هوای خاص خودش را ایجاد کرد و در امتداد چندین جبهه شروع به پیشروی کرد. طی ۳۰ دقیقه هشت ایستگاه پمپاژ آب و ده مخزن آب به خاطر قطع برق از کار افتادند. ظرف یک ساعت گسترش آتش‌سوزی (با سرعت ۱/۶۷ متر در ثانیه) ۷۹۰ ساختمان را نابود کرد. منابع آتش‌نشانی محلی رو به پایان بودند و درخواست گسترده برای کمک صادر شد. ۸۸ تانکر آتش‌نشانی، ۶ هواپیما، ۱۶ هلی‌کوپتر و بیش از ۱۴۰۰ مأمور آتش‌نشانی به مقابله با آتش‌سوزی پرداختند. با وجود پاسخ مثبت به تقاضای کمک، سیستم شیلنگ‌های واحدهای آتش‌نشانی خارج از منطقه که به کمک آمده بودند با سیستم شیر آب آتش‌نشانی *اوکلند* هم‌خوانی نداشت. ظرف مدت ۱۲ ساعت اول شبکه ارتباطی میان واحدهای امدادی قطع شد، چون خطوط ارتباطی خیلی مشغول بودند و دشت‌های ناهموار مانع ارتباط رادیویی و بی‌سیم می‌شدند. وسایل نقلیه رها شده، جاده‌های کم‌عرض، خطوط قطع شده برق و دود غلیظ گیرافتاده در لایه‌ی وارونگی، مانع تلاش مأموران آتش‌نشانی بودند. چنین محدودیت‌هایی، تخلیه شهروندان را به تعویق انداخت. ۱۹ نفر از کسانی که سعی داشتند از منطقه خطر بگریزند جانشان را از دست دادند. ۱۱ نفر از این قربانیان به خاطر گیرافتادن در ترافیک جان باختند. تا پایان روز اول ۱۰ منبع کلیدی آب تخلیه شدند و مأموران آتش‌نشانی برای تأمین آب به تانکرها روی آوردند. در نهایت آتش‌سوزی‌ها به این دلیل خاموش شد که به زمین‌های هموار رسید و با از بین رفتن باد با کاهش سرعت مواجه شد. بعد از سه روز شعله‌ور بودن، طوفان‌های آتشی ۴/۶ کیلومتر مربع از محله‌های مرفه را سوزاندند، همچنین ۳۴۶۹ خانه به ارزش ۴/۶ میلیارد دلار آمریکا نابود، ۱۵۰ نفر زخمی و ۲۵ نفر جانشان را از دست دادند.

به دنبال رویداد لانینو سال ۱۹۹۹-۱۹۹۸ در ایالت متحده، فصل آتش‌سوزی سال ۲۰۰۰ به سبب خشک‌سالی‌های گسترده از فلوریدا در جنوب‌شرق تا واشنگتن در شمال‌غربی را تحت تأثیر قرار داد. در سراسر کشور ۱۲۲۸۲۷ مورد آتش‌سوزی ۳۴۰۰۰ کیلومتر مربع را به آتش کشیدند (دو برابر بیش از میانگین سالانه). ۸۶۱ ساختمان را نابود کردند، موجب مرگ ۱۱ نفر و ۴/۶ میلیارد دلار هزینه‌ی آتش‌نشانی شدند. در نقطه‌ی اوج فصل آتش‌سوزی در *فلوریدا* روزانه بیش از ۵۰۰ مورد آتش‌سوزی طبیعی رخ می‌داد. ۸۰ مورد از آتش‌سوزی‌های بزرگ در شمال‌غربی اتفاق افتاد. این وضعیت و گستردگی آن باعث به‌کارگیری تمامی ظرفیت آتش‌نشانی کشور شد. در فصل آتش‌سوزی در ۲۹ اگوست ۱۲۴۹ ماشین آتش‌نشانی، ۲۲۶ هلی‌کوپتر، ۴۲ تانکر هوایی و ۲۸۴۶۲ نفر با آتش مبارزه کردند. سرانجام مجبور شدند نیروها و تجهیزات کانادا، مکزیک، استرالیا و نیوزیلند را نیز به همکاری دعوت کنند. در ماه اکتبر سال ۲۰۰۳ در جنوب کالیفرنیا ۱۵ آتش‌سوزی، ۳۰۰۰ کیلومتر مربع از اراضی جنگلی، ۳۶۴۰ خانه و ۱۱۷۴ از دیگر ابنیه‌ها را طعمه حریق ساخت (شکل ۷-۶).

آتش‌سوزی‌های اخیر منجر به تغییر روش رویارویی با آتش‌سوزی‌ها در ایالات متحده شدند. قبل از آتش‌سوزی *یلواستون* در سال ۱۹۸۸، اولویت با جلوگیری از آتش‌سوزی بود. این امر باعث جمع‌آوری مقادیر زیادی از مواد سوختی شد، ولی وقتی الزاماً آتش‌سوزی در گرفت باعث طوفان‌های آتشین بسیار شدیدی گردید. از آن زمان به بعد در سیستم مدیریت، حفاظت از انسان و دارایی‌ها به ترتیب اولویت اول و دوم را می‌یافتند. همچنین در آتش‌سوزی محیط‌های شهری، برنامه‌های کاهش مواد سوختی و برنامه‌های آموزشی کاهش مخاطرات تأکید شد. با این‌که اساساً نهادهای دولتی و سازمان‌ها، مسئول مدیریت بحران آتش‌سوزی هستند، مالکان خصوصی نیز در خصوص جلوگیری از آتش‌سوزی و محافظت از مناطق دارای پوشش گیاهی شهری مورد آموزش و تشویق قرار گرفتند. نکته جالب این است که امروزه آتش‌سوزی را به عنوان یک فرایند طبیعی حیاتی

برای سلامت اکوسیستم‌ها می‌شناسند. اداره جنگل بانی یک سیاست جدید در مدیریت آتش‌سوزی که آتش ۲۱ نامیده می‌شود، به وجود آورد. به جز در مواردی که آتش‌سوزی انسان‌ها و اموال و دارایی‌های آنها را در معرض خطر قرار می‌دهد، به آتش‌سوزی‌ها اجازه داده می‌شود به عنوان بخشی از قوانین بوم‌شناختی طبیعی به نقش خود عمل کنند.



شکل ۶-۷ نمایش هوایی از خرابی کلی در املاک و مسکن در پی آتش‌سوزی کالیفرنیا جنوبی در تاریخ ۲۹ اکتبر ۲۰۰۳- به تنها خانه صدمه ندیده در عکس دقت کنید. (عکس ۰۳۱۰۲۹ - 013 - 4441P - N گرفته شده توسط عکاس مایکل جی پانسیک، دانشجوی سال سوم نیروی دریایی ایالات متحده مامور شده به «گلدن گیتور» نیروی رزمی هلیکوپتر، اسکادران هشتماد و پنج (85 - HC) - با کسب اجازه از مدیر سرویس اخبار بصری نیروی دریایی، دفتر اطلاعات نیروی دریایی ایالات متحده؛

<http://www.news.navy.mil/list_single.asp?id=10314>

استرالیا

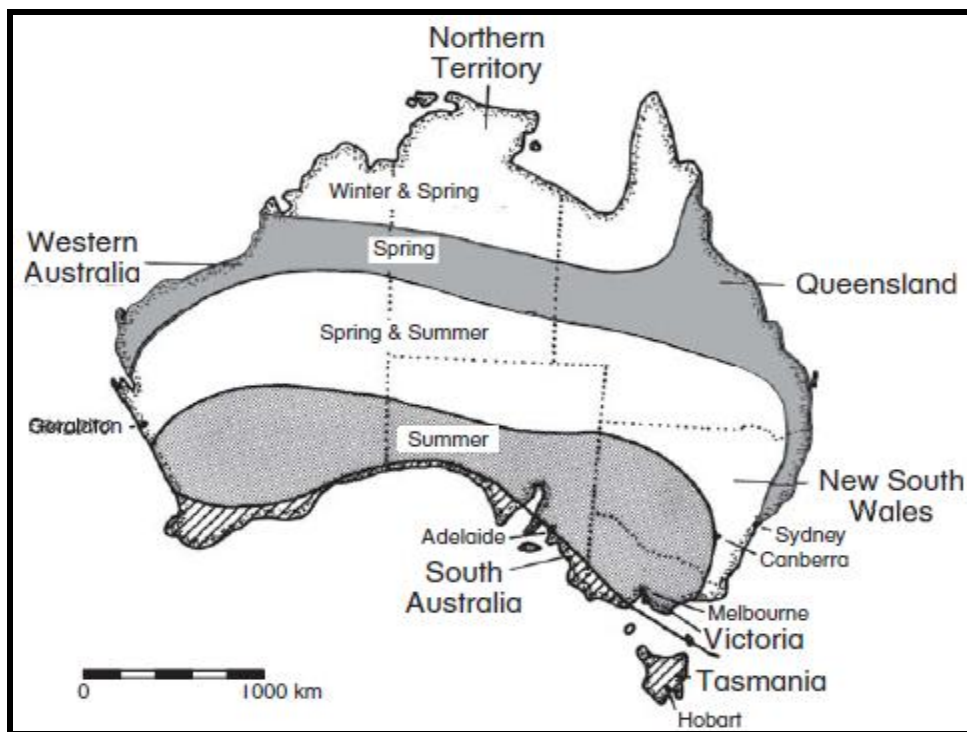
(لاکی و مک آرتور، ۱۹۷۸؛ پاول، ۱۹۸۳؛ الیور و همکاران، ۱۹۸۳؛ ویس و جنتلت، ۱۹۸۴؛ ویستر، ۱۹۸۶؛ پینی، ۱۹۹۱)^۱

شرایط

آتش‌سوزی امروزه بوت‌زارهای استرالیا حوادثی بی‌نظیرند، زیرا یادآور آتش‌سوزی‌های کشنده‌ی هستند، که تنها در ایالت متحده و کانادا قبل از دهه ۱۹۴۰ رخ می‌داده‌اند. این آتش‌سوزی‌ها به خاطر ماهیت قابل اشتعال پوشش گیاهی جنگل‌های استرالیا، حوادث بی‌نظیری در سطح جهانی، محسوب می‌شوند. آتش‌سوزی‌های بوت‌زارهای استرالیا از لحاظ اندازه با بزرگ‌ترین آتش‌سوزی‌های ثبت شده در آمریکای شمالی قابل مقایسه هستند. در حالی که امروزه در آمریکای شمالی به خاطر فرایندهای مؤثر تخلیه و ماهیت سکونتگاه‌ها شمار تلفات انسانی خیلی پایین است ولی به نظر می‌رسد در استرالیا به خاطر گسترش جمعیت شهرها در نواحی ناهموار بوت‌زارها، شمار تلفات انسانی در حال افزایش است. همان‌طور که اشاره شد جنگل‌سوزی‌های طبیعی در شمال کانادا، به صورت آزادانه، رها می‌شوند ولی در استرالیا تلاش‌های زیادی جهت خاموش کردن آتش‌سوزی‌ها شکل می‌گیرد با این حال برخی از تپه‌های غیر قابل دسترسی، شعله‌ور باقی می‌مانند. اگر مسیر این آتش‌سوزی‌ها تحت تأثیر بادهای شدید تغییر کند، به طور مستقیم موجب ایجاد مخاطره شده، در غیر این صورت به دلیل تهیه‌ی منشأ لکه‌های آتش، در ورای محدوده‌ی جبهه اصلی آتش‌سوزی به صورت غیرمستقیم موجب خطر می‌شوند. آتش‌سوزی بوت‌زارهای استرالیا به خاطر قابلیت اشتعال زیاد بوت‌زارها غیر قابل کنترلند. دو مورد از شدیدترین آتش‌سوزی‌های خانه‌مان سوز، در **هویارت** واقع در جنوب استرالیا سال ۱۹۶۷ و ۱۹۸۳ رخ دادند.

نقشه‌ی شکل ۷-۷ نشان می‌دهد که رخداد مکانی آتش‌سوزی‌ها در استرالیا به طور فصلی کنترل می‌شوند. مناطق حاره‌ای استرالیا دارای آتش‌سوزی فصلی زمستانه-بهاره هستند زیرا تابستان خیلی بارانی و مرطوب است و علف‌ها تا قبل از بهار خشک نمی‌شوند. آتش‌سوزی فصلی در تمام مدت بهار به سمت جنوب و در سراسر قاره در امتداد سواحل پیشروی می‌کند. در

اواخر فصل بهار- تابستان، آتش‌سوزی فصلی در یک مسیر که از **جرالتون^۱** تا **کانبرا** و **سیدنی** کشیده می‌شود، به نقطه اوج می‌رسد. تا اواسط تابستان، این منطقه به سوی بخش جنوبی قاره حرکت می‌کند. در این زمان، به خاطر استقرار پرفشار قطبی سیار بر روی دریای **تاسمانی**، بادهای گرم و خشک از مناطق غیر ساحلی به سمت مناطق ساحلی وزیدن می‌گیرد (شکل ۷-۳). به لحاظ تاریخی، این شدیدترین زمان آتش‌سوزی بوته‌زارها و بزرگ‌ترین زمان تلفات جانی در استرالیا است. در نهایت، انتهای ترین مناطق جنوبی قاره، هنگامی که پوشش گیاهی در اواخر تابستان خشک شده، با آتش‌سوزی بوته‌زارها، روبه‌رو می‌شوند.



شکل ۷-۷ الگوی آتش‌سوزی فصلی بوته‌زارها در استرالیا (پس از لاک و مک آرتور، ۱۹۷۸).

آتش‌سوزی بوته‌زارها الزاماً به فصول نشان داده شده در شکل ۷-۷ محدود نمی‌شوند. با مرکزیت دوره زمانی بهاره و تابستانه، آتش‌سوزی‌های بزرگی نیز در پاییز رخ داده است. برای مثال، در سال ۱۹۸۶ بدترین آتش‌سوزی بوته‌زارها در اوایل ماه آوریل، به دنبال یک تابستان خشک و دمای بی‌سابقه در این ماه رخ داد.

حوادث تاریخی

بدترین و شدیدترین آتش‌سوزی‌های تاریخ استرالیا که به خوبی ثبت شده‌اند، در کمر بند مستعد آتش‌سوزی جنوب استرالیا جنوبی و **ویکتوریا** رخ داده‌اند. در ۱۴ فوریه سال ۱۹۲۶، آتش‌سوزی‌ها تحت شرایط دمای بیش از ۳۸ درجه سانتی‌گراد و رطوبت نسبی کمتر از ۱۵ درصد، مشتعل شدند. بر اثر این حادثه شش نفر جان خود را از دست دادند و تعداد بی‌شماری از مزارع، خانه‌ها و کارخانه‌های چوب‌بری طعمه حریق شدند. در آتش‌سوزی فصلی سال ۱۹۳۱-۱۹۳۲، ۲۰ نفر جان باختند. آتش‌سوزی‌های ۱۳ ژانویه سال ۱۹۳۹، در اثر شرایط هوایی بی‌سابقه‌ای رخ دادند. وقتی دمای هوا به ۴۶ درجه سانتی‌گراد رسید و رطوبت هوا تا سقف ۸ درصد کاهش یافت، آتش‌سوزی در بوته‌زارهای فوق‌العاده خشک اتفاق افتاد. در بخش جنوب شرقی کشور بیش از ۷۰ نفر در آتش‌سوزی‌های متعدد سوختند. آتش‌سوزی فصلی سال ۱۹۴۳-۱۹۴۴ یک پدیده تکراری بود. در آتش‌سوزی بوته‌زارها و علف‌زارها بیش از ۴۹ نفر به سبب هوای خشک و داغ جانشان را از دست دادند.

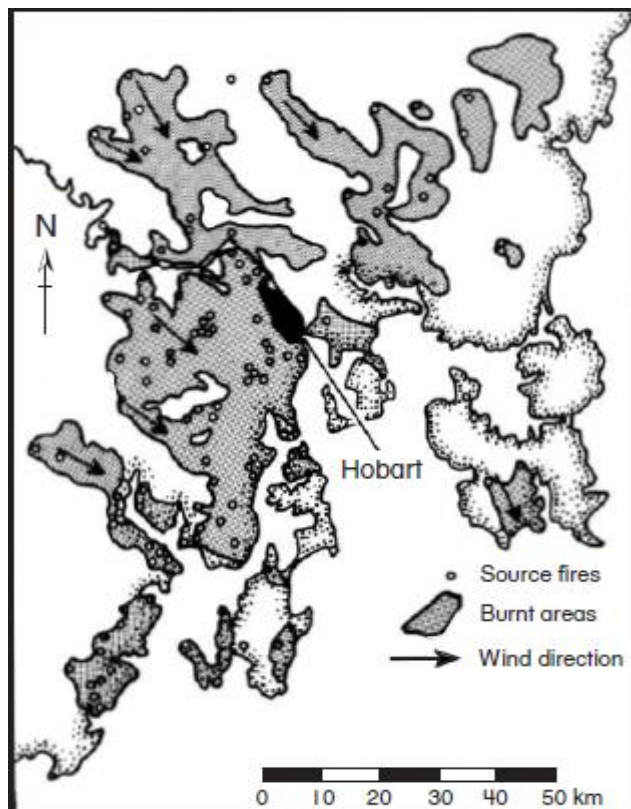
آتش‌سوزی سال ۱۹۶۲ در **داندانگ**^۱ موجب مرگ ۱۴ نفر و به سوختن ۴۵۰ خانه شد. در ۸ ژانویه سال ۱۹۶۹، در نتیجه‌ی افزایش دمای هوا تا ۴۰ درجه سانتی‌گراد و بادهایی با سرعت ۱۰۰ کیلومتر در ساعت ۳۲ نفر طعمه‌ی حریق بوته‌زارها شدند. از زمان جنگ جهانی دوم، چهار حادثه آتش‌سوزی رخ داد که به آتش‌سوزی‌های استثنایی مشهورند. آتش‌سوزی **هوبارت** در ۷ فوریه سال ۱۹۶۷، آتش‌سوزی **اش‌ونزدی** در سال ۱۹۸۳، آتش‌سوزی سیدنی در ماه ژانویه سال ۱۹۹۴ و فاجعه **کانبرا** در ۱۸ ژانویه سال ۲۰۰۳، سه آتش‌سوزی آخر در فواصل ده ساله رخ داده‌اند و یکی از چرخه‌های اقلیمی بزرگ ذکر شده در فصل دوم را نشان می‌دهند.

آتش‌سوزی **هوبارت تاسمانی** در سال ۱۹۶۷، در ادامه یک فصل بارشی فراتر از میانگین و رشد زیاد علف‌ها رخ داد. وقتی خشک‌سالی شروع و این پوشش گیاهی خشک شد، آتش‌سوزی‌های کنترل شده متعددی برای کاستن خطر آتش‌سوزی احتمالی انجام دادند و بر همین اساس در ۷ فوریه، ۸۱ مورد آتش‌سوزی در اطراف **هوبارت** ایجاد کرده و با این تصور غلط که باران آنها را خاموش می‌کند، به صورت مشتعل رها شدند (شکل ۷-۸). در آن روز دمای هوا به ۳۹ درجه سانتی‌گراد و رطوبت هوا نیز تا سطح ۱۸ درصد تقلیل یافت، چنین شرایطی در طی یک قرن مشاهده نشده بود. آتش‌سوزی‌ها به وسیله بادهای شمال‌غربی به وجود آمدند، بادهایی که با سرعت فراتر از ۱۰۰ کیلومتر در اثر الگوهای فشار نشان داده شده در شکل ۷-۳ به حرکت درآمدند. تا ظهر، آتش‌سوزی‌ها به بخش بیرونی **هوبارت** رسیده و در حال گسترش به طرف حومه شهر بودند. تا زمانی که آتش‌سوزی‌ها کنترل شدند، ۶۷ نفر جانشان را از دست دادند، ۱۴۰۰ خانه و ۱۰۰۰ مزرعه نابود و ۵۰۰۰۰ رأس دام نیز تلف شدند. شرکت‌های بیمه‌گر خسارت وارده را ۱۵ میلیون دلار استرالیا برآورد کردند. به طور مشخص آتش‌سوزی **هوبارت** نشانگر یک مخاطره طبیعی بود که با پیشرفت بشری و نگرش‌ها شدت یافت. همچنین بیانگر یک تغییر بزرگ (به سمت آتش‌سوزی شهری) در ماهیت آتش‌سوزی بوته‌زارهای این کشور است. به موجب این تصور نادرست که آتش‌نشانی کلان شهر و اداره‌های آب رسانی آمادگی رویارویی با هر گونه خطر آتش‌سوزی را دارند، محل سکونتگاه‌های شهری در **هوبارت** به داخل بوته‌زارهای زیبا و بدیع تپه ماهوری گسترش یافت. لکه‌های آتش رها شده در اطراف **هوبارت** قبل از ۷ فوریه موجب اتمام این منابع، پراکنده شدن تجهیزات در خارج از شهر و کاهش کارآمدی ارتباطات شد. در روز فاجعه بسیاری از گروه‌های مردمی مجبور شدند برای مقابله با شعله‌های آتش به منابع شخصی اتکا کنند، زیرا کمک‌های حرفه‌ای یا وجود نداشت و یا ارتباط با آنها ممکن نبود.

آتش‌سوزی‌های **اش‌ونزدی**^۲ در ۱۶ فوریه ۱۹۸۳ موجب جراحات و مرگ تعداد بسیار زیادی از مردم شد. رویداد ال‌نینو-نوسان جنوبی در سال ۱۹۸۳-۱۹۸۲ موجب بزرگ‌ترین و بدترین خشک‌سالی تا آن زمان در استرالیا شد. بوته‌زارها و علف‌زارها خشک شدند. در حالی که شرایط هوایی روز ۱۶ فوریه اغلب در تمامی طول فصل تابستان دیده می‌شود، دمای هوا در آن روز تا ۴۰ درجه سانتی‌گراد بالا رفت و همزمان وزش تند بادهایی با سرعتی بیش از ۶۰ کیلومتر در ساعت آغاز شد. پیش‌بینی‌های هواشناسی به درستی آن روز را یکی از گرم‌ترین و خشک‌ترین روزهای تابستان پیش‌بینی کرده بودند. هوای گرم و خشک به شدت از نواحی داخلی این قاره می‌وزید و در اتمسفر بالایی به وسیله‌ی جت بادهای جنب حاره‌ای تقویت می‌شد. پیش‌بینی شده بود که یک جریان هوای خنک قوی در بعد از ظهر و اوایل عصر از جنوب قاره عبور می‌کند و موجب کاهش شرایط خشکی می‌شود. ممنوعیت روشن کردن آتش هفته‌ها، تمدید شد و در تمامی جنوب شرقی استرالیا هر ساعت از طریق صدا و سیما به اطلاع مردم رسانده می‌شد. سازمان‌های اطفای حریق و افراد داوطلب در جنوب استرالیا و **ویکتوریا** و **نیوس‌ات‌ولز** نیز در حالت آماده‌باش به سر می‌برد. تمامی منابع انسانی برای رویارویی با آتش‌سوزی آماده و فراهم بود.

1- Dandenongs

2- Ash Wednesday



شکل ۷-۸- گستره آتش‌سوزی‌ها و محل لکه‌های آتش قبل از آتش‌سوزی‌های بوته‌زارهای هوبارت، تاسمانی در ۷ فوریه ۱۹۶۷ (اقتباس از چنی، ۱۹۷۹).

با وجود این در آن روز افراد کمی بودند که می‌توانستند آتش را متوقف سازند. تا ظهر، آتش بیشتر نواحی **آدلاید** را محاصره کرده بود. در ساعت ۳:۳۰ دقیقه بعد از ظهر جریان هوای خنک رخ داد. این جریان، دمای هوا را تا ۱۰ درجه سانتی‌گراد پایین آورد ولی موجب افزایش سرعت بادهای شده و آتش را به سمت شمال شرقی منحرف ساخت. در **ویکتوریا** آتش‌سوزی‌ها در اطراف کوه **ماسدون**^۱ در شمال **ملبورن** و در رشته‌کوه‌های **دانداننگ** در شرق، همراه با بادهای گرم و خشک شمال‌غربی که با سرعت ۷۰ کیلومتر در ساعت در حال وزیدن بودند، شروع شد. آتش‌سوزی‌های دیگری نیز در بوته‌زارهای غرب ویکتوریا و در باریکه‌ی تفرجگاهی ساحلی در غرب **جیلانگ**^۲ پدید آمدند. مأموران آتش‌نشانی، به سرعت کنترل اوضاع اکثر آتش‌سوزی‌ها به جزء ۸ مورد از ۹۳ مورد را در دست گرفتند. جریان هوای خنک برخلاف انتظار به جای این‌که موجب آسایش و بهتر شدن شرایط گردد، آتش‌سوزی‌ها را به یک دوزخ تبدیل کرد. جبهه‌های آتش ۹۰-۶۰ درجه تغییر مسیر داده و آتش همراه با بادهایی با میانگین سرعت ۷۰ و گاهی تا ۱۷۰-۱۰۰ کیلومتر در ساعت پیشروی می‌کرد. آتش‌سوزی‌ها نواحی **آدلاید** و **ملبورن** بی‌سابقه بودند. انتظار می‌رود تنها سه الی چهار بار در هر قرن، ترکیبی از این شرایط در هر جایی از استرالیا رخ دهد. حتی در بهترین شرایط مواد سوختنی، از لحاظ فیزیکی امکان رخداد آتش‌سوزی شدیدی در بوته‌زارهای استرالیا که بزرگ‌تر از $100000-60000 \text{ kw m}^{-1}$ (کیلو وات بر متر مربع) باشد غیر ممکن است (به خاطر حجم بسیار زیاد زیست توده، تنها شدت آتش‌سوزی جنگل‌های تایگاه می‌توانند به بیش از ۲۵۰۰۰۰ کیلو وات بر متر مربع برسند). در **اشونزیدی**، وقتی آتش با سرعتی نزدیک به ۲۰ کیلومتر در ساعت شروع به حرکت کرد هزاران خانه، مزرعه و شهرک در معرض حداکثر شدت قرار گرفتند. وقتی دمای هوا به ۶۶۰ درجه سانتی‌گراد رسید، قاب‌های آلومینیومی و روکش خانه‌ها ذوب شدند. گرمایش شدید موجب

1- Mt Macedon
2- Geelong

تورنادوهای گرمایی شد که در سطح زمین تنه‌ی تمام درختان باقی‌مانده را دو نیم کرد. ابتدا درخت‌های در معرض آتش به خاطر تابش‌های شدید، شعله‌ور شده، سپس در این مهلکه به طور کامل می‌سوختند. چنین وضعیتی از زمان وقوع طوفان‌های آتشین که در نتیجه‌ی استعمال بمب‌های آتش‌زا در جنگ جهانی دوم شهرهای **هامبورگ** و **توکيو** را درنوردیدند، مشاهده نشده بود. مردم احساس می‌کردند که در داخل ماشین‌ها به سرعت در حال سوختن هستند. چند صد نفر صرفاً به سبب سرعت تشخیص حادثه و خوش شانس، زنده ماندند. در **مک‌ماهونز کریک**^۱ واقع در شرق ملبورن، ۵ نفر به وسیله رفتن به پناهگاهی در عمق ۳۰ متری زمین، در فضای یک متری بین سیستم‌های لوله‌کشی یک سد، از این دوزخ فرار کردند. در شهر **کوکاتو**^۲ واقع در **داندانگنز** بیش از ۱۵۰ نفر از شهروندان، در حالی که شهرشان در آتش می‌سوخت، در یک مهد کودک محلی در وسط یک زمین بازی، جان سالم به در بردند. در امتداد ساحل **آوت‌وی**^۳ مردم به مکان‌های امن ساحلی و زمانی که ماسه‌ها آنقدر داغ شدند که غیر قابل تحمل گردیدند یا بادهای آنها را می‌سوزاندند، به داخل اقیانوس فرار کردند. در این حادثه هفتاد و شش نفر جانشان را از دست داده و ۳۵۰۰ نفر زخمی و خیلی از این افراد بر اثر سوختن مابقی عمرشان را فلج شدند. بیش از ۳۰۰۰۰۰ رأس دام و ۱۸۰۰۰ رأس گاو تلف شدند؛ در یک روز بیش از ۵۰۰۰۰۰ جنگل و چراگاه (مرتع) در آتش سوختند؛ ۳۰۰۰۰۰ کیلومتر حصار نابود و ۱۷۰۰ خانه و ساختمان طعمه حریق شدند (شکل ۹-۷).



شکل ۷-۹- ویرانی محله فیرهیون در امتداد خط ساحلی اوت‌وی به ویکتوریا پس از آتش‌سوزی اش‌ونزدی، ۱۶ فوریه ۱۹۸۳. به شباهت ویرانی‌ها با خرابی‌ها شکل ۷-۶ توجه نمایید (عکس باز تولید از روزنامه ایچ، ملبورن).

تنها در جنوب استرالیا ۴۰ درصد از جنگل‌های تجاری کاج سوختند. مطالبات بیمه‌ای به ۲۰۰ میلیون دلار استرالیا رسید و میزان کلی خسارت وارده به اموال فراتر از ۵۰۰ میلیون دلار استرالیا بود. اخبار شبکه ۷ تلویزیون ملی، به صورت بی صدا و با لیست کردن نام ۲۰ شهر یا بیشتر که آن روز از صحنه روزگار محو شدند، عصر را پایان داد. آتش‌سوزی بوته‌زارهای **اش‌ونزدی** یک حادثه نادر در استرالیا بود. هیچ تکنولوژی مدرنی، هیچ آتش‌سوزی تجویز شده‌ای، هیچ آمادگی از طرف مالکان خانه‌ها و شورای شهری، هیچ پیشرفتی در پیش‌بینی، هیچ تعدادی از مأموران آتش‌نشانی یا تجهیزات نمی‌تواند جلوی وقوع این آتش‌سوزی‌ها را بگیرد یا تأثیرات آنها را کم کند. شرایط آب و هوایی باعث شد که آتش‌سوزی **اش‌ونزدی** تنها با آتش‌سوزی قبلی بوته‌زارها در سال ۱۹۳۹ برابر باشد. با این وجود، آتش‌سوزی این حقیقت را نشان می‌دهد که الگویی هوایی وجود دارد که باعث وقوع آتش‌سوزی شدید بوته‌زارها در جنوب شرقی استرالیا می‌شود و این الگو باید مورد تحقیق و پیش‌بینی قرار بگیرد. به

1- McMahons Creek
2- Cockatoo
3- Otway

منظور به حداقل رساندن خطر وقوع این مخاطره ویژه، تحقیق در مورد طراحی ساختمان‌ها و ساختار اجتماعی مناسب برای جلوگیری از گسترش آتش باید با تأکید ودقت اجرا شوند. مسائل مربوط به فعالیت آتش‌سوزی‌های تجویزی و چالش ایجاد شده به وسیله‌ی طرفداران محیط زیست در برابر مسئولین آتش‌نشانی در مورد چگونگی ممانعت از رخدادی مشابه آتش‌سوزی *اش‌ونزدی* باید مجدداً بررسی و تجزیه و تحلیل گردند. آتش‌سوزی *اش‌ونزدی* در سال ۱۹۸۳ بدترین و بزرگ‌ترین مخاطره طبیعی تا آن زمان در استرالیا بود. تحقیق، برنامه‌ریزی و آمادگی در مقابل آتش‌سوزی‌های بزرگ در این کشور باید به عنوان چالش اصلی در کاهش اثرات مخاطره طبیعی در نظر گرفته شوند. این فعالیت‌ها به همراه برنامه‌های مؤثر آموزشی، راه‌های زنده ماندن در آتش‌سوزی بوته‌زارها (ماندن در خانه یا ماشین تا زمان عبور آتش‌سوزی، مطمئن‌ترین و نجات‌بخش‌ترین رفتار است) امید کاهش تلفات ناشی از این مخاطره در استرالیا را تقویت می‌کنند.

آتش‌سوزی‌های *سیدنی* در سال ۱۹۹۴ و *کانبرا* در سال ۲۰۰۳ اساساً وقایع شهری بودند. درس‌های آموخته شده در طول آتش‌سوزی‌های *هوربارت* در سال ۱۹۶۷، در آتش‌سوزی *سیدنی* به کار گرفته ولی در آتش‌سوزی *کانبرا* در ۱۸ ژانویه سال ۲۰۰۳ به فراموشی سپرده شدند. آتش‌سوزی‌های *سیدنی*، بخشی از یک آتش‌سوزی فاجعه بار بزرگ‌تر بود که ۶۰۰۰ کیلومتر از مرز دریایی جنوب *نیوساوت ولز* را در بر گرفت. همچنان که شرق استرالیا به تدریج در سال ۱۹۹۵-۱۹۹۰ دچار حادثه ال نینو-نوسان جنوبی می‌شد، خشک‌سالی به یک عامل مؤثر در آتش‌سوزی تبدیل گردید. با گسترش آتش‌سوزی در اوایل تابستان، مقامات آتش‌نشانی پی‌بردند که شرایط اقلیمی به سرعت در حال وخیم شدن و فاجعه در حال رخداد است. این برای اولین بار بود که تا کنون، آتش‌سوزی‌ها در حاشیه‌ی *سیدنی* متوقف نشدند. این آتش‌سوزی‌ها تقریباً در امتداد کمربندهای سبز و از محدوده درختان کاشته شده در طی دهه ۱۹۶۰ و ۱۹۷۰ برای زیباسازی حومه شهر که در میان آنها درختان بومی و بوته‌های قابل اشتعال نیز وجود داشت شروع و به مرکز شهر رخنه کردند. به دنبال پیش‌بینی‌های اداره هواشناسی از ایجاد شرایط خشکی در اوایل ماه ژانویه و در نتیجه‌ی افزایش تعداد آتش‌سوزی‌ها حاشیه شهر از ۴۰ مورد به ۱۴۸ مورد در ۳ و ۸ ژانویه، مقامات محلی تصمیم گرفتند که عملیاتی نظامی را برای نجات جان انسان‌ها و اموال آنها در منطقه به اجرا درآورند. گروه‌های آتش‌نشانی شهر و روستا با تمام تجهیزات که بالغ بر ۱۷۰۰ واحد بود، حتی از فاصله‌هایی به دوری *ملبورن* و *آدلاید* با مسافت ۱۰۰۰ کیلومتری احضار شدند. مأموران آتش‌نشانی از سراسر قاره و از *نیوزیلند* با هواپیما خود را به این محل رساندند. در نقطه اوج خطر، در آتش‌سوزی جهانی شنبه، هشتم ژانویه، ۷۰۰۰۰ مأمور آتش‌نشانی، سه چهارم تمام داوطلبان، برای مبارزه با آتش‌سوزی‌هایی که ۸۰۰۰۰۰ هکتار از بوته‌زارها را به آتش کشانده بودند، بسیج شدند. در آن روز دمای هوا تا ۴۰ درجه سانتی‌گراد بالا رفت، رطوبت هوا تا ۴ درصد کاهش یافت و بادهای گرمی از مناطق داخلی قاره با سرعت ۷۰ کیلومتر در ساعت می‌وزیدند. مأموران آتش‌نشانی توسط ۲۶۰۰۰ نفر که آذوقه، مسکن و تدارکات آنها را تأمین می‌کردند، پشتیبانی می‌شدند؛ آنها همچنین به وسیله ۱۶ هواپیمای آب‌پاش و ۸۰ هلی‌کوپتر از جمله سه نوع جرتیل هوایی *اریکسون الویز*، *هاک شگفت‌انگیز* و *جورجیا پیچ*^۱ حمایت می‌شدند. تانکرهای فاضلاب کشی، نفت‌کش و مخلوط‌کن‌های بتون به حمل آب کمک کردند. تاکسی‌ها، آمبولانس‌ها و اتوبوس‌ها برای تخلیه بیش از ۲۰۰۰۰ نفر که از آتش فرار می‌کردند، به کار گرفته شدند. سطح واکنش‌ها فراتر از چیزی بود که در طی آتش‌سوزی بزرگ شهری در ایالت متحده (از جمله آتش‌سوزی *اوکلند* در سال ۱۹۹۱) مشاهده شد. طی یک دوره سه هفته‌ای تنها ۴ نفر جان باختند و فقط ۱۷۰ خانه به ارزش ۵۰ میلیون دلار آمریکا نابود شدند. مردم قدر شناس *سیدنی* یک بیلورد بزرگ تشکرآمیز به افتخار کسانی که مانع آتش‌سوزی‌های بزرگ‌تر شده بودند نصب کردند؛ در آغاز انتظار می‌رفت آتش‌سوزی ۵۰۰۰ خانه را طعمه حریق سازد.

در مقایسه با آتش‌سوزی سیدنی، آتش‌سوزی *کانبرا* در ۱۸ ژانویه سال ۲۰۰۳ به خوبی مدیریت نشد. خشک‌سالی مجدداً عاملی موثر و غالب بود، با این تفاوت که شدت آن در این دوره نسبت به خشک‌سالی‌های ثبت شده قبلی شدیدتر بود. آتش‌سوزی سال قبل نسبت به هر آتش‌سوزی دیگری از جمله آتش‌سوزی فصلی سال ۱۹۹۴-۱۹۹۳ مناطق بیشتری (۶۰۰۰ کیلومتر مربع) در اطراف ایالت *نیوساوت ولز* را طعمه حریق ساخت. یک هفته قبل از ۱۸ ژانویه صاعقه‌ها موجب شعله‌ور شدن تعداد زیادی آتش در چراگاه‌های ناهموار *بریندا بلا رنج*^۱ در ۵۰ کیلومتری شرق شهر، شد. همچنان که الگوی پرفشار موثر در اکثر آتش‌سوزی‌های فاجعه بار در شرق استرالیا گسترش یافت (شکل ۷-۳) هوای گرم از نواحی خشک داخلی قاره بر روی شهر وزیدن گرفت و رطوبت هوا به سبب گرمایش بی‌دررو کاهش یافت. تا ساعت ۲:۰۰ بعد از ظهر دمای هوا به ۴۰ درجه سانتی‌گراد و رطوبت به کمتر از ۴ درصد کاهش یافت (در یک ایستگاه به صفر درصد رسید) و به صورت تهدیدآمیزی سرعت باد تا سقف ۱۳۰ کیلومتر در ساعت افزایش یافت. ظرف مدت نیم ساعت آتش‌سوزی از کوهستان‌های اطراف و از طریق جنگل‌های *پینوس رادیاتا*^۲ (این درخت‌ها زیست توده بلندتری از اکالیپتوس‌ها دارند) به سوی حاشیه *کانبرا* گسترش یافت. همانند ۳۵ سال قبل در *هویبارت*، مأموران آتش‌نشانی با آتش‌سوزی حومه شهر دچار آشفتگی شدند. وقتی آتش به *کانبرا* رسید، ۱۰۰۰ آتش‌نشان، ۱۴ هواپیما، ۱۱۹ کامیون آتش‌نشانی و ۵۴ تانکر آب با سه آتش روشن در خارج از شهر مبارزه می‌کردند. در محدوده‌ی شهری تنها ۱۲ دستگاه برای مقابله با آتش‌سوزی وجود داشت. طوفان بی‌سابقه آتش همه چیز را نابود ساخت شبیه ماشین چمن‌زنی علف‌ها و درخت‌هایی با ضخامت تیر تلفن را در سطح یک متر بالای سطح زمین قیچی می‌کرد، ماشین‌ها را به هوا می‌برد، درب کامیون‌ها آتش گرفته را از جای می‌کند، سقف خانه‌ها را ویران می‌ساخت، ذرات سفال‌های سقفی را شبیه گلوله به سوی پنجره ماشین‌ها پرت می‌کرد و تکه‌های چوب به اندازه سی‌دی را تا ۱۲ کیلومتر دورتر می‌برد. لرزه بر زمین افتاده بود و آسمان مملو از صدایی شبیه بلند شدن دسته‌ای از هواپیماهای ۷۴۷ بود. گلوله‌های آتش وارد خانه‌ها می‌شدند، پرده‌هایی از دود غلیظ همزمان از شعله‌های آتش بلند می‌شدند و به طرز جادویی، خانه‌ها در زیر آسمان سرخ‌گون یکی پس از دیگری همچون کبریت شعله‌ور می‌شدند. روشنایی روز به تاریکی تبدیل شد که به طور خوف‌انگیزی با نور ضعیف چراغ‌های جلوی ماشین‌های در حال فرار از مه‌لکه و پاشیده شدن خاکستر گرم محل روشن می‌شد. هلی‌کوپترها، از جمله جرثقیل‌های هوایی *اریکسون* که در طی دهه گذشته با موفقیت جلوی آتش‌سوزی شهر در شرق استرالیا را گرفتند، به علت عدم دید، زمین‌گیر شدند. ارتباط بین مرکز کنترل آتش و واحدهای حاضر در میدان به علت اختلال شبکه قطع شد. شیرهای آب آتش‌نشانی از کار افتادند، کنتورهای گاز در مجاورت خانه‌ها به آتش کشیده شده و آتش‌نشان‌های به ستوه آمده و گریه افتادند. آتش به مدت ۱۲ ساعت شعله‌ور بود و موجب مرگ چهار نفر، نابودی ۴۳۱ خانه، ۲۵۰ میلیون دلار خسارت و از جمله نابودی رصدخانه بین‌المللی ستاره‌شناسی کوه *استراملو*^۳ شد. این یک آتش‌سوزی شهری بود که هرگز نباید اتفاق می‌افتاد و تمامی اعتماد به نفسی را که استرالیا از وقایع آتش‌سوزی گذشته به دست آورده بود، از بین برد.

نتیجه‌گیری

از میان تمامی مخاطراتی که در استرالیا رخ می‌دهد، آتش‌سوزی بوته‌زارها مهم‌ترین دلیل خسارت به اموال و تلفات انسانی هستند. آتش‌سوزی‌های *اش‌ونزدی* در سال ۱۹۸۳ قربانیان زیادی گرفت و نسبت به سیکلون *تریسی* که از مرکز شهر داروین گذشت، خسارات بیشتری به اموال جوامع نیمه روستایی پراکنده وارد کرد. افزایش تراکم سکونتگاه، که اکنون در بوته‌زارهای ناهموار خارج از شهرهای بزرگ استرالیا در حال رخ دادن است، احتمال وقوع حادثه آتش‌سوزی بزرگ دیگری مثل آتش‌سوزی

1- Brindabella Ranges

2- Pinus radiata

3- Mt Stromlo

اش و نزدی یا آتش سوزی *کانبرا* در سال ۲۰۰۳ را افزایش می‌دهد. با تمام این تفاسیل، تصاویر هولناک آتش سوزی در طی چندین سال به تدریج از حافظه مردم پاک شدند. با عبور از میان نواحی حومه *ملبورن* یا تپه‌های *آدلاید* مشخص می‌گردد؛ خانه‌هایی که در سال ۱۹۹۳ به خاطر مقاوم نبودن در برابر آتش سوزی نابود شدند، دقیقاً همانند قبل از آتش سوزی، بازسازی شده‌اند. در *نیوساوت ولز*، طی ۲۰ سال گذشته هر ساله ۱۰-۲۰ خانه به سبب ایجاد حریق در بوته‌زارهای اطراف مراکز شهری، نابود می‌شوند. در بوته‌زارهای شمال سیدنی، خانه‌هایی با تزئینات و نمای چوبی در دامنه‌های غیر قابل دسترسی و گالی‌های پرشیب ساخته شده است.

در سراسر این کتاب بر حوادث با چرخه بازگشت ۱:۱۰۰ ساله به عنوان حوادثی که هنوز در بیشتر نواحی استرالیا رخ نداده‌اند، تأکید شده است. در خارج از کشور، در کشورهایی که از مدت‌ها قبل در آنجا سکونت وجود داشته است، ثابت شده که بناهای طراحی شده برای مقاومت در برابر چنین حوادثی، طی دوره‌های بیشتر از ۱۰۰ سال کارایی‌شان را از دست می‌دهند. اگر نقشه‌های آتش سوزی بوته‌زارها با چرخه بازگشت ۱:۱۰۰ ساله برای نواحی مسکونی جنوب استرالیا طراحی شوند، به وضوح بسیاری از حومه‌های جدیدتر شهر و همچنین برخی از حومه‌های داخلی قدیمی‌تر در درون بوته‌زارهایی قرار می‌گیرند که در معرض آتش سوزی مجدد قرار دارند.

به طور عجیبی، درست زمانی که آمریکا دست از آتش سوزی تجویزی در پارک‌های ملی کشید، استرالیا این رویه را پذیرفت. این امر مغایر با الگوی ۲۰ سال قبل است. در نهایت بحث مربوط به آتش زدن یا آتش نزدن با این تعریف به نتیجه می‌رسد که کدام سیاست منجر به کاهش تلفات انسانی می‌شود. با وجود این، آتش سوزی تجویزی نیز می‌تواند کشنده باشد. در اواسط زمستان (ژوئن ۲۰۰۰) چهار آتش‌نشان داوطلب در یک آتش سوزی تحت کنترل، که از کنترل خارج شد جان‌شان را از دست دادند. همچنین آتش سوزی کنترل شده دیگری، نزدیک به آتش سوزی فصلی تابستان، در پارک ملی *گوبانگ* موجب آتش سوزی ۱۴۰۰۰ هکتار از مزارع و تلف شدن ۵۰۰۰ رأس دام و نابودی ۱۴۰ کیلومتر حصار شد. یکی از دلایلی که آتش سوزی تجویزی مجدداً در استرالیا مورد استفاده قرار گرفت این است که، علی‌رغم گسترش سازمان‌های آتش‌نشانی داوطلبانه و مجهز، آتش سوزی‌های شهری در حال افزایش هستند. این اقدام داوطلبانه به شدت مورد آزمون و بررسی قرار گرفت و سرانجام پس از ۲۰ سال و زمانی که خطر آتش سوزی در نواحی شهری به طور پیوسته در جنوب شرقی استرالیا افزایش یافت، مشخص گردید که این اقدام مؤثر واقع نمی‌شود.

این موقعیت تهدیدآمیز محدود به استرالیا نمی‌شود. همچنین موقعیتی در جنوب کالیفرنیا نیز وجود دارد که دارای هوای مناسب برای آتش سوزی و پوشش گیاهی مشابه است، با این تفاوت که گسترش نواحی شهری در این‌جا خیلی سریع‌تر است. تشخیص میزان گسترش نواحی مسکونی شهری به داخل نواحی جنگلی در تمام بخش‌های ایالت متحده به راحتی امکان پذیر نیست. از زمان اولین آتش سوزی بزرگ شهری جنگلی در سال ۱۹۴۷، شهرنشینی با سرعت بالایی تداوم یافته و جنگل‌ها نواحی بزرگی از مزارع رها شده در نزدیکی محل‌های سکونتگاه و شهرها را دوباره اشغال کرده‌اند. هر آتش سوزی شهری ویژگی مختص به خود را دارد برای مثال، آتش سوزی *بیر سیاه* در جولای ۱۹۸۹ در نزدیکی *بولدر* در *کلرادو* یا آتش سوزی جاده *استفان بریج* در می ۱۹۹۰ در حومه *کراوفورد* در *میشیگان*. از اواسط دهه ۱۹۵۰ شهرنشینی جنبه متفاوتی به خود گرفته است، زیرا میلیون‌ها نفر از ساکنان شهرها تمایل دارند در طول فصول تابستان شهرهای بزرگ را رها کرده و به کلبه‌های جنگلی بروند. این مسأله در شمال شرقی *آپالاش*، شمال *میشیگان* و *ویسکانسین* رخ می‌دهد. در کانادا، بیش از ۵۰ درصد جمعیت *تورنتو* و *مونترال* آخر هر هفته با مسافرت به جنگل‌های *کنیدین شیلد*^۱، از گرمای تابستان فرار می‌کنند. از لحاظ تاریخی این جنگل‌ها در

معرض آتش‌سوزی‌های مهیبی بوده‌اند. با توجه به تمایل انسان‌ها به آتش‌بازی و تمایل رفتن به جنگل‌ها در تابستان‌های گرم‌تر، این جنگل‌ها بدون شک شاهد وقایع آتش‌سوزی فاجعه آمیزی خواهند بود، شبیه به حوادثی که در اواخر قرن نوزدهم، منطقه دریاچه‌های بزرگ را تحت تأثیر قرار داد.

مأخذ و منابعی برای مطالعه بیشتر

- Cheney, N.P. 1979. Bushfire disasters in Australia 1945–1975. In Heathcote, R.L. and Thom, B.G. (eds) *Natural Hazards in Australia*. Australian Academy of Science, Canberra, pp. 72–93.
- Cornell, J. 1976. *The Great International Disaster Book*. Scribner's, NY.
- Couper-Johnston, R. 2000. *El Nino: The Weather Phenomenon That Changed the World*. Hodder and Stoughton, London.
- Firewise 1992. *The Oakland/Berkeley Hills fire*. <<http://www.firewise.org/pubs/theOaklandBerkeleyHillsFire/>>
- Luke, R.H. and McArthur, A.G. 1978. *Bushfires in Australia*. AGPS, Canberra.
- Oliver, J., Britton, N.R. and James, M.K. 1984. The Ash Wednesday bushfires in Victoria, 16 February 1983. *James Cook University of North Queensland Centre for Disaster Studies, Disaster Investigation Report No.7*.
- Powell, F.A. 1983. Bushfire weather. *Weatherwise* 36(3): 126.
- Pyne, S.J. 1982. *Fire in America: A Cultural History of Wildland and Rural Fire*. Princeton University Press, Princeton.
- Pyne, S.J. 1991. *Burning Bush: A Fire History of Australia*. Allen & Unwin, Sydney.
- Romme, W.H. and Despain, D.G. 1989. The Yellowstone fires. *Scientific American* 261(5): 21–29.
- Seitz, R. 1986. Siberian fire as 'nuclear winter' guide. *Nature* 323: 116–117.
- ThinkQuest Team 2001. *2000 fire season*. <http://library.thinkquest.org/C0119184/english_text/historical_fires_2000_fire_season.shtml>
- van Nao, T. (ed.) 1982. *Forest Fire Prevention and Control*. Martinus Nijhoff, The Hague.
- Vines, R.G. 1974. Weather Patterns and Bushfire Cycles in Southern Australia. *CSIRO Division of Chemical Technology, Technical Paper No. 2*.
- Voice, M.E. and Gauntlett, F.J. 1984. The 1983 Ash Wednesday fires in Australia. *Monthly Weather Review* 112(3): 584–590.
- Webster, J.K. 1986. *The Complete Australian Bushfire Book*. Nelson, Melbourne.
- Yool, S.R., Eckhardt, D.W., Estes, J.E. and Cosentino, M.J. 1985. Describing the bushfire hazard in southern California. *Annals of the Association of American Geographers* 75(3): 417–430.

فصل هشتم: مخاطرات اقیانوسی

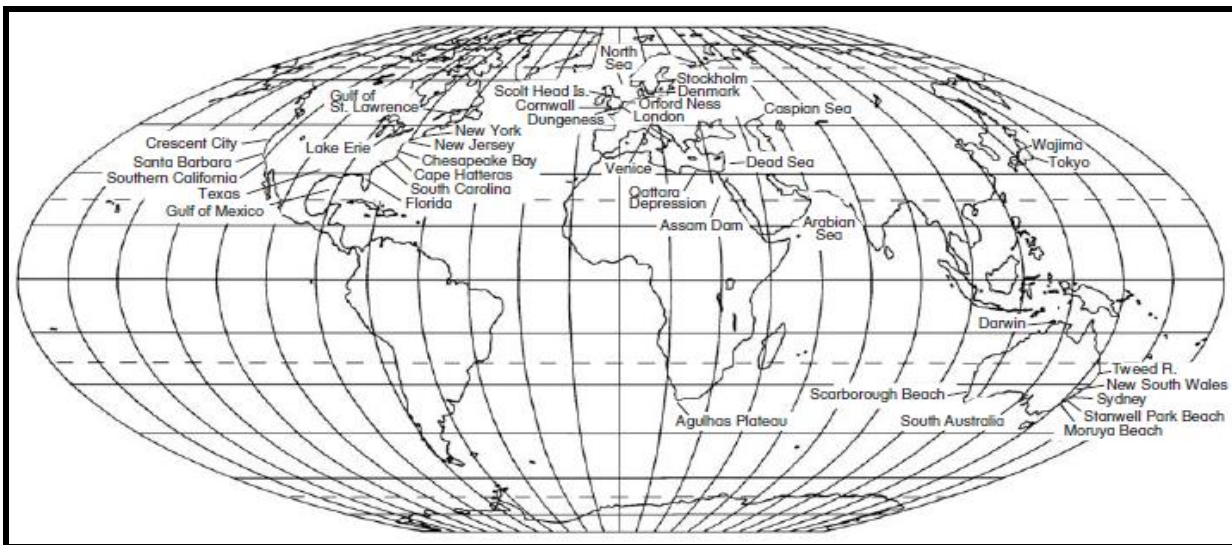
مقدمه

در فصل سوم اغلب از امواج به عنوان یکی از عوامل اصلی فرسایش و تخریب ناشی از طوفان‌ها یاد شد. در حقیقت موج‌های ویرانگر می‌توانند بدون وقایع طوفانی و در ارتباط با دیگر عوامل اقلیمی و اقیانوس شناختی از قبیل بارندگی‌های شدید و بالا آمدن سطح دریاها هم رخ دهند و موجب فرسایش ساحلی شوند. با این تعبیر، موج‌ها بخشی از یک گروه مختلط از مخاطرات مرتبط با اقیانوس‌ها را شکل می‌دهند. این فصل به بررسی این موج‌ها و دیگر مخاطرات اقیانوس شناختی می‌پردازد. ابتدا مکانیسم‌های موج و فرایند شکل‌گیری موج‌ها مطرح و با بحثی در مورد پراکنش موج‌های بلند در سطح جهانی دنبال می‌شود. این بخش با ارزیابی مخاطرات ایجاد شده به وسیله امواج در اقیانوس‌های آزاد پایان می‌یابد.

باد مکانیسم اصلی تولید انرژی مخرب در امواج است. در اقیانوس‌های سرد، دریاها یا دریاچه‌ها، بادهای شدید موجب مخاطره دیگری به نام رانش یخ دریا در ساحل می‌شوند. معمولاً یخ دریا در امتداد خطوط ساحلی که با طوفان‌های زمستانی روبه‌رو هستند، پدیده سودمندی است، زیرا به طور کلی یخ دریایی شکسته شده، موجب کاهش ارتفاع تمامی امواج به استثنای مرتفع‌ترین آنها می‌شود. وقتی کرانه ساحلی یخ می‌بندد، یخ دریا به طور کامل از خط ساحل در برابر هرگونه طوفان فرساینده‌ای محافظت می‌کند. با وجود این، یخ شناور حتی با وزش بادهایی با سرعت خیلی کم هم به راحتی حرکت می‌کند. این بادهای موجب موج‌های بزرگ نشده بلکه باعث حرکت یخ به سوی ساحل و صدها متر به داخل خشکی می‌شوند. نیروی وارد شده از این یخ تقریباً تمام سازه‌های قرارگرفته در مجاورت خط ساحلی را نابود می‌کند. به این دلیل وقوع یخ دریا در هر پهنه آبی که در معرض یخ‌زدگی و ذوب دوره‌ای قرار دارد، باید به عنوان یک مخاطره مهم در نظر گرفته شود. این فصل به تشریح مشکلات ناشی از رانش یخ دریا، پراکنش جهانی و اقدامات لازم برای کاهش اثرات آن می‌پردازد.

در فصل سوم اشاره شد که اگر بخش اصلی یا حداکثر شدت یک طوفان در طی جذر به خشکی برسد امواج به مثابه یک مخاطره مهم در نظر گرفته نمی‌شوند. چنین موردی در طول وقوع سیکلون تریسی در شهر *داروین* استرالیا در سال ۱۹۷۴ رخ داد (برای مشاهده مکان‌های ذکر شده در این فصل به شکل ۸-۱ نگاه کنید). در محیطی که دامنه گسترش مد تقریباً ۷ متر است در طی زمان جذر، حتی امواج طوفانی ۴ متری نیز به خشکی نمی‌رسند زیرا امواج به حد مد نیستند. به طور محسوسی اگر سطح دریا اندکی بالاتر از سطح نرمال بیاید یا در دراز مدت افزایش یابد، موج‌های کوتاه موجب خسارات قابل توجهی در امتداد خط ساحلی می‌شوند. عموماً اعتقاد بر این است که سطح دریا در حال حاضر در سطح جهان با میزان ۱/۵-۱/۰ میلی متر

در سال در حال افزایش (افزایش استاتیک) است. محتمل ترین دلیل این افزایش، اثر گلخانه‌ای است. افزایش تولید انسانی گازهای CH_4 و CO_2 و گازهای دیگر عامل کلی افزایش دمای جو زمین است. این پدیده به خاطر انبساط گرمایی آب اقیانوس‌ها، موجب بالا آمدن سطح دریاها می‌شود. توجه داشته باشید که این عامل مهم‌تر از ذوب شدن توده‌های یخ جهان است. حتی اگر گرمایش اخیر ناشی از اثر گلخانه‌ای هم نباشد، نتایج یکسان هستند. افزایش مخاطره‌آمیز سطح دریاها باعث یک مخاطره طبیعی در بسیاری از مناطق ساحلی شده است، به ویژه این که بسیاری از بزرگ‌ترین شهرهای جهان در مجاورت سطح کنونی دریا هستند. همچنین اعتقاد بر این است که بالا آمدن سطح دریاها، عامل تسریع فرایند فرسایش سواحل ماسه‌ای در سراسر جهان است. حرکات سطح دریا و فرسایش ساحلی نسبت به مسائلی که در بالا ذکر شد، پیچیده‌تر هستند. این فصل به تشریح روندهای جهانی سطح دریا و بررسی دلایل نوسان‌های سطح دریا می‌پردازد. در بخش‌های بعدی به فرایندهای منجر به فرسایش ساحل متعادل از بالا آمدن سطح دریا، پرداخته می‌شود و با مثال‌هایی از دیگر دلایل ادامه پیدا می‌کند؛ از قبیل افزایش بارندگی و طوفانی بودن سواحل شرقی آمریکای شمالی و استرالیا. سپس سهم هر کدام از این دلایل با استفاده از داده‌های گردآوری شده از ساحل **استانویل پارک** استرالیا مورد ارزیابی قرار خواهد گرفت.



شکل ۸-۱- نقشه مکانی.

مخاطرات امواج

(ویگیل، ۱۹۶۴؛ بیر، ۱۹۶۳؛ دالریمپلی، ۲۰۰۰)^۱

تئوری

شکل اصلی و اصطلاحات فنی یک موج خطی به طور کلی در شکل ۸-۲ توضیح داده شده است و صرفاً برای مشخص کردن پدیده موج کلی از جمله اقیانوسی، جزر و مد، امواج طوفانی، سش و تسونامی مورد استفاده قرار گرفته است. شکل موج در شکل ۸-۲ در بردارنده‌ی روابط ساده در آب عمیق است:

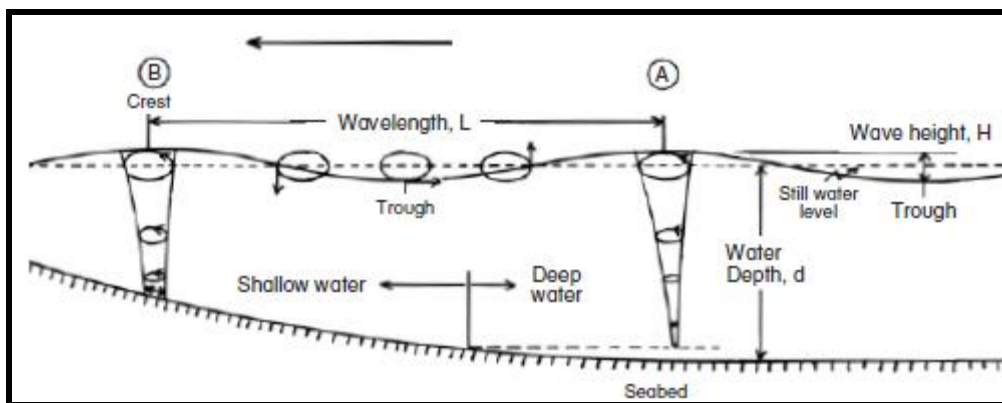
$$L=CT \quad \text{رابطه ۸-۱}$$

$$C=gt(2\Pi)^{-1} \quad \text{رابطه ۸-۲}$$

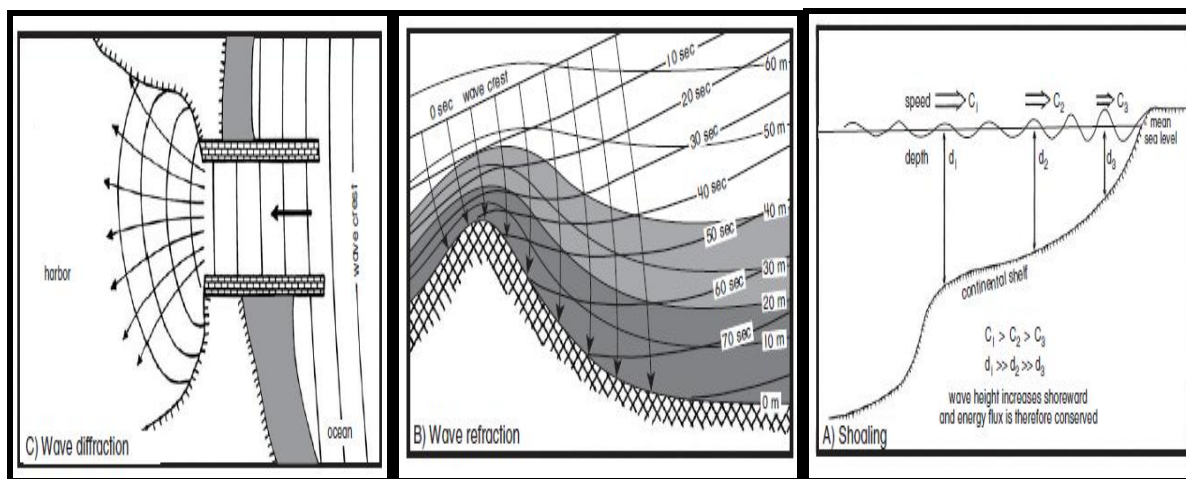
$$L=1/56T^2 \quad \text{بر حسب متر} \quad \text{رابطه ۸-۳}$$

در اینجا L برابر با طول موج، C برابر با سرعت موج، T دوره موج و g برابر با شتاب یافتن بر اثر جاذبه و $\Pi=3/1416$

است. حرکت موج از میان ستون آب همراه با قطرات آب در حال دوران در مسیر بیضوی صورت می‌گیرد و با کاهش عمق به طور نمایی از طول و عرض آن کاسته می‌شود. اگر زمانی که موج به بستر دریا می‌رسد نوسانی قابل اندازه‌گیری در ذرات آب (نقطه A در شکل ۸-۲) وجود نداشته باشد، موج در منطقه عمیق قرار دارد، ولی اگر زمانی که به بستر دریا می‌رسد هنوز نوسان‌ها وجود داشته باشند، (نقطه B در شکل ۸-۲) موج در منطقه کم عمق قرار دارد و بستر دریا روی آن تأثیر می‌گذارد. ارتفاع و انرژی یک موج در منطقه کم عمق نه تنها با شکل موج بلکه با عوارض طبیعی درون ساحلی نیز مشخص می‌شود. تحت این شرایط ارتفاع موج با کم عمقی، شکست موج (در مناطقی از ساحل که عوارض بستر دریا بر روی انرژی موج اثر می‌گذارند و باعث تمرکز آن در بخش خاصی از ساحل از قبیل دماغه می‌شوند) یا با پراکنش موج در اطراف دماغه‌ها، مدخل مدی و ورودی بندرگاه افزایش می‌یابد. شکل ۸-۳ شرایطی را تشریح می‌کند که بزرگی آن‌ها با ارتفاع موج، طول دوره موج و عمق آب کنترل می‌شود.



شکل ۸-۲- نمایش شماتیک ویژگی‌های موج.



شکل ۸-۳- نمودارهای شماتیک رفتار موج در آب‌های کم عمق، (A) سطحی شدن، (B) پراش، (C) شکست.

معمولاً مقدار انرژی موج (جریان انرژی) در زمانی که موج از میان آب در حال کم عمق شدن به سوی ساحل حرکت می‌کند، تقریباً ثابت باقی می‌ماند. با وجود این، سرعت حرکت الگوی موجی شکل با کاهش عمق آب کاهش می‌یابد. برای حفظ یک جریان انرژی ثابت، وقتی یک موج در آب‌های کم عمق‌تر، سطحی می‌شود، ارتفاع موج باید افزایش یابد. این واقعیت که وقتی عمق آب کاهش می‌یابد سرعت موج کندتر می‌شود نیز پراکنش موج را تعیین می‌کند. اگر یک بخش از قله موج قبل از بخش دیگری به آب کم عمق‌تر برسد، در آن زمان قله موج به سمت بخش کم عمق آب خمیده می‌شود. این فرایند همانند وارد کردن چرخ ماشین از روی یک جاده آسفالت یا سنگ فرش به حاشیه شنی یا شولدور جاده است. چرخ‌هایی که اول به ذرات شن برخورد می‌کنند به طور قابل توجهی سرعت کم می‌شوند ولیکن چرخ‌هایی که روی جاده است به سرعت اولیه روی جاده ادامه

می‌دهد. در نتیجه وسیله نقلیه به سمت چرخی که کندتر می‌چرخد تغییر مسیر داده و از جاده منحرف می‌شود. در خصوص امواج، تأثیری که موجب انحنای قله موج به سمت آب کم‌عمق می‌شود، بیشتر در اطراف دماغه‌ها یا ریف‌ها که به داخل اقیانوس وارد شده‌اند، مشهود است.

پراش فرایندی است که به موجب آن انرژی در امتداد قله موج به طور جانبی حرکت می‌کند. این اثر به ویژه هنگامی که یک موج از بین موج شکن‌های باریک وارد بندرگاه می‌شود، بسیار چشمگیر است. زمانی که موج داخل بندرگاه عریض‌تری می‌شود، پهنای قله توسط فاصله بین موج شکن‌ها، کاهش نمی‌یابد، ولی همچنان که انرژی در امتداد قله موج به طور آزادانه به پهلوها حرکت می‌کند، ارتفاع آن به تدریج افزایش می‌یابد. در برخی شرایط، ارتفاع موج در پهلوها نیز تا اندازه‌ای با ارتفاع اصلی موج، افزایش می‌یابد. چنین تأثیری اغلب عامل جمع شدن سواحل به داخل ورودی‌های بندرگاه می‌شود و از شکست موج در امواج بسیار مرتفع و ویرانگر هنگام برخی طوفان‌ها محافظت می‌شود.

ویرانگر بودن امواج تابعی از عملکرد ارتفاع و دوره تناوب امواج است. ارتفاع موج، انرژی موج، بالا آمدن موقتی سطح دریا، میزان نابودی سازه‌ها، ارتفاع نوسان‌های آب در زون خیزابی و مسافت بالایی آب در یک ساحل را مشخص می‌سازد. چون اکثر موج‌هایی که در طی یک دوره زمانی کوتاه بر خط ساحلی تأثیر می‌گذارند از نظر دوره تناوب و ارتفاع امواج متغیر هستند، اقیانوس‌شناسان آنها را در غالب طیف‌های ارتفاعی موج بررسی می‌کنند که در برگیرنده دامنه موج هم می‌باشد. برای اهداف مهندسی یک سوم یا یک دهم بالایی ارتفاع امواج که «ارتفاع اساسی موج» نامیده می‌شود، کاربرد بیشتری دارد. دوره تناوب موج، میزان انرژی، قدرت و شکل موج را در آب‌های کم‌عمق مشخص می‌سازد. این ویژگی تعیین کننده این مسأله است که جریان‌های تولید شده توسط موج در بستر به سوی دریا حرکت می‌کنند یا به سوی ساحل. اگر جریان‌ها به سمت دریا حرکت کنند، ساحل مورد فرسایش قرار می‌گیرد. رابطه‌های ذیل انرژی و قدرت موج را برای یک موج انفرادی در قسمت‌های عمیق اقیانوس تعیین می‌کنند:

$$E = 0.125 \rho g H^2 L \quad \text{رابطه ۸-۴}$$

$$p = CgE(CT)^{-1} \quad \text{رابطه ۸-۵}$$

در اینجا E برابر با انرژی موج، p نیروی موج، H برابر با ارتفاع موج، L طول موج، Cg برابر با سرعت گروهی و ρ برابر با چگالش آب است. سرعت گروهی، سرعتی است که در آن گروهی از امواج به طرف جلو پیشروی می‌کنند. در قسمت‌های عمیق این سرعت دقیقاً نصف سرعت یک موج است، با وجود این امواج منفرد از میان مجموعه‌ای از امواج به جلو حرکت می‌کنند و در جلوی آنها ناپدید می‌شوند. در آب‌های خیلی کم‌عمق، سرعت گروهی برابر با سرعت موج است. در این‌جا تفاوت فاحشی بین انرژی موج و نیروی موج وجود دارد. انرژی موج، توانایی موج در انجام دادن کاری یا به راه انداختن جریانی را نشان می‌دهد. در حالی که نیرو، مقدار کار در واحد زمان است. این تفاوت را می‌توان با مقایسه سگ تازی و فیل به سادگی توضیح داد. سگ تازی سبک است و زمانی که با شما برخورد می‌کند شما به شدت آن را احساس می‌کنید ولی فیل بزرگ و تنومند است و وقتی با شما برخورد می‌کند، شما را به کنار هل می‌دهد. فیل، به خاطر حجم و هیكل بزرگش نسبت به سگ تازی، انرژی زیادی به شما وارد می‌کند. سگ تازی می‌تواند سریع بدود و زمانی که به شما برخورد می‌کند، شما را به زمین بیندازد در حالی که فیل بسیار کندتر حرکت می‌کند و زمانی که به شما برخورد می‌کند، شما به راحتی از سر راهش کنار می‌روید. در این‌جا، سگ تازی نسبت به فیل نیروی بیشتری دارد (البته به جز این‌که فیل بخواهد به شما حمله کند). نیروی تعریف شده در این‌جا شامل زنجیره نامحدودی از امواج است.

جدول ۸-۱- انرژی و قدرت موج برای امواج معمولی اقیانوس (بر اساس ویگل، ۱۹۶۴، دالریمپل ۲۰۰۰).

دوره موج (ثانیه)	طول (متر)	ارتفاع (متر)	انرژی یک متر از قله موج (ژول/۱۰۳)	قدرت یک متر از قله موج (وات/۱۰۳)	قدرت نسبی یک متر ارتفاع موج
۱۰/۰	۱۵۶	۱/۰	۰/۱۹۶	۹/۷۹	۱/۰
		۱/۴	۰/۳۸۴	۱۹/۲۰	۲/۰
		۲/۰	۰/۷۸۴	۳۹/۱۸	۴/۰
		۳/۰	۱/۷۶۳	۸۸/۱۵	۹/۰
		۷/۰	۹/۵۹۸	۴۷۹/۹۲	۴۹/۰
۱۴/۰	۳۰۶	۱/۰	۰/۳۸۴	۱۳/۷۱	۱/۰
		۲/۰	۱/۵۳۶	۵۴/۸۵	۴/۰
		۳/۰	۳/۴۵۵	۱۲۳/۴۱	۹/۰

طول موج بسیار بزرگ‌تر از ارتفاع موج است، بنابراین بیشتر انرژی و نیروی موج با طول موج کنترل می‌شود که آن هم به دوره تناوب یا سیکل موج وابسته است. با وجود این، تغییر در ارتفاع موج نسبت به تغییر در طول موج، تأثیر بزرگتری بر روی تغییر انرژی و نیروی موج دارد. جدول ۸-۱ این تأثیر را برای دوره‌های تناوب امواج طبیعی در محیط دریاهای آزاد شرح می‌دهد. (توجه داشته باشید که این مقادیر در آب‌های شیرین به خاطر چگالی کمتر، ۲/۴ درصد کاهش می‌یابند). دو برابر شدن طول موج منجر به ۲ برابر شدن انرژی و نیروی موج می‌شود، در صورتی که دو برابر شدن ارتفاع موج منجر به چهار برابر شدن انرژی و نیروی موج می‌شود. در زون ساحلی تحت تأثیر وزش بادهای شدید، ارتفاع امواج نسبت به طول موج خیلی سریع‌تر تغییر می‌کند. مقدار انرژی موج در یک موج طوفانی به طرز غیرعادی می‌تواند بزرگ باشد (شکل ۸-۴) در محیط‌های متلاطم، امواجی با ارتفاع ۱/۵ متر و دوره تناوب ۱۰ ثانیه طبیعی هستند؛ با وجود این، اگر ارتفاع یک موج طوفانی تا ۷ متر افزایش یابد (مقداری معمولی برای امواج طوفانی سواحل شرقی ایالت متحده یا استرالیا) انرژی موج تقریباً ۵۰ برابر افزایش خواهد یافت. این امر دلیل مخرب بودن امواج طوفانی در چنین دوره کوتاهی از زمان است.

پراکنش جهانی امواج بلند

(پو. داک، ۲۰۰۳)^۱

تولید امواج نشانگر انتقال انرژی باد به پهنه‌ی آب است. ارتفاع یک موج به چهار عامل: سرعت باد، تداوم باد، طول مسیر آب که باد بر روی آن می‌وزد (پهنه مولد نامیده می‌شود) و فرایندهای منجر به زوال، بستگی دارند. به طور کلی ارتفاع موج ابتدا به پهنه‌ی مولد، سپس به سرعت باد و در آخر به مدت زمان وزش باد بستگی دارد. قبل از اختراع بوی‌های شناور موج‌سنج و ارتفاع سنج‌های نصب شده روی ماهواره‌ها برای اندازه‌گیری امواج در امتداد خط ساحلی و اندازه‌گیری مدت زمان امواج و ارتفاع آنها بر روی یک ناحیه بزرگ، داده‌های مربوط به امواج از اندازه‌گیری کشتی‌ها و روش‌های تجزیه و تحلیل همدیدی گردآوری می‌شدند.

روش‌های تجزیه و تحلیل همدیدی به طور نظری ارتفاع امواج و سیکل موج را بر اساس مدت زمان وزش باد، سرعت و پهنه‌ی مولد از نقشه‌های همدید فشار محاسبه می‌کنند. به جز بر روی پهنه‌های کوچک آب یا نزدیک ساحل که تفکیک‌پذیری تصویر خیلی پایین است، ماهواره‌ها به طور موثری نیاز به تجزیه و تحلیل همدیدی جهت مشخص کردن ارتفاع موج را برطرف می‌سازند. ارتفاع سنج‌های نصب شده روی ماهواره‌ها اکنون ارتفاع امواج را با دقت ۴/۵-۲/۵ متر اندازه‌گیری می‌کنند. برای

اولین بار این تجهیزات در سال ۱۹۷۸ روی ماهواره SEASAT و پس از آن در سال‌های ۱۹۸۵ تا ۱۹۸۸ روی ماهواره GEOSAT، سال ۱۹۹۱ روی ماهواره‌های ERS یک و دو، سال ۱۹۹۲ روی ماهواره TOPEX/POSEIDON و از سال ۲۰۰۱ روی ماهواره Jason-1 نصب شدند. CNES، دو ماهواره آخر را آژانس فضایی فرانسه و ناسا به طور مشترک اداره کردند. موج‌های اندازه‌گیری شده با استفاده از ارتفاع سنج ماهواره‌ای، از سطح ۱ تا ۵ متر در روز و ماه نوسان داشتند. شکل ۸-۴ این الگوها را برای ماه‌های ژانویه و جولای سال ۱۹۹۵، تشریح می‌کند زیرا در این ماه‌ها الگوها دارای خصوصیت بارزی هستند. بیشترین ارتفاع امواج با کمربند بادهای بیشینه بر روی پهنه اقیانوس‌ها مطابقت دارد که به وسیله سلول‌های کم‌فشار عرض‌های میانه تولید می‌شوند (شکل ۲-۳). طبیعت موج‌ها در مناطق برون حاره‌ای آرام شمالی و اطلس شمالی به طور ویژه‌ای فصلی هستند. موج‌های زمستانی (در نیمکره شمالی) نسبت به تابستان شرایط خشن‌تری دارند. به طور سالانه اقیانوس در نیمکره جنوبی موج‌های بلندی دارد، ولی در زمستان این موج‌ها شدیدتر هستند. در نزدیکی خط استوا، با تجمع و ورود موج از عرض‌های بالاتر، یا به وسیله بادهای فصلی (برای مثال، موسمی‌ها و طوفان‌های حاره‌ای) موج‌های بزرگ‌تری به وجود می‌آیند. دریای عرب به طور قابل توجهی از ماه ژوئن تا ماه آگوست، همزمان با موسمی جنوب‌غربی پرتلاطم است.

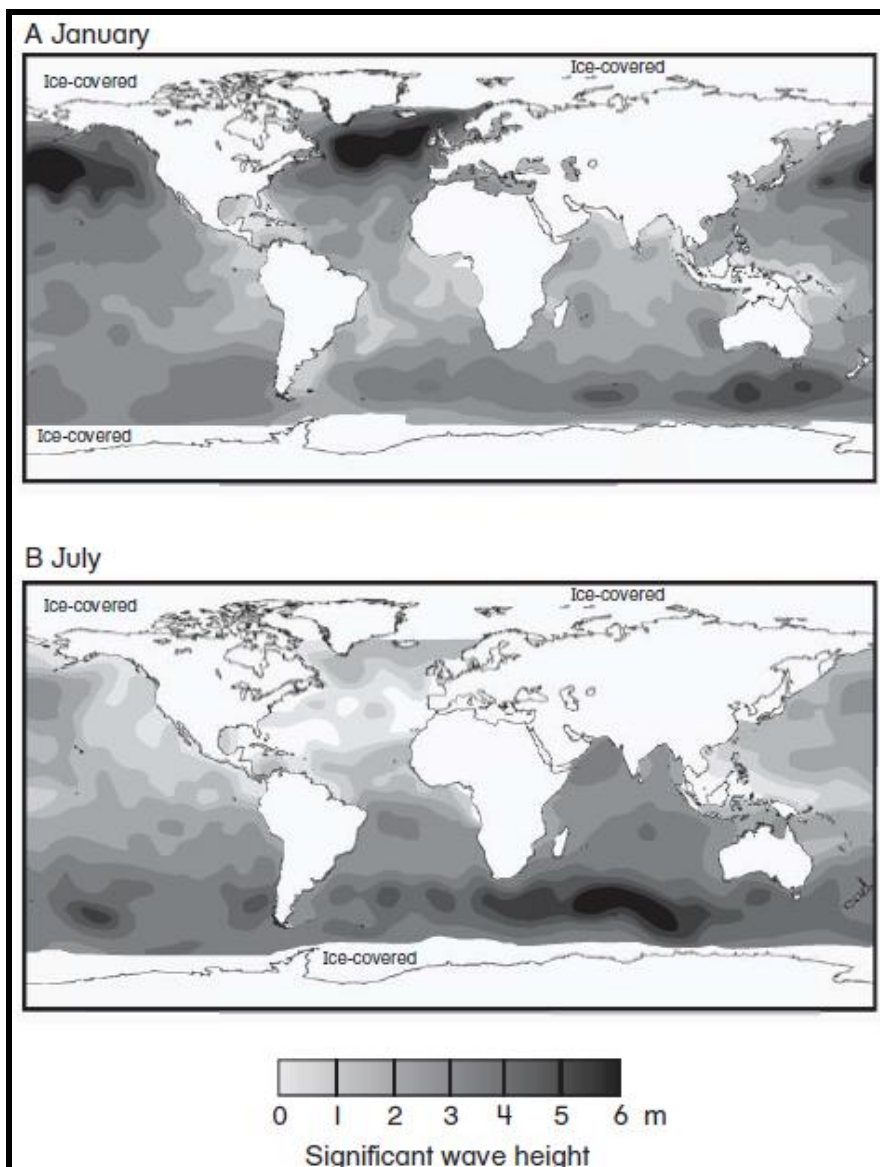
مخاطرات امواج بر روی دریا

(بیر، ۱۹۸۳؛ بروون، ۱۹۸۵؛ کاشنیر و همکاران، ۱۹۹۷؛ زیربوسکی، ۱۹۹۷؛ لاوسون، ۲۰۰۱)^۱

تأثیر امواج به عنوان یک مخاطره، در واقع به مکان رخداد موج بستگی دارد. در اقیانوس موج‌های بسیار بزرگ غیرعادی و سرگردان موجب مخاطره برای کشتی‌رانی می‌شوند. این موج‌ها تنها شامل تک موج‌ها نمی‌شوند بلکه شامل چندین موج با ارتفاع، مدت و جهت متفاوت می‌شوند که در طیفی از امواج تولیدی بر اثر وزش باد بر روی پهنه اقیانوس به وجود می‌آیند. برای مثال، میزان انرژی در هر متر از قله موج، در یک موج ۴ متری به مدت ۱۰ ثانیه در آب‌های عمیق $10^6 \times 31/4$ ژول (رابطه ۸-۴) است. میزان انرژی در یک موج ۳ متری و با همان مدت $10^6 \times 17/6$ ژول است. اگر این دو موج یکدیگر را قطع کنند آن وقت جمع انرژی $10^6 \times 49$ ژول است. با استفاده از رابطه ۸-۴ نتیجه‌ای را برای موجی با ارتفاع ۵ متر محاسبه نمایید. این ارتفاع از نظر زمانی و مکانی نادر است. اگر یک کشتی به صورت تصادفی در زمان و نقطه تلاقی دو موج باشد، در معرض خطر واژگونی قرار می‌گیرد. این قبیل امواج همواره کشتی را با خطر مواجه می‌سازند ولی امروزه این امواج همچنین موجب مخاطراتی جدی برای سکوهای نفتی، با خسارات احتمالی بوم‌شناختی و هدر رفت سرمایه، می‌شوند.

گاهی اوقات که امواج با یک جریان مخالف روبه‌رو می‌شوند، ارتفاعشان افزایش خواهد یافت. در امتداد ساحل جنوب شرقی آفریقا منطقه‌ای وجود دارد که به خاطر شکل‌گیری امواج بلند ناشی از اثر متقابل جریان‌ها مشهور است. در این جا امواج شکل گرفته در اثر بادهای طوفانی برخلاف حرکت جریان جنوبی آگلهاس حرکت می‌کنند و بین قسمت‌های زیر آب فلات آگلهاس و فلات قاره به دام می‌افتند. در نتیجه، امواج در این منطقه مرتفع می‌گردند. تلاقی قله یک موج ارتفاع یافته بر اثر این جریان موجب غرق شدن نفت‌کش غول پیکر «جاگنتیک»^۲ در اواخر دهه ۱۹۷۰ شد. مناطق دیگری نیز در جهان وجود دارد (از جمله ساحل شرقی نیوسات‌ولز، جایی که امواج طوفانی اغلب به داخل جریان ساحل شرقی استرالیا وارد می‌شوند) که دارای این چنین مخاطراتی هستند.

1- Beer; Bruun; Kushnir et al.; Zebrowski; Lawson
2- Gigantic



شکل ۸-۴- توزیع جهانی ارتفاع امواج بر اساس سنجش ماهواره TOPEX/POSEIDON (الف) ژانویه ۱۹۹۵، (ب) جولای ۱۹۹۵ (آزمایشگاه پیشرانس جت، ۱۹۹۵ الف، ب).

جمع جبری بر هم کنش امواج، وقوع امواج بزرگ و ناگهانی امروزی را تشریح نمی‌کند. ارتفاع کلی امواج در دریای شمال، با رخداد اتفاقی امواجی با بزرگی بیش از ۱۷ متر که در اطراف برخی سکوها به ثبت رسیده‌اند، در حال افزایش هستند. در ۶ سپتامبر سال ۱۹۸۳ در حوضه گورم^۱، ۵ موج با ارتفاع بیش از ۸ متر در طول یک دوره ۱۳ ساعته به ثبت رسیدند. تمام این امواج اتفاقی بودند و معادله غیرخطی شرودینگر^۲ به خوبی آن را تشریح می‌کند. این فرمول امواجی با ارتفاعی بیش از چهار برابر میانگین را پیش‌بینی می‌کند. بر هم کنش غیرخطی نیز می‌تواند باعث تولید امواجی با چنین ارتفاعی گردد، که اغلب در زنجیره‌ای از ۳ تا ۵ موج هولناک ظاهر می‌شود. شاید بزرگ‌ترین موج ثبت شده در تاریخ ۷ فوریه سال ۱۹۳۳، رخ داده باشد، وقتی در راماپو^۳ ایالت متحده یک طوفان با وزش بادهایی به بزرگی ۱۱ در مقیاس بوفور شروع شد. بعد از تداوم یک هفته‌ای شرایط طوفانی، کشتی‌ای وارد ناوه یک موج شد و به دیواره‌های آبی با ارتفاع ۳۴/۱ متر برخورد کرد. دیگر امواج بزرگ شامل:

- 1- Gorm
- 2- Schrodinger
- 3- Ramapo

موج ۲۶ متری که در روز عید سال ۱۹۹۵ به سکوی گازی استیت‌اوایل دراوپنر^۱ در دریای شمال خساراتی وارد کرد، موج ۲۹ متری که در سال ۱۹۹۵ از وسط اطلس شمالی گذشت و QE2 را به وحشت انداخت و موج ۳۰ متری که در طول مسابقات قایقرانی سیدنی در ۲۷ دسامبر سال ۱۹۹۸ تقریباً به پایه‌های یک هلی‌کوپتر برخورد کرد. چنین موج‌هایی حتی باعث فرو ریختن سکوهای نفتی می‌شوند؛ مثلاً در ۱۵ فوریه سال ۱۹۸۲ موجب فرو ریختن سکوی حفاری اقیانوسی رنجر در گراندبکس، نیوزیلند شدند. از سال ۱۹۶۹ به این طرف امواج هولناک با ارتفاع ۳۶ متر احتمالاً بیش از ۲۰۰ نفت‌کش غول پیکر را غرق کرده‌اند.

در طی برخی زمان‌ها ارتفاع امواج محلی نیز به میزان چشمگیری افزایش می‌یابد. برای مثال، از سال ۱۹۸۰ به بعد ارتفاع امواج اقیانوس اطلس شمالی به میزان ۲۰ درصد افزایش یافته‌اند. ارتفاع بزرگ‌ترین امواج ساحلی در کورن‌وال^۲ از ۱۱/۹ متر در دهه ۱۹۶۰ به ۱۷/۴ متر در اواخر دهه ۱۹۸۰ رسید، در حالی که میانگین ارتفاع امواج طی این دوره از ۲/۲ متر به ۲/۷ متر رسیده است. این مقادیر ارتفاعی بیانگر افزایش ۳۲ درصدی انرژی امواج هستند، افزایشی که ممکن است در طراحی سازه‌های مهندسی ساحلی و برون ساحلی در نظر گرفته نشود. شدت یافتن حوضه بادهای اطلس شمالی، ارتفاع امواج را چند برابر می‌کند.

مخاطرات امواج در سواحل صخره‌ای

تئوری ساده موج تشریح می‌کند که چگونه دریا‌های متلاطم به طور ناگهانی موجب غرق شدن و مرگ انسان‌ها بر روی صخره‌های ساحلی می‌شوند. هم اکنون هر هفته یک نفر در استرالیا، در نتیجه عبور امواج از روی سکوهای نفتی جاننش را از دست می‌دهد. در حال حاضر این پدیده طبیعی عادی‌ترین دلیل مرگ در استرالیا است. با این‌که توریست‌ها (به خصوص آنهایی که دانش اندکی از خط ساحلی دارند) بیشتر در معرض خطر هستند، اکثر جان‌باختگان این پدیده ماهیگیران هستند. ماهیگیری یک فعالیت تفریحی پرطرفدار در استرالیا است و بسیاری از ماهیگیران لبه صخره‌ها و سکوها را به عنوان بهترین نقطه برای ماهیگیری می‌دانند.

چهار عامل این مخاطره را شدت می‌بخشد. اول: زمانی‌که افراد برای رفتن به دماغه در امتداد ساحل گام بردارند، امنیتی کاذب به آنها القاء می‌شود که به خاطر شکست موج، ارتفاع امواج در امتداد ساحل نسبت به دماغه حداکثر تا ۵۰ درصد کاهش می‌یابد (شکل ۳-۸). دوم، ارتفاع امواج در ساحل به دلیل کنش و واکنش اصطکاکی با بستر دریا ۲۰-۵ درصد کاهش می‌یابد. در امتداد سواحل صخره‌ای به خصوص در نیوساوت‌ولز جایی که فلات قاره پهنایی به باریکی ۱۲ کیلومتر دارد، به طور طبیعی شیب تند ساحلی اصطکاک را تا کمتر از ۵ درصد کاهش می‌دهد. سوم، واژه امواج غیرعادی، عموماً به برهم کنش‌هایی اطلاق می‌شود که به جای تک موج‌های بزرگ، طیفی از امواج را ایجاد می‌کنند. امواج به ندرت با دوره ثابت، ارتفاع یا جهت یکسان به امتداد خط ساحل می‌رسند. برای مثال، در امتداد ساحل نیوساوت‌ولز ورود امواج از دو جهت متفاوت امری عادی است. در خلیج‌ها، هر تغییر جهتی در امواج رسیده به ساحل، به خاطر شکست موج ضعیف می‌گردد. در دماغه‌ها شکست موج کارآمد و موثر نیست، زیرا دماغه‌های متصل به ساحل و توپوگرافی ساحلی به سمت دریا دارای شیب تندی هستند. در این‌جا تغییر جهت امواج زیاد است و احتمال هم‌کنشی بین قله موج‌ها خیلی زیاد می‌باشد. از این رو، اغلب قله امواجی که از دو جهت متفاوت همدیگر را قطع می‌کنند، به خاطر جمع شدن انرژی دو موج، منجر به تشدید ارتفاع امواج می‌شوند. بنابراین در امتداد صخره‌ها، این امواج ترکیبی نسبت به امواجی که به صورت جداگانه تولید می‌شوند، دارای ارتفاع خیلی بیشتری خواهند بود. عامل نهایی: امواج در امتداد یک ساحل، اغلب در فاصله‌ی نسبتاً دوری از ساحل دچار شکست شده و انرژی خود را قبل از رسیدن به منطقه

1- Statoil's Draupner
2- Cornwall

موجی ساحل از دست می‌دهند. در حالی که شکل‌گیری امواج در منطقه موجی و راه یابی آنها به طرف ساحل، به صورت موقت می‌تواند موجب افزایش چشم‌گیری در سطح آب ساحل شده و در این وضعیت بیشتر انرژی در منطقه موجی مصرف می‌شود. به علاوه، برگشت امواج از خط ساحل، به خاطر هموار بودن ساحل بسیار اندک است. با وجود این، در دماغه‌ها شکل‌گیری امواج در خط ساحلی باعث شکسته شدن امواج می‌شوند. در سواحل صخره‌ای نسبت به منطقه موجی ساحلی اتلاف انرژی بیشتری رخ می‌دهد. همچنین طبیعت پرشیب دماغه‌ها منجر به بازگشت انرژی قابل توجه‌ای به سمت دریا می‌شود. این فرایندی است که به طور موقت موجب افزایش چندین متری سطح آب دریا در ساحل می‌گردد. این امکان وجود دارد که موج بعدی بر روی این پهنه بالا آمده آب رخ دهد. این فرایند باعث پدید آمدن امواج غیرعادی شده، که حتی وقتی سطح جزر و مد پایین است سکوهای صخره‌ای را تحت شعاع قرار می‌دهند (شکل ۸-۵).



شکل ۸-۵- امواج عظیم بیش از ۴ متر در حال عبور از موج شکن بندر وُلن گانگ، استرالیا (عکس جان تلفورد، فیر میدو، نیوساوت ولز). پارامترهای ضروری در تولید امواج غیرعادی، شامل امواج متغیر و سطح بالای دریاها می‌باشند. این شرایط ممکن است با دوره‌های هوای طوفانی و پرباد مرتبط باشد. اگر چنین شرایطی برای مدت طولانی رخ ندهند، ممکن است آگاهی مردم از رفتار موج (به خصوص در امتداد سواحل صخره‌ای و در دریاهایی با سطح بالا) کاهش یابد. این غفلت و ناآگاهی دلیل اصلی غرق شدن انسان‌ها در روی سواحل صخره‌ای استرالیا در اثر امواج است.

مخاطرات یخ دریا

(دیفنت، ۱۹۶۱؛ گروس، ۱۹۷۲؛ وینجی، ۲۰۰۱؛ انیسمو و ویتزهاریس، ۲۰۰۱؛ لانگ و همکاران، ۲۰۰۳)^۱

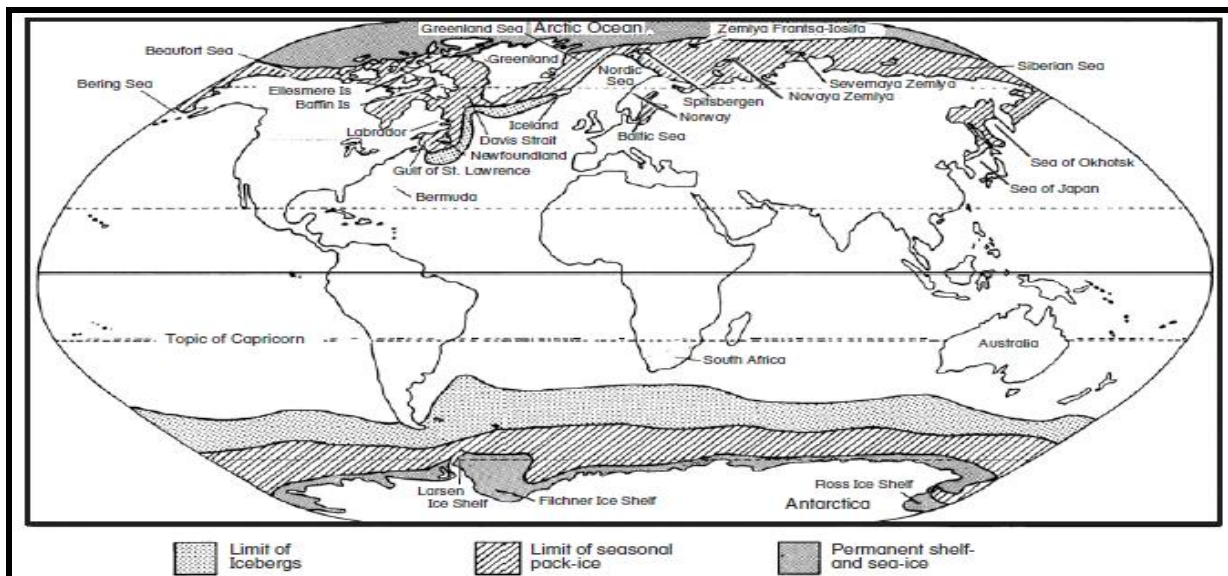
یخ در اقیانوس

یخ دریا دارای دو منشأ، یکی یخ زدن آب دریا و دیگری تخلیه یخ یخچال‌ها به داخل اقیانوس است. مکانیسم اول، معمولی‌ترین روش شکل‌گیری یخ دریا است. چون دریا دارای شوری ۳۵-۳۱ درصدی (قسمت در هزار) است، آب دریا تقریباً در دمای ۱/۹- درجه سانتی‌گراد زیر صفر یخ می‌بندد. یخ دریایی جدید حاوی آب خالص نیست ولی دارای شوری ۱۵-۵ است. هرچه یخ سریع‌تر شکل بگیرد، احتمال شوری بیشتری وجود دارد. وقتی عمر یخ بالا می‌رود، آب شور تخلیه و یخ‌کاری از نمک و شفاف می‌شود. از این ویژگی‌ها برای تشخیص عمر و منشأ یخ دریا استفاده می‌کنند. در دمای ۳۰- درجه سانتی‌گراد زیر صفر، یخ دریا با سرعت ۱۰ سانتی‌متر در روز تشکیل می‌شود. معمولاً در بخش‌های قطبی شمال کانادا یک چرخه یخ‌بندان زمستانی باعث شکل‌گیری یک لایه یخی با ضخامت ۲-۳ متر خواهد شد. در این منطقه، یخ لایه زیرین آب را ایزوله می‌کند و به میزان زیادی یخ‌زدگی را کاهش می‌دهد. این فرایند شبیه یخ‌زدگی در دریاچه‌ها و رودخانه‌ها است ولی به خاطر پایین بودن شوری آب شکل‌گیری یخ در این محیط‌ها خیلی سریع‌تر صورت می‌گیرد. چگالی آب دریا ۱۰۲۷ کیلوگرم در مترمکعب است.

با در نظر گرفتن حجم یک درصدی هوا، ۸۹ درصد از یخ شناور در آب فرو می‌رود. اگر حجم هوا تا ده درصد افزایش بیابد، همان گونه که در برخی آیسبرگ‌ها و یخهای ورقه‌ای رخ می‌دهد، آن وقت حجم قسمت زیر آب رفته به ۸۱ درصد کاهش می‌یابد.

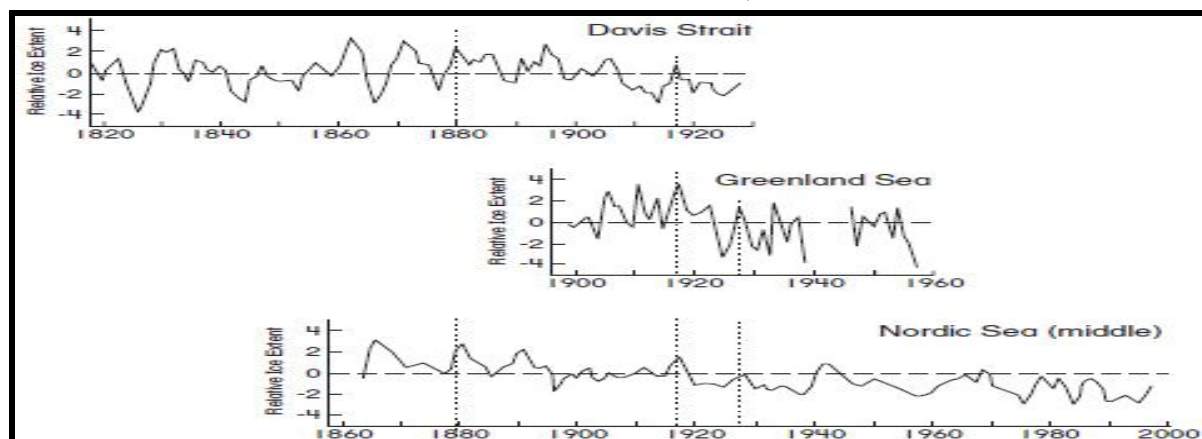
یخ دریا به چهار دسته تقسیم می‌شود. دسته اول شامل ورقه قطبی و یخ دریا است که یک پوشش دائمی از یخ با ضخامت ۳-۴ متر را بر روی ۷۰ درصد اقیانوس منجمد شمالی و اطراف قاره قطب جنوب تشکیل می‌دهند (شکل ۸-۶). این یخ بسیار ضخیم است ولی در فصل تابستان ممکن است ترک بخورد و دالان‌ها را شکل بدهد. در زمستان بعدی، دالان‌ها به وسیله تغییر فشار ناشی از شکل‌گیری پشته‌های یخی با ده‌ها متر ارتفاع با فشار بسته می‌شوند. همچنین یخ دریا به خصوص در جنوبگان ممکن است به صورت ناهمگون و تکه تکه ذوب شود و مناطق با آب‌های آزاد از یخ که **پولی‌نیا** نامیده می‌شود، را به وجود آورند. از اواسط دهه ۱۹۷۰ ذوب شدن یخ دریای شمالگان افزایش یافته است. بین سال‌های ۱۹۵۵ و ۲۰۰۰ منطقه پوشیده از یخ دریا ۲۱ درصد کاهش یافت. این مقدار از سال ۱۹۷۰ از ۶ درصد در هر دهه در اطلس تا ۱/۵ درصد در هر دهه در شمالگان کانادا و دریای **برینگ** متغیر بوده است (برای مشاهده مکان‌های ذکر شده در این بخش به شکل ۸-۶ نگاه کنید). با اینکه این روند به گرمایش کره زمین نسبت داده شده است، ولی ذوب یک فرایند طولانی مدت است. شکل ۸-۷ این روند را برای قطب شمال در طی دو قرن گذشته با استفاده از داده‌هایی از تنگه **دیویس**^۱ بین کانادا و **گرینلند**، دریای گرینلند در شرق گرینلند و دریای **شمال** در شمال اقیانوس اطلس، توضیح می‌دهد. در دریای شمال پهنه یخ دریا در ماه آوریل تا ۳۳ درصد کاهش یافت ($10^6 \times 0.79$ km²) درصد زیادی از این کاهش قبل از تشدید فعالیت‌های صنعتی در اواسط قرن بیستم اتفاق افتاده است. خطوط نقطه‌گذاری شد در شکل ۸-۷ نشان‌دهنده گستره تغییرات یخ دریا است که به صورت هم زمان در سراسر پهنه شمالگان رخ داده است. حدود یخ دریا در شمال اطلس در مواقعی که نوسان اطلس شمالی مثبت است، به خاطر افزایش جریان شمال‌سوی هوای گرم، عقب‌نشینی می‌کند. با این وجود، بر روی شبه جزیره **لابرادور**، اثرات متضادی مشهود است. این همبستگی الگوی مرتبط با نوسان اطلس شمالی با دماهای گرم‌تر روی شمال‌شرق اطلس و دماهای خنک‌تر بر روی شرق آمریکا را به خوبی تبیین می‌کند. همزمان با این عقب‌نشینی، ضخامت یخ دریا بین سال‌های ۱۹۷۰ و ۱۹۹۲ تا ۰/۱۳ متر کاهش یافته است. در شرق دریای سیبری، ضخامت یخ از ۳/۱ متر در دهه ۱۹۶۰ به ۱/۸ متر در دهه ۱۹۹۰ کاهش یافت. در برخی نقاط به خصوص بین **گرینلند** و **نروژ**، پوشش یخ طی ۳ دهه گذشته تا ۴۰ درصد کاهش یافت. چشمگیرترین نمونه این کاهش‌ها، از بین رفتن ورقه‌های یخی واقع در اطراف شبه جزیره قطب جنوب بوده است. در ۵۰ سال گذشته ۵ ورقه یخی به حجمی بالغ بر ۵۰۰۰ km²، به خاطر افزایش گرمایش منطقه‌ای به میزان ۲/۵ درجه سانتی‌گرادی از بین رفتند. نابودی ورقه یخی **لارنس** در سال ۱۹۹۵ بزرگ‌ترین مورد از فروپاشی لایه‌های یخی بود (۳۰۰۰ km²). فروپاشی با همین وسعت منطقه‌ای در سال ۱۹۹۹ نیز تکرار شد. چون هنوز این یخ به صورت شناور است تأثیری بر روی سطح دریا نداشته است.

دومین نوع یخ دریا، یخ توده‌ای سالانه است که اساساً در محدوده‌ی دریاهای ژاپن و **اخشک**، دریاهای **برینگ** و **بالتیک**، خلیج **ست‌لورنس** و در امتداد سواحل جنوب‌شرقی کانادا، شکل می‌گیرد. توده‌های یخ همچنین در دریاچه‌های غیر ساحلی، جایی که یخ‌زدگی زمستانی رخ می‌دهد، به وجود می‌آیند. در نیمکره شمالی توده‌های یخ معمولاً در امتداد لبه غربی اقیانوس‌ها، به دلیل جریان‌های سرد جنوب‌سوی غالب، با فراوانی بیشتری به سمت جنوب گسترش می‌یابند. در نیمکره جنوبی و شمالی، به خصوص در زمستان‌های شدید، توده‌های یخ می‌توانند تا فراتر از عرض ۵۰ درجه به سمت استوا گسترش یابند. اگر تابستان‌های بعدی سرد باشد یا شکل‌گیری یخ خیلی شدید باشد، آن وقت احتمال دارد مناطق بزرگی از یخ توده‌ها به طور فصلی ذوب نشوند.



شکل ۸-۶- توزیع ورقه‌های دائمی یخ قطبی و یخ دریا، قطعات یخ فصلی و آیسبرگ‌ها (پس از گروس، ۱۹۷۲).

یخ توده‌های وسیع بین گرینلند و ایسلند، به استعمار گرینلند توسط **وایکینگ** پایان دادند، زیرا این یخ توده در اواسط قرن چهاردهم مانع ارتباط با اروپا شد. به جز در اوایل دهه ۱۹۷۰، در طی قرن بیستم محدوده یخ توده در شمالگان، همزمان با افزایش گرمایش جهانی به سمت قطب عقب‌نشینی کرد. یخ توده‌ها تنها زمانی که به سمت ساحل تغییر مسیر بدهند یا وقتی آنقدر ضخیم باشند که احتمال مسدود کردن کانال‌های کشتی‌رانی و شکل‌گیری برآمدگی‌های متراکم در میان این کانال‌ها را داشته باشند به عنوان یک مخاطره تلقی می‌شوند. در این شرایط کشتی‌های اکتشافی و شکارچی نهنگ شکسته و غرق می‌شوند. در تابستان سال ۱۹۸۶-۱۹۸۵ و ۲۰۰۲-۲۰۰۱ برنامه تحقیقاتی قطب جنوب استرالیا به وسیله یخ توده‌ی ضخیمی که باعث مسدود شدن مسیر تأمین آذوقه، آسیب رساندن و غرق کشتی‌ها شد، مختل گردید. در شمالگان کانادا، از لحاظ تاریخی یخ توده‌های عظیم موجب خطراتی برای کشتی‌رانی و افزایش هزینه دستیابی مجدد به نواحی مسکونی شمالی شدند. یخ توده‌ها در قرن نوزدهم چندین سفر به شمالگان کانادا را ناتمام گذاشتند و مشهورترین آنها ناپدید شدن هیئت اعزامی **فرانکلین** بود.



شکل ۸-۷- ترکیبی از وسعت یخ دریا در ماه آوریل از ۱۸۱۸-۱۹۹۸، بدست آمده از تنگه دیویس (دیفنت، ۱۹۶۱)، دریای گرینلند (اسکو ۱۹۷۰) و عرض‌های میانی دریای شمال (وینچی، ۲۰۰۱).

سومین نوع یخ دریا شامل یخ ساحلی است. این یخ در ساحل شکل می‌گیرد و تا بستر دریا پایین می‌رود. این نوع یخ در طول طوفان‌های زمستانی به طور موثری از خط ساحلی در برابر ضربه امواج محافظت می‌کند ولی در زمان ذوب شدن، اگر به سمت دریا شناور شوند مقادیر قابل توجهی از رسوبات ساحلی را جابه‌جا می‌کند. وجود این نوع یخ در ساحل موجب یک مخاطره منحصر به فرد می‌شود که در بخش‌های بعدی به آن می‌پردازیم.

چهارمین دسته یخ دریا شامل **آیسبرگ‌ها** می‌شوند. آیسبرگ‌ها خطری برای کشتی‌رانی محسوب می‌شوند، همان‌گونه که تشریح می‌شود فاجعه‌آمیزترین حادثه ناشی از آیسبرگ‌ها، غرق شدن کشتی غول پیکر **تایتانیک** در آوریل سال ۱۹۱۲ است که موجب تلف شدن و ناپدید شدن ۱۵۰۳ مسافر و خدمه گردید. در نیمکره شمالی آیسبرگ‌ها در اطلس شمالی شکل می‌گیرند، زمانی که یخ‌ها از یخچال‌ها جدا می‌شوند در امتداد ساحل غربی گرینلند و ساحل شرقی جزیره **بافین** وارد اقیانوس می‌شوند. آیسبرگ‌هایی که از ساحل شرقی گرینلند می‌آیند، معمولاً به سمت جنوب منحرف می‌شوند، دماغه جنوبی گرینلند را دور می‌زنند و در تنگه دیویس به هم ملحق می‌شوند. در امتداد نیمه جنوبی ساحل غربی گرینلند، آیسبرگ‌ها در **فیوردها** جمع می‌شوند و در فواصل دو هفته‌ای حداکثر مد به تنگه دیویس تخلیه می‌گردند. در امتداد نیمه شمالی ساحل گرینلند، یخچال‌ها تا چندین کیلومتر به داخل دریا پیشروی می‌کنند و آیسبرگ‌های شناور مستقیماً وارد تنگه دیویس می‌شوند. حدود ۹۰ درصد تمامی آیسبرگ‌های نیمکره شمالی در طی دوره‌های یخ توده‌ای شدید در تنگه دیویس جمع می‌شوند و سپس در زمانی که یخ توده‌ها در فصل بهار تکه تکه می‌شوند، وارد جریان لابرادور می‌گردند و به طرف جنوب حرکت می‌کنند. سپس این آیسبرگ‌ها از ساحل **نیوفونلند**، با تغییرپذیری سالیانه زیاد وارد اقیانوس اطلس می‌شوند. کمتر از ۱۰ درصد آیسبرگ‌ها دریای **بارنتس** از یخچال‌های روی جزایر **اسپیتس‌برگن**، **زملیا فرانتسا یوزیفا (فرانس جوزف لند)**، **نوایا زملیا** و **سورنایا زملیا**، پدید می‌آیند.

به جای این‌که بادهای جهت حرکت یخ توده‌ها را مشخص سازند جریان‌های اقیانوسی حرکت آیسبرگ‌ها را کنترل می‌کنند. به دلیل نیروی کوریولیس، در نیمکره شمالی یخ به سمت راست بادهای و در نیمکره جنوبی در جهت چپ بادهای حرکت می‌کنند. آیسبرگ‌ها در شمال اطلس معمولاً ده‌ها متر ارتفاع دارند؛ هر چند برخی آیسبرگ‌ها ارتفاعی بیش از ۸۰ متر و طولی بیش از ۵۰۰ متر دارند. جنوبی‌ترین آیسبرگ ثبت شده در نیمکره شمالی در نزدیکی برمودا در مدار ۳۳ درجه و ۳۳ دقیقه شمالی مشاهده شده است. در قطب جنوب آیسبرگ‌ها معمولاً از ورقه‌های یخی **رأس** و **فلیچنر** جدا می‌شوند. در اینجا یخچال‌ها وارد یک دریای کم‌عمق می‌شوند و با کرانه یخی ۳۵ و ۹۰ متری به ترتیب در بالا و پایین، سطح دریا شکل می‌دهند. میزان تولید آیسبرگ‌ها در قطب جنوب، احتمالاً با تعداد ۵۰۰۰۰۰ آیسبرگ در هر دوره افزایش داشته است. طول آیسبرگ‌های جدا شده از ورقه یخی **راس** ممکن است به ۱۰۰ کیلومتر برسند. بزرگ‌ترین ورقه یخی اندازه‌گیری شده تا به امروز ۳۳۴ کیلومتر در ۹۶ کیلومتر وسعت داشته است که با ارتفاع ۳۰ متری بر روی یک پهنه آبی مستقر بوده. حجم این توده ورقه‌ای یخی دو برابر میزان دبی سالانه یخ تمام قطب جنوب بوده است. در سال ۲۰۰۰، یک آیسبرگ که **B15** نامیده شد و ۲۹۵ در ۳۷ کیلومتر وسعت داشت از ورقه یخی **رأس** جدا شد. امروزه تعداد آیسبرگ‌ها مشاهده شده به ۵ برابر افزایش یافته است؛ هر چند با استفاده از تکنیک‌های پیشرفته نظارت و رصد، آیسبرگ‌های بیشتری شناسایی می‌شوند و از این گذشته، این ورقه‌های یخی در مرحله پایانی چرخه ایجاد توده‌های بزرگ یخ شناور که هر ۱۰۰-۵۰ سال تکرار می‌شود، قرار دارند. آیسبرگ‌های ورقه‌ای حتی تا فاصله‌ای به دوری شمال عرض ۴۰ درجه جنوبی نیز یافت شده‌اند و شمالی‌ترین آیسبرگ‌های ثبت شده در مدار ۲۶/۰۵ درجه جنوبی، در ۳۵۰ کیلومتری منطقه حاره‌ای رأس جدی رصد شده است. این امر پدیده‌ای غیرعادی است، زیرا جریان پیرامون قطبی جنوبگان بین مدار ۵۰ و ۶۵ درجه یک مانع گرم در جلوی حرکت روبه شمال یخ ایجاد می‌کند. همچنین در حدود ۱۰۰ آیسبرگ ورقه‌ای کوچک، به حجم حداکثر 30 km^2 در اقیانوس منجمد شمالی وجود دارند، که اساساً در جهت عقب‌ریزه‌های ساعت با جریان‌های دریایی به طرف دریای **بوفور** حرکت می‌کنند. این یخ‌های شناور از ۵ ورقه یخی کوچک در جزیره **الزمی** جدا شدند. به دلیل اینکه احتمال اندکی وجود دارد که این آیسبرگ‌ها به آب‌های گرم جنوبی وارد شوند، ورقه‌های یخی کنده شده به مدت ۵۰ سال یا بیشتر دوام می‌آورند.

در نیمکره جنوبی، آیسبرگ‌ها خطر اندکی برای کشتی‌رانی دارند، چون به فراوانی وارد حوضه‌های بزرگ کشتی‌رانی نمی‌شوند. با این وجود، این امر برای کشتی‌رانی بین آمریکای جنوبی و استرالیا و بین استرالیا و آفریقای جنوبی ناشناخته نیست، به دلیل آیسبرگ‌های متعددی که در عرض‌های ۵۰-۴۵ درجه جنوبی دیده شده و دارای تغییر مسیر به سمت شمال هستند. آیسبرگ‌های اطلس شمالی وارد حوضه‌های بزرگ کشتی‌رانی بین آمریکای شمالی و اروپا، به خصوص بر روی ساحل *گراندد بنکس*^۱، در شرق نیوفونلند می‌شوند. در سال‌های استثنایی، ممکن است بین ۳۰ تا ۵۰ آیسبرگ بزرگ وارد این منطقه شوند. از لحاظ تاریخی آیسبرگ‌ها به طرز وحشتناکی موجب تلفات می‌شوند. در بین سال‌های ۱۸۸۲ و ۱۸۹۰ آیسبرگ‌ها در اطراف *گراندد بنکس* موجب غرق شدن ۱۴ کشتی مسافری و وارد آمدن خسارت به ۴۰ کشتی دیگر شدند. مخاطره آیسبرگی در ۱۴ آوریل سال ۱۹۱۲، زمانی که کشتی عظیم ۴۶۰۰۰ تنی تایتانیک با آیسبرگی که ۵ برابر اندازه کشتی بود برخورد کرد، به اوج خود رسید این سال همراه با الینو شدید بوده. این تصادف با آیسبرگ باعث در هم شکستن بیش از دو پنجم طول بدنه پرچ شده زیر آب کشتی شد. ظاهراً ضربه آنقدر بی‌سر و صدا بوده که مسافران و خدمه کشتی نفهمیدند چه اتفاقی افتاده است. ظرف مدت ۳ ساعت کشتی تایتانیک به نحو شگفت‌انگیزی غرق شد. تنها یک سوم مسافران با استفاده از قایق‌های نجات جان سالم به در بردند ولی ۱۵۰۰ نفر با غرق شدن کشتی جان خود را از دست دادند. بلافاصله نیروی دریایی ایالت متحده برای کنترل و نظارت بر آیسبرگ‌ها شروع به گشت زنی نمود. در سال بعد ۱۳ کشور در لندن برای تأسیس و راه‌اندازی گارد بین‌المللی نظارت و کنترل بر یخ به ریاست گارد ساحلی ایالت متحده، دور هم جمع شدند. گارد ساحلی دو بار در روز مشاهدات خود را اعلام می‌نمود و تمام کشتی‌ها در *آتلاتیک* شمالی موظف بودند هر گونه آیسبرگ مشاهده شده‌ای را به مقامات محلی گزارش دهند. از زمان جنگ جهانی دوم، همچنین گشت زنی هوایی دائمی نیز به وجود آمد. با ظهور ماهواره‌ها، آیسبرگ‌های بزرگ روی صفحه ماهواره‌ها تشخیص داده می‌شوند، در حالی که خطرناک‌ترین آنها با استفاده از دستگاه‌های فرستنده رادیویی نصب شده روی سطح آن کنترل می‌شوند. کشتی‌ها نیز با استفاده از سیستم‌های راداری پیشرفته آیسبرگ‌ها را تشخیص می‌دهند.

با اینکه خطر آیسبرگ‌ها برای کشتی‌رانی کم و بیش همیشه وجود داشته است ولی خطر آنها برای سکوهای حفاری و اکتشاف نفت در سال‌های اخیر به خصوص در دریای *بوفور* و در امتداد ساحل *لابرادور* افزایش یافته است. به دلیل اینکه ۸۰ درصد حجم آیسبرگ‌ها در زیر آب قرار دارد آیسبرگ‌های بزرگ، بستر دریا را تا عمق ۱-۰/۵ متر خراش می‌دهند و روی فلات قاره‌ای شیارهای طویل و خطی ایجاد می‌کنند. از این رو آیسبرگ‌ها خطوط انتقال نفت یا گاز را در بستر دریا از جا می‌کنند. همچنین آیسبرگ‌های شناور حجم و سرعت زیادی دارند که می‌توانند سکوهای نفتی را در هم بشکنند. این آیسبرگ‌ها نه تنها موجب تلفات احتمالی و خسارت مالی هنگفتی می‌گردند، بلکه با ریختن نفت به داخل دریا منجر به فاجعه بوم‌شناختی بزرگی نیز می‌شوند. تلاش‌هایی برای منحرف ساختن آیسبرگ‌ها به وسیله‌ی کشیدن آنها با یدک‌کش‌ها صورت گرفته است. هرچند حجم بزرگ آیسبرگ‌ها می‌بایست موجب بی‌حرکتی آنها شود ولی این واقعیت که بخش اعظم آنها در زیر آب قرار دارند باعث می‌گردد که آیسبرگ‌ها به راحتی و با هر گونه جریان اقیانوسی به حرکت درمی‌آیند. در حال حاضر، بیش از آنکه برخورد آیسبرگ با سکوی حفاری بیشترین مخاطره را برای فعالیت‌های نفتی و گازی در آب‌های مستعد یخ‌زدگی ایجاد نماید امواج بیشترین خطر را ایجاد می‌نمایند. امروزه بهترین روش برای کاهش آسیب‌پذیری در مواجهه با این مخاطره فقط شامل تخلیه نیروها از سکوها در معرض خطر است. چنین رویه‌هایی در طول چند سال گذشته در چندین محل مورد استفاده قرار گرفته‌اند.

یخ در ساحل

(تیلور، ۱۹۷۷؛ کوواکس و سودهی، ۱۹۷۸؛ بروون، ۱۹۸۵)^۱

هیچ جایی، بیشتر از خط ساحلی، با اثرات ویرانگر یخ مواجه نیست. در فصل زمستان، دیواره یخ ساحلی که آب یخ بسته در خط ساحلی است، از ساحل در برابر ضربه امواج طوفانی محافظت می‌کند. یخ توده‌ها که در اقیانوس‌های آزاد یا دریاچه‌ها شکل می‌گیرند، نیز طول پهنه مولد برای شکل‌گیری امواج را کاهش می‌دهند. در اواسط فصل زمستان، تمام خطوط ساحلی به وسیله یخ‌زدگی محافظت می‌شوند. در بهار یخ توده ذوب و خرد می‌شود و پس از آن تحت تأثیر نیروی باد ممکن است از ساحل دور گردند. در این موقع از سال، اگر باد به سمت ساحل تغییر مسیر دهد و یخ توده را به سمت ساحل منحرف کند خطوط ساحلی در معرض خسارت ناشی از یخ قرار می‌گیرند. در ساحل، به ویژه اگر یخ توده کم ارتفاع و تخت باشد تأثیر اندکی بر روی خط ساحل می‌گذارد. با وجود این این یخ به ساحل رسیده، می‌تواند تا ۱۵ متر ارتفاع داشته باشد و از این رو اسکله‌ها، ساختمان‌های بندرگاه و خطوط ارتباطی را از بین می‌برد. یخ به طور فعالی تقریباً تا ۲۱۰ متر در خشکی پیشروی می‌کند و رسوباتی به بزرگی تخته سنگ‌هایی با قطر ۴-۳ متری را حرکت می‌دهند. در جزایر پست و کم ارتفاع واقع در شمالگان کانادا، یخ توده‌های باریک با ضخامت ۲-۱ متر، در امتداد ده‌ها کیلومتر بر روی خط ساحلی هل داده می‌شوند (شکل ۸-۸). توده‌های بزرگی از شن و تخته سنگ‌ها از ۰/۵ تا ۷ متر ارتفاع با ۳۰-۱ متر عرض و ۲۰۰-۱۵ متر طول در خط ساحلی انباشته می‌شوند. ورود یخ به داخل خشکی و سپس روی هم انباشته شدن آن، به بادهای شدید غیرعادی نیاز ندارد. در طول وقایع ورود یخ به خشکی سرعت اندازه‌گیری شده باد به ندرت فراتر از ۱۵ متر در ثانیه (۵۴ کیلومتر در ساعت) رسیده است. در اینجا زمان اهمیت زیادی ندارد، فراوانی رخدادهای ورود یخ به خشکی در فواصل ۱۵ دقیقه‌ای رخ داده‌اند. تقریباً تمامی عوامل مورد نیاز جهت حرکت دادن توده‌های یخی به ساحل شامل توده‌های شناور یخ در نزدیک ساحل و یک نسیم ملایم ساحلی است.

ورود یخ به داخل خشکی هم‌چنین می‌تواند به خاطر انبساط گرمایی نیز رخ دهد به خصوص در دریاچه‌ها. با کاهش سریع دما، یخ دریاچه منقبض می‌شود و به صورت قابل توجهی ترک برمی‌دارد. اگر آب دریاچه وارد ترک‌ها شود و به همراه آب حاصل از ذوب ثانوی ناشی از ورود آب ترک را پر نماید، گرمایش در تمام سطح یخ باعث انبساط و هل دادن آرام آن به سمت ساحل می‌گردد. اگر یخ‌زدگی شدید با جایگزینی ذوب و آب شدن یخ تعقیب گردد، ورود یخ به ساحل دریاچه‌هایی که به کوچکی 5km^2 هستند بسیار قابل توجه خواهد بود. دریاچه‌های بزرگ‌تر از انبساط یخ تأثیر نمی‌پذیرند، چون خود یخ به سادگی بر روی خودش سوار می‌شود و ترک‌های گشوده شده در سطح یخ دریاچه را می‌پوشاند.



شکل ۸-۸- توده‌های یخ با ضخامت ۱ متر در حال فشار و بالاروی بر روی شن و لجن‌های امتداد ساحل جنوبی جزیره کورن‌وال در قطب شمال کانادا هستند- شکاف‌های قسمت بالایی عکس نشان دهنده فشار یخ در سطوح نسبتاً بالاتر دریا هستند.

مهم‌ترین تأثیر ورود یخ دریا به خشکی نابودی سازه‌های ساحلی است. در بنادر دریاچه‌های شمال‌شرق ایالت متحده و جنوب کانادا، لنگرگاه‌ها، موج‌شکن‌ها و ساختمان‌های ساحلی به دلیل انبساط گرمایی یخ در دریاچه‌های کوچک تقریباً بی‌دوام

هستند. در دریاچه‌های بزرگ‌تر و در امتداد سواحل اقیانوس منجمد شمالی در کانادا، شمال اروپا و روسیه، فشار ناشی از رانش یخ توسط باد سازه‌های ساحلی را نابود می‌سازد. در ناحیه‌ی آمریکای شمالی دریای بوفورت، برنامه‌های اکتشاف و حفاری نفت به سبب شناور بودن یخ توده‌ها، شدیداً مختل می‌گردند. این محدوده‌ها به وسیله‌ی دیواره‌ها و موج‌شکن‌هایی برای محافظت در برابر یخ‌های شناور، محصور شده‌اند. در شمالگان کانادا، در حالی که دولت سعی می‌کند سریع‌ترین و بی‌خطرترین شیوه‌های استخراج نفت را پیدا کند، برنامه‌های استخراج نفت چهار سال به تعویق افتادند. زیرا در صورتی که خطوط لوله‌ای بین جزایر در بستر دریا کار گذاشته می‌شد در معرض خطر آیسبرگ‌های شناور و در صورتی که نزدیکی خط ساحلی تعبیه می‌شدند در معرض خطر یخ‌های وارد به خشکی قرار می‌گرفتند. از طرف دیگر، تجهیزات بندرگاهی مخصوص نفت‌کش‌ها به وسیله‌ی فشار یخ در معرض خطر قرار دارند. حتی در مناطقی که فشار یخ مشکل بزرگی ایجاد نمی‌کند یخ‌های شناور دریا می‌توانند به بندرگاه وارد شده و مانع استفاده از بندرگاه حتی برای همان مدت کوتاه (دو یا سه ماه) فصل عاری از یخ برای کشتی‌رانی شوند.

مخاطرات بالا آمدن سطح دریا

مقدمه

بالا آمدن سطح دریا یک مخاطره طولانی مدت قابل توجه محسوب می‌شود. طی قرن گذشته، سطح دریا‌های جهانی (استاتیک^۱) به صورت قابل توجهی $1/5 \pm 15/1$ سانتی متر بالا آمده است. در اوایل دهه ۱۹۸۰ سطح دریاها با سرعت ۳ میلی‌متر در سال بالا آمد و موجب این تصور شد که کره زمین در شرف وارد شدن به دوره‌ای است که به موجب آن در طی ۱۰۰ سال بعدی سطوح دریا به صورت استاتیک تا ۱۰۰-۵۰ سانتی متر بالا می‌آیند. بالا آمدن سطح آب دریا با چنین شتابی خطوط ساحلی جهان را در معرض حوادث ویرانگری قرار می‌دهد. فرسایش ساحلی افزایش می‌یابد، مناطق پست کم ارتفاع در طی طوفان‌ها به طور دائمی در معرض سیلاب یا در معرض زیر آب رفتن پی‌درپی قرار می‌گیرند و همچنین سطح ایستایی سفرهای آب افزایش می‌یابد. علت اصلی افزایش سطح آب دریاها در قرن بیستم به ذوب شدن کلاهک‌های یخی منتج از افزایش دما و گرمایش جهانی نسبت داده شده است. اینکه آیا کره زمین در حال گرم شدن است؟ آیا این امر علت طبیعی دارد یا انسانی؟ موارد قابل بحثی هستند. پیش‌بینی می‌شود تا سال ۲۱۰۰ گرم شدن کره زمین و انبساط گرمایی آب سطح اقیانوس‌ها موجب بالا آمدن ۴۰-۲۰ سانتی متری سطح آب دریاها شود. این بخش به بررسی نشانه‌ها و دلایل افزایش سطح دریاها و دلایل نوسان سطح دریاها می‌پردازد.

مقادیر کنونی تغییر سطح دریاها در سراسر جهان

(کازیناوی و همکاران، ۲۰۰۲؛ نیریم و همکاران، ۲۰۰۲؛ مرکز تحقیقات استرویدینامیک کلرادو، ۲۰۰۳)^۲

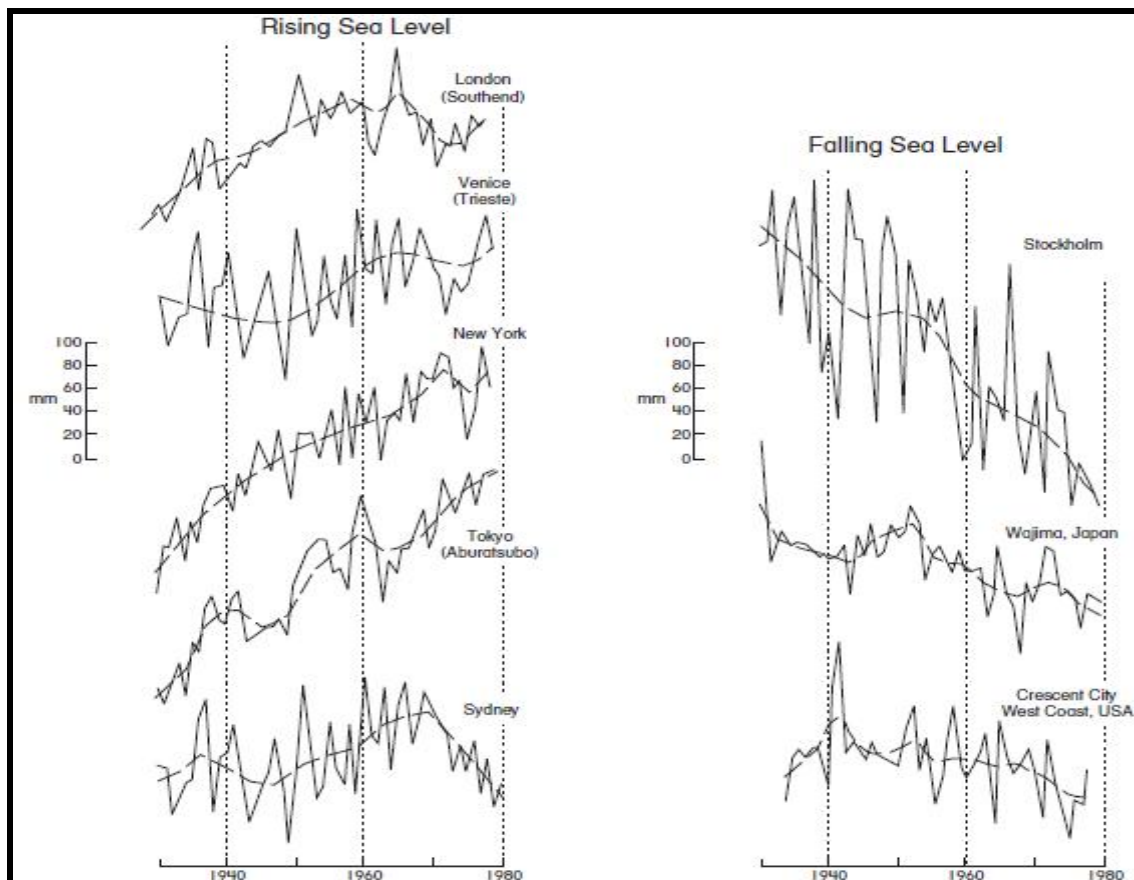
شکل ۸-۹ تغییرات اندازه‌گیری شده سطح دریا به وسیله جزر و مد سنج‌ها از سال ۱۹۸۰-۱۹۳۰ را برای ۵ شهر بزرگ، لندن، ونیز، نیویورک، توکیو و سیدنی را نشان می‌دهد، که عموماً به عنوان شهرهایی در معرض خطر بالا آمدن سطوح اقیانوس‌ها در نظر گرفته می‌شوند. این شهرها لزوماً نشانگر تغییر استاتیک سطح دریا نیستند، زیرا اثرات محلی (ایزوستاتیک) نیز در برخی مناطق مؤثر هستند. لندن در منطقه‌ای قرار دارد که در آن حوضه دریای شمال به صورت تکتونیکی در حال فرونشینی است، ونیز به خاطر استخراج آب زیرزمینی دچار نشست زمین می‌شود و توکیو نیز به دلیل فعالیت زمین‌لرزه‌ای دارای نشست تکتونیکی زمین است. با این حال، این نمودارها تعدادی از بزرگ‌ترین شهرهایی را نشان می‌دهند که برای جلوگیری از سیلاب‌های ناشی از افزایش پیش‌بینی شده سطح دریاها نیازمند اقدامات گسترده مهندسی هستند. علاوه بر این، شکل ۸-۹ تغییر

۱ - تغییرات سطح دریاها در مقیاس جهانی را استاتیک می‌نامند.

سطح دریا برای سه شهر *استکهلم*، *واجیما* در ژاپن و شهر *کرسنت* واقع در ساحل غربی ایالت متحده را نشان می‌دهد که در آنها بالاآمدگی زمین تأثیر خیلی زیادی بر روی سطح دریا گذاشته است. در مورد استکهلم، زمین هنوز در نتیجه‌ی باربرداری یخچالی در طی ۶۰۰۰ سال قبل بالا می‌آید. بر روی دو شهر دیگر بالا آمدگی تکنونیکي تأثیر می‌گذارد. تمام گزارش‌ها و اسناد نشان می‌دهند که در مکان‌هایی از قبیل لندن و ونیز، جایی که در دراز مدت سطح دریاها بالا آمده است، دوره‌های وجود دارد که سطح دریا پایین می‌آید.

شکل ۸-۹ همچنین نشان می‌دهد که مقادیر ثبت شده سطح دریا بسیار نایک‌نواخت و متلاطم هستند. به طور جهانی، میانگین تغییرپذیری سالانه سطح دریا- همان‌گونه که به وسیله‌ی جزر و مد سنج‌ها اندازه‌گیری شده‌اند؛ ۳۵ میلی‌متر است. این مقدار ۲۰-۳۵ برابر بزرگ‌تر از میزان فرضی سالانه افزایش جهانی سطح دریاها است.

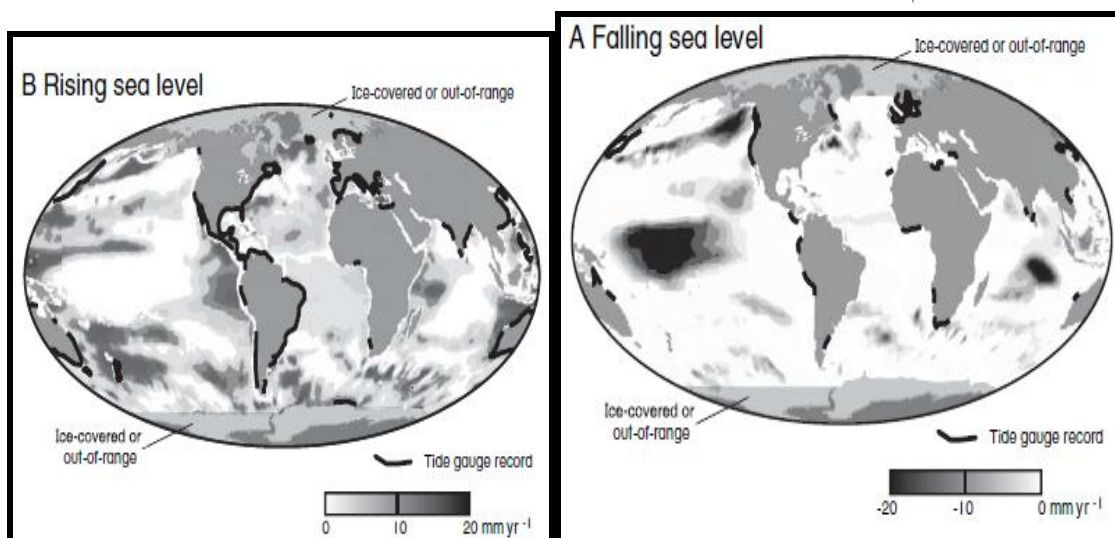
شکل ۸-۱۰ الگوهای سطح دریا در بین سال‌های ۱۹۶۰ و ۱۹۷۹ نشان می‌دهد که با استفاده از داده‌های حاصل از جزر و مد سنج‌های ساحلی است که حداقل دارای ۱۰ سال اطلاعات ساحلی می‌باشند. توجه داشته باشید که جزر و مد سنج‌ها وسایل مناسبی برای اندازه‌گیری تغییرات سطح دریا نیستند، زیرا منظور اولیه استعمال آنها، اندازه‌گیری جزر و مد بنادر برای کشتی‌رانی است نه اندازه‌گیری سطح دریا در اثر گرمایش جهانی. آنها همچنین توزیع نامتوازنی در سراسر کره زمین دارند و به همین دلیل است که در شکل ۸-۱۰ تنها روند کلی سطح دریا در امتداد خط ساحلی ترسیم شده است.



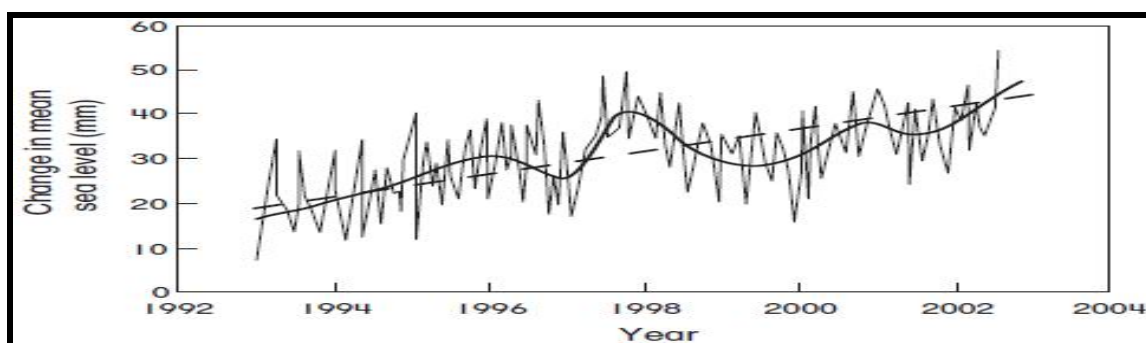
شکل ۸-۹- تغییرات سالانه سطح دریا از ۱۹۳۰ تا ۱۹۸۰ در جزر و مد سنج‌های منتخب که در آنها سطح دریا در حال افزایش یا کاهش است. در مناطق وسیعی ترسیم تغییرات پیوسته سطح دریا خیلی مشکل است، چون این مقادیر می‌تواند از مثبت به منفی در فاصله چند صد کیلومتری یا کمتر تغییر یابند. این وضعیت در شمال اروپا و شرق آسیا وجود دارد. برای مثال، این مقادیر از ۲۴ میلی‌متر فرونشست در سال در امتداد ساحل جنوب‌شرقی ژاپن، تا ۶/۸ میلی‌متر بالاآمدگی در سال در امتداد ساحل شمال غربی، متغیر می‌باشند. از سال ۱۹۶۰ در امتداد قابل توجهی از خطوط ساحلی، به ویژه در غرب اروپا، غرب آمریکای شمالی و شرق

آسیا، سطح دریاهای پایین آمده است. در عین حال در خلیج مکزیک؛ در امتداد خطوط ساحلی شرق آمریکای شمالی؛ آمریکای جنوبی و ژاپن و خطوط ساحلی جنوب اروپا افزایش سطوح دریاهای رخ داده است.

ارتفاع سطح‌های ماهواره‌ای که در بخش‌های قبلی اندازه‌گیری ارتفاع امواج توسط آنها تشریح گردید نسبت به جزر و مد سطح‌های اطلاعات بهتری در مورد سطح دریاهای در اختیار قرار می‌دهند به ویژه اگر میانگین بلند مدت مد نظر باشد. الگوهای تغییر سطح دریا در محدوده آب‌های آزاد در بین ماه‌های ژانویه سال ۱۹۹۳ و ژوئن سال ۲۰۰۲ که به وسیله این ارتفاع سطح‌ها اندازه‌گیری شدند نیز در شکل ۸-۱۰ ترسیم شده‌اند. در اینجا مطابقت اندکی بین اندازه‌گیری سطح دریا در اقیانوس‌های آزاد و مقادیری که با استفاده از جزر و مد سطح‌ها در سواحل به دست آمده‌اند، وجود دارد. به احتمال زیاد این دو نوع ابزار، پدیده‌های متفاوتی را اندازه‌گیری می‌کنند. جزر و مد سطح‌ها نتایج ایجاد شده در حاشیه حوضه اقیانوسی در امتداد خطوط ساحلی نامنظم را اندازه‌گیری می‌کنند. این سطوح به وسیله‌ی یک مجموعه از فرایندها متأثر می‌شوند که تحت چهار عنوان ذیل دسته‌بندی می‌شوند: ۱- تغییرات ناشی از نوسانات روزانه هوا که بر دما، فشار باد و فشار جوی تأثیر می‌گذارند. ۲- تغییرات فصلی ناشی از گرم شدن آب یا رواناب‌های رودخانه. ۳- تأثیرات بین سالانه ناشی از نوسانات بزرگ ۴- فرایندهای تکتونیکی؛ ماهواره‌ها تغییرات ایجاد شده در حجم کلی آب اقیانوس‌ها را اندازه‌گیری می‌کنند.



شکل ۸-۱۰- تغییرات جهانی سطح دریا بر اساس داده‌های جزر و مد سطح‌های ساحلی در بین سال‌های ۱۹۶۰ و ۱۹۷۹ (از برایانت، ۱۹۸۸) و داده‌های ارتفاع سطح ماهواره TOPEX/POSEIDON بین ژانویه ۱۹۹۳ و دسامبر ۱۹۹۹ (A). کاهش‌ها (B) افزایش‌ها (کازینو، ۲۰۰۲).



شکل ۸-۱۱- تغییر جهانی سطح دریا، ۱۹۹۲-۲۰۰۲ (مرکز تحقیقات دینامیک نجومی کلرادو، ۲۰۰۳).

نتایج آن‌ها نشان می‌دهد که تغییرات روزانه، ماهانه و بین سالانه تحت تأثیر نحوه چینش مولکول‌ها در ارتباط با گرمایش سطح اقیانوس‌ها است و تغییرات در وحله اول ناشی از تغییرات در نوسان‌های آتلانتیک شمالی و جنوبی و آرام شمالی

می‌باشند. برای مثال، سطح دریا در آرام مرکزی با آهنگی فراتر از ۱۵ میلی‌متر در سال، پایین می‌آید؛ درحالی‌که در امتداد خط ساحلی مجاور با چنین آهنگی سطح دریا بالا می‌آید. این مسأله نشانه‌ی تکرار پی‌درپی رخدادهای شدید انسو و لاینو است. همچنین تغییرات مثبت و منفی در مرز جریان‌های پیرامون قطب جنوب، در اقیانوس آرام جنوبی وجود دارد. به طور کلی امروزه سطح دریاهای جهانی افزایش یافته‌اند (شکل ۸-۸۱b). این قضیه در شکل ۸-۱۱ که میانگین تمامی داده‌های ارتفاع سنج‌ها را در بین سال‌های ۱۹۹۲ و ۲۰۰۲، ترسیم کرده به اثبات رسیده است. سطح دریاها با سرعت $0/42 \pm 1/85$ میلی‌متر در سال در حال بالا آمدن است، رقمی که به طور قابل توجهی با رقم محاسبه شده به وسیله‌ی داده‌های جزر و مد سنج‌ها هم خوانی دارد.

عوامل موثر در بالا آمدن سطح دریا

(بریانت، ۱۹۸۷؛ ساهاگین و همکاران، ۱۹۹۴؛ گرنیتز، ۲۰۰۰)^۱

انبساط گرمایی اقیانوس‌ها تنها دلیل افزایش سطح آب دریاها در طول قرن بیستم نمی‌باشد. ممکن است فاکتورهای دیگری از جمله کاهش سرعت چرخه‌های بزرگ مقیاس اقیانوسی، یا ذوب شدن یخچال‌های آلبی دلیل این پدیده باشند. برای مثال، افزایش سطح دریاها در طول قرن بیستم تنها نیازمند کاهش ۲۰ درصدی حجم یخچال‌های آلبی می‌باشد. در حقیقت تأثیرات انسانی مسئول اصلی تغییرات جهانی سطح دریاها هستند. دو مکانیسم اصلی انسانی تأثیر گذار سدسازی و استخراج آب‌های زیرزمینی می‌باشد. تأثیرات این دو مکانیسم بر خلاف همدیگر عمل می‌کنند. به طور کلی سدهای ساخته شده از سال ۱۹۵۰ تاکنون ۵۳۰ تا ۷۴۰ کیلومتر مکعب آب را در خود جای داده‌اند. این میزان برابر با کاهش $1/8 - 1/3$ میلی متری در سال در سطح دریاها می‌باشد. از طرف دیگر استخراج آب زیرزمینی باعث بالا آمدن سطح دریا می‌شود. ایالت متحده ۲۰ درصد آب مصرفی سالانه را از آب زیرزمینی تأمین می‌کند. این میزان در حدود ۱۲۳ کیلومتر مکعب است که برابر با افزایش سالیانه $0/3$ میلی متری در سطح دریا است. اگر کل مصرف سالیانه آب جهان متناسب با آب مصرفی در ایالت متحده ۲۴۰۵ کیلومتر مکعب باشد، آن وقت این میزان برابر با افزایش سالیانه $1/3$ میلی متر سطح دریا است. دیگر فعالیت‌های ما که تعادل هیدرولوژیکی جهان را بر هم می‌زنند، شامل جنگل‌زدایی، زهکشی تالاب‌ها، احیاء دریاچه‌ها و آبیاری می‌شوند. روی هم رفته فعالیت انسانی می‌تواند عامل کاهش سطح آب دریاها تا $0/9$ میلی‌متر در سال باشد. این بدین معنی است که میزان طبیعی بالا آمدن سطح دریاها می‌تواند به اندازه $2/75$ میلی‌متر در سال باشد. ادامه ساخت سدها می‌تواند سپر انسانی در برابر این افزایش طبیعی ایجاد نماید، ولی باید توجه داشت که ذخیره آب در پشت سدها نیز تا ظرفیت معینی امکان پذیر است و دارای محدودیت است. تا سال ۲۰۲۰ این ظرفیت به مرز اشباع می‌رسد و میزان محاسبه شده افزایش سطح دریا دو برابر می‌گردد. خوشبختانه، در این جا یک راه‌حل اقتصادی برای خنثی کردن افزایش سطح دریاها در آینده، وجود دارد. آب دریاها را می‌توان با کمترین تلاش به داخل چاله‌هایی از قبیل دریای مرده، چاله **گتارا**^۲ در مصر، دریاچه **ایر** در استرالیا و دریای خزر منحرف ساخت. این حوضه‌ها مناطق وسیعی در زیر ارتفاع سطح دریاها دارند، که به سادگی حجم اقیانوس‌ها را افزایش می‌دهند.

سطح جهانی دریاها و چرخه آب شناختی

(بریانت، ۱۹۹۳)

نوسان دوره‌ای ارائه شده در شکل ۸-۱۱ دقیق نیست و دارای اشکال است. مطمئناً یک مؤلفه با فراوانی بالا در حدود ۴ ماه با دامنه ۲۰-۱۵ میلی‌متر در آن وجود دارد. هم‌چنین یک دوره نوسان تقریباً دو ساله نیز وجود دارد با چرخه‌ی ۲/۲ ساله. این نوسان یک پدیده استراتوسفری است که در میزان بارندگی کشورهای مختلف پدیدار می‌شود. این امر نشان می‌دهد نوسان‌هایی که به صورت تغییرات فصلی و نیمه سالانه در چرخه آب شناختی جهان خود را نشان می‌دهند، علت اقلیمی دارند. گزارش‌های

1- Bryant, 1987; Sahagian et al., 1994; Gornitz
2- Qattara

مربوط به جزر و مد سنج‌ها که در شکل ۸-۹ ارائه شده‌اند، علیرغم برتری فاکتورهای محلی، این جنبه‌ها را به خوبی نشان می‌دهند. تغییرات ثبت شده سطح دریا، در جزر و مد سنج‌ها به طور قابل توجهی در سراسر جهان با هم مرتبط هستند. برای مثال هم‌زمان با افزایش سطح دریا در جنوب کالیفرنیا سطح دریا در جنوب استرالیا پایین می‌رود؛ سطح دریا در سیدنی استرالیا یک سال قبل از افزایش سطح دریا در لندن و ونیز، بالا می‌آید و افزایش سطح دریا در لندن و یا ونیز یک سال قبل از افزایش سطح دریا در نیویورک یا توکیو، است. این مطابقت و هم‌زمانی، ۶۲ درصد تغییرات سالانه نوسانات سطح دریا در میان این پنج شهر را شامل می‌شود. همان‌گونه که شکل ۸-۹ نشان می‌دهد سطوح دریایی در هر ۳-۵ سال ۱۵۰-۴۰ میلی‌متر نوسان دارند. این زمان‌بندی از مشخصه‌های نوسان جنوبی است، که تأثیرات شگرفی بر روی بارندگی‌ها به خصوص در نیمکره جنوبی دارد. در طول وقایع انسو بارندگی بر روی جنوب شرقی استرالیا، هند و آفریقا کاهش می‌یابد. در این زمان آب‌قاره‌ها به اقیانوس‌ها زهکشی می‌شوند و در آن‌جا تجمع می‌یابند و موجب بالا آمدن سطح دریاها می‌شوند. برای این‌که آب اضافه از این منابع منطقه‌ای در سراسر جهان پخش شود یک تأخیر زمانی وجود دارد. در طول وقایع لائینو بارش‌های موسمی بر روی استرالیا، هند، جنوب شرقی آسیا و آفریقا افزایش می‌یابند و در رودخانه‌ها، دریاچه‌ها و روی زمین تجمع می‌کنند. در نتیجه سطح اقیانوس‌ها پایین می‌آید. بخش‌هایی از زمین که دچار این چرخه خشک‌سالی‌ها و سیلاب‌های متناوب می‌شوند تقریباً $16 \times 10^6 \text{ km}^2$ می‌باشد که معادل ۱۱-۱۰ درصد مساحت اقیانوس‌ها هستند. اختلاف میزان بارندگی بین دوره‌های انسو خشک و لائینوی مرطوب طی یک دوره ۳-۲ ساله عموماً ۴۰۰-۲۰۰ میلی‌متر است. حجم کلی بارندگی، به صورت میانگین بر روی اقیانوس‌ها، برای یک تغییر ۴۵-۲۲ میلی‌متر در سطح جهانی دریاها کافی است، میزانی که مشابه میانگین ۳۵ میلی‌متر تغییر سالانه بدست آمده از داده‌های ثبت شده به وسیله جزر و مد سنج‌ها و ارتفاع سنج‌های ماهواره‌ای است. همان‌گونه که در ادامه نشان داده می‌شود، این نوسان‌ها تأثیر زیادی بر روی فرسایش ساحلی دارند، می‌توانند به اندازه افزایش بلند مدت سطح دریا مهم باشند.

مخاطرات فرسایش ساحلی

مقدمه

شواهد زیادی وجود دارد که نشان می‌دهند ۷۰ درصد سواحل ماسه‌ای جهان با آهنگ متوسط ۱-۰/۵ متر در سال در حال فرسایش هستند. برخی از دلایل این فرسایش شامل افزایش طوفان‌ها، زیر آب رفتن ساحل، کاهش حرکت رو به ساحل رسوبات از فلات قاره‌ای (همراه با رخنه در بخش‌های از ساحل)، تغییر در کمربندهای فشار جهانی و به دنبال آن تغییر در جهت مؤلفه‌های امواج اقلیمی می‌باشند. همچنین در طی این قرن انسان‌ها تأثیر زیادی بر روی فرسایش ساحلی داشته‌اند. در این ارتباط هیچ دلیل فراگیری که کاربرد جهانی داشته باشد وجود ندارد، زیرا تمام فاکتورها از لحاظ اهمیت منطقه‌ای تغییر می‌کنند. عدم وجود داده‌های صحیح، پیوسته و بلند مدت در خصوص فرسایش، بررسی دلایل فرسایش ساحلی را با مشکل مواجه می‌سازد. نقشه‌ای تاریخی با بازه زمانی ۱۰۰۰-۱۰۰ سال برای برخی مناطق دور افتاده استفاده شده‌اند؛ برای مثال در جزیره اسکلت‌هید^۱ در بریتانیا، خلیج چزاپیک^۲ در ایالت متحده و در سواحل دانمارک با این وجود، قدرت تفکیک فضایی برای ارزیابی تأثیر متغیرهای اقلیمی کافی نمی‌باشد. عکس‌های هوایی تنها از دهه ۱۹۳۰ و در تعداد کمی وجود داشته و اغلب از کنترل زمینی ناکافی برای نقشه‌کشی دقیق در طی زمان متأثر هستند. نقشه‌برداری زمینی سواحل به ندرت قبل از سال ۱۹۶۰ اجرا می‌شد و اغلب از نظر زمانی و مکانی ناپیوسته بود. مثال‌هایی از سری‌های زمانی طولانی مدت داده‌های تغییرات ساحلی شامل:

1- Scolt Head Island
2- Chesapeake

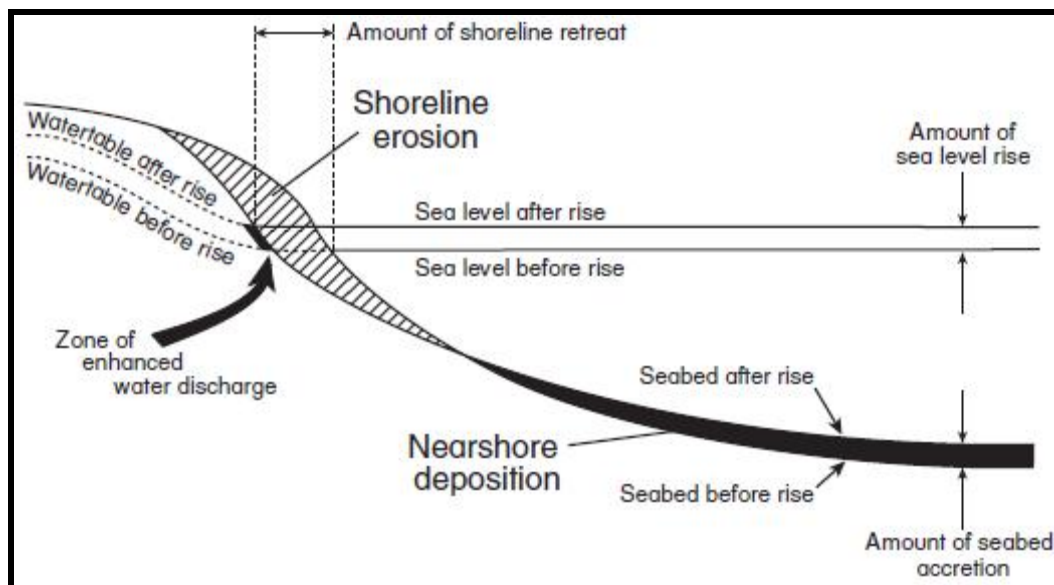
۱۶ سال گزارش برای ساحل اسکاربورو^۱ در غرب استرالیا (این داده‌ها همچنین به طور ناپیوسته تا دهه ۱۹۳۰ را برمی‌گردد)؛ گزارش ۱۵ روزه برای ساحل ماریوا^۲ واقع در نیوساوت ولز از سال ۱۹۷۳ تا حالا؛ و اطلاعات نیمرخ دوره‌ای خط ساحلی فلوریدا با فواصل ۱۰۰ متری ساحل از سال ۱۹۷۲ می‌باشد. این مثال‌ها، رخداد‌های مجزا هستند. ژئومورفولوژیست‌های ساحلی هنوز کاملاً مطمئن نیستند که چرا تا این حد سواحل جهان فرسایش می‌یابند. این بخش به بررسی برخی از متداول‌ترین برای این فرسایش خواهد پرداخت.

افزایش سطح دریا و قانون برُون^۳

(شوارتز، ۱۹۷۶، بریانت، ۱۹۸۵)^۴

تأکید کلی بر روی بالا آمدن سطح دریاها- فرضیه‌ای بدون دلایل قاطع- باعث شده که این عامل به عنوان مکانیسم فرسایش ساحلی در نظر گرفته شود. عقب‌نشینی ساحل از طریق قانون برُون تبیین می‌گردد. این قانون ابتدا توسط برُون یک محقق دانمارکی مطرح گردید سپس به وسیله‌ی موریس شوارتز آمریکایی به شکل فرمول نوشته شد. قانون برُون بیان می‌کند، در سواحل، جایی که نیمرخ پس‌کرانه در حالت تعادل قرار دارد و انتقال موازی با ساحل اندک می‌باشد، بالا آمدن سطح دریا منجر به عقب‌نشینی خط ساحلی می‌شود. میزان عقب‌نشینی ساحل صرفاً یک تأثیر هندسی نیست، فرض برُون بر این است که رسوبات اضافی از ساحل به پس‌کرانه حرکت می‌کنند و در مسافت زیادی پخش می‌شوند و این فرایند بستر دریا را بالا می‌آورد و همان عمق آب را مثل سابق حفظ می‌کند (شکل ۸-۱۲). قانون برُون نشان می‌دهد که سواحل همچنان که در طی زمان فرسایش می‌یابند شیب تندی به خود نمی‌گیرد، بلکه شکل ظاهری، حلقوی بودن، هموار بودن یا هر ویژگی دیگرشان حفظ می‌شوند. عموماً یک سانتی‌متر افزایش در سطح آب دریا باعث ۰/۵ متر عقب‌نشینی خط ساحل خواهد شد. مطالعات متعدد از قبیل اندازه‌گیری میدانی در مناطق مختلف ساحلی مانند مناطق پارانرژی در معرض جزر و مد، سواحل آب‌های آزاد و دریاچه‌های محصور، تا مطالعات آزمایشگاهی در تانکر موج، این میزان را ثابت می‌کنند. قانون برُون از طریق افزایش ارتفاع منطقه امواج و حمله به قسمت‌های بالاتر از ساحل عمل می‌کند. این وضعیت همچنین با افزایش سطح ایستابی آب ساحل، شدت می‌یابد. تحت این شرایط زهکشی آب از مناطق کم ارتفاع ساحلی کاهش می‌یابد و مقاومت رسوبات را کم می‌کند و احتمال روان‌شدگی رسوبات را افزایش می‌دهد، در نهایت این امر منجر به فرسایش ماسه‌ها به سمت دریا و عقب‌نشینی خط ساحلی می‌شود. فرایند روان‌شدگی به تفصیل در فصل زلزله‌ها و ناپایداری زمین شرح داده شده. متأسفانه، با اینکه قانون برُون به صورت جهانی ثابت شده است ولی چندین محدودیت در استفاده از آن وجود دارد. حجم واقعی رسوبات مورد نیاز برای افزایش ارتفاع بستر دریا و در نتیجه بالا آمدن سطح دریا به فاصله از ساحل و عمقی که امواج آن مواد را از آنجا جابه‌جا می‌کنند، بستگی دارد. قانون برُون زمانی فرمول شد که اعتقاد بر این بود که این عمق کمتر از ۲۰ متر است. موج‌های خاصی می‌توانند رسوبات را از عمق فراتر از ۴۰ متر پس‌کرانه نیز حرکت دهند و زنجیره‌ی از امواج قوی حتی می‌توانند موجب حرکت رسوبات از حاشیه فلات قاره‌ای شوند. خطوط ساحلی که فرضیه برُون به طور موفقیت‌آمیزی برای آنها کاربرد داشت شامل سواحل شرقی ایالت متحده و ژاپن هستند، جایی که سطح دریا به طور پی‌درپی و با سرعت در حال افزایش است.

1- Scarborough
2- Moruya Beach
3- Bruun Rule
4- Schwartz; Bryant



شکل ۸-۱۲- قانون برون برای عقب‌نشینی خط ساحلی با افزایش سطح دریا.

با وجود این مناطقی در جهان وجود دارد که سطح دریا در آنجا با سرعت کمتری در حال افزایش یا در حال کاهش است، ولی فرسایش ساحلی در آنجا رخداد می‌دهد. به نظر می‌رسد، تغییر سطح دریا به عنوان یک عامل بزرگ و طولانی مدت برای فرسایش ساحلی به شواهد و نشانه‌های زیادی مستند است که متأسفانه تنها برای بخش کوچکی از خط ساحلی جهان به کار گرفته شده. همچنین یک دوگانگی بین مقادیر اندازه‌گیری شده عقب‌نشینی ساحل و فرضیه پذیرفته شده افزایش اُستاتیک سطح دریا وجود دارد. دامنه عادی عقب‌نشینی ساحل در ایالت متحده و دیگر نقاط جهان ۱-۰/۵ متر در سال می‌باشد. بر اساس قانون برون، برای عقب‌نشینی ساحل با این میزان باید افزایش سطح دریا ۳ یا ۷ برابر بیشتر از میانگین ۳ میلی‌متر در سالی باشد که هم‌اکنون به صورت جهانی رخ می‌دهد. بدیهی است که به غیر از بالا آمدن سطح دریا فاکتورهای دیگری نیز در فرسایش ساحلی نقش دارند.

میزان واقعی بالا آمدن سطح دریا ممکن است ربطی به کاربرد قانون برون نداشته باشد. همان‌گونه که در بالا نشان دادیم نوسان‌های سطح دریا در تمامی مقیاس‌های زمانی یکی از ویژگی‌های عادی رفتار سطح دریا می‌باشند. در بیشتر خطوط ساحلی جهان سطح دریا به جای بالا آمدن ساده، نوسان‌های قابل توجهی را به نمایش می‌گذارد. تأکید قانون برون، بر روی بالا آمدن سطوح دریا است، ولی این قانون همچنین می‌تواند افزایش و توسعه ساحل را در جایی که سطح دریا پایین می‌آید، پیش‌بینی کند. اگر قانون برون علت فرسایش طولانی مدت ساحل در این مکان‌ها باشد، بنابراین باید عدم تعادل بین مقدار فرسایش در طی بالا آمدن سطح دریا و مقدار افزایش ساحل در زمان کاهش سطح دریا را در معادله گنجانند. جابه‌جایی مواد به سمت دریا در طول فازهای فرسایشی بالا آمدن سطح دریا - وقایع طوفانی - در مقایسه با برگشت رسوبات به سوی خشکی در زمان کاهش سطح دریا در طی فازهای افزایش و توسعه ساحل، مدت کمتری طول می‌کشد. اگر رسوبات فرسایش یافته و حمل شده به سوی دریا تا قبل از شروع بعدی بالا آمدن سطح دریا به ساحل برنگردند، آن وقت ساحل در معرض عقب‌نشینی دائمی قرار خواهد گرفت. فرضیه برون صرفاً مکانیسمی ارائه می‌دهد که به وسیله آن، این تغییرات در سطح دریا لحاظ شوند. هرچه تغییر سطح دریا با فراوانی بیشتری باشد، آهنگ و میزان فرسایش بزرگ‌تر خواهد بود.

دیگر دلایل فرسایش

(دولن و هیدین، ۱۹۸۳؛ بریانت، ۱۹۸۵، ۱۹۸۸؛ دولن و همکاران، ۱۹۸۷؛ ببرد، ۱۹۹۶؛ گیبوت و همکاران، ۲۰۰۲)^۱

بی تردید، بیش از یک فاکتور در فرسایش خطوط ساحلی جهان نقش دارند. جدول ۸-۲ این فاکتورهای اضافی را فهرست کرده است. تأثیرات انسانی بر روی فرسایش ساحلی، به خصوص با پیشرفت تکنولوژی این قرن در زمینه مهندسی ساحلی، اهمیت زیادی یافته است. در برخی کشورها از قبیل ژاپن، موج شکن‌ها که به عنوان راه حل فراگیر برای جلوگیری از فرسایش ساحلی به قدری زیاد استفاده شده‌اند به یک دلیل اصلی برای ادامه فرسایش تبدیل گشته‌اند. انرژی موج انعکاس یافته از موج شکن‌ها، منجر به جابه‌جایی رسوبات از پس کرانه یا ساحل به مناطق دور از سازه‌ها می‌شود. موارد کلاسیکی از نقش موج شکن و رانش رسوبات ساحلی منجر به فرسایش رو به پایین وجود دارد که عبارتند از موج شکن بندرگاه **سانتا باربارا** در کالیفرنیا و دیواره حایل رودخانه **توئید**^۲ در جنوب ساحل **طلائی کوئینزلند**^۳ واقع در شرق استرالیا. فعالیت‌های معدنی در نزدیکی ساحلی ممکن است بر الگوهای شکست در ساحل تأثیر بگذارد، یا با ایجاد یک گودال رسوب‌گذاری باعث انحراف رسوبات ساحلی در طی زمان شود. فرسایش **پوینت پیلی**^۴ در دریاچه **اری** اُنتاریو ناشی از استخراج گراول در مسافتی از ساحل می‌باشد. همچنین در امتداد ساحل جنوبی انگلیس موارد بسیاری در خصوص فرسایش ساحلی بعد از استخراج معادن پس کرانه وجود دارد. سدسازی بر روی رودخانه‌ها تأثیر زیادی بر تأمین رسوبات خط ساحلی ایجاد می‌کند.

سواحل کالیفرنیا در برخی مکان‌ها دچار فرسایش شده‌اند، زیرا سدهایی که برای ذخیره دائمی آب ساخته می‌شوند، باعث به دام افتادن رسوبات ماسه‌ای می‌شوند که برای حفظ پایداری ساحل لازم می‌باشند. بهترین مثال در این زمینه، سد **آسوان** در مصر است. از زمان ساخت این سد، خط ساحلی دلتای نیل تا یک کیلومتر یا بیشتر عقب‌نشینی کرده است. اگر مقداری ماسه در ساحل تثبیت شده باشد، حتی اقدام ساده بوته‌کاری و احیای پوشش گیاهی بر روی تپه‌های ماسه‌ای نیز می‌تواند موجب عقب‌نشینی خط ساحل گردد. در مناطقی که ماسه به داخل تپه‌های ماسه‌ای با پوشش گیاهی وزیده می‌شود، دیگر با وزش بادهای رو به دریا به ساحل بر نمی‌گردند، از این رو به تدریج و در طی زمان این سواحل کم عرض می‌شوند.

دو فاکتور تقریباً شناخته شده وجود دارد که از همه از فاکتورهای فوق، اهمیت بیشتری دارند. اول، وقتی کسی در ساحل قدم برمی‌دارد آن شخص به یک وسیله حفاری کوچک تبدیل می‌شود. شخصی که در هنگام شنا لباس‌هایش را درنیاورده باشد و بعد از شنا لباس‌های پر از ماسه‌اش را تکان دهد، در هر بار رفتن به ساحل ۱۰-۵ گرم شن جابه‌جا می‌کند. در سواحل مشهور برای شنا این مقدار در هر کیلومتر به چندین تن در هر سال می‌رسد. دوم، از زمان جنگ جهانی دوم گسترش سریع شهرها در نزدیکی خطوط ساحلی منجر به تغییر کانال‌های زهکشی و سفره‌های آب شده است. پمپاژ آب از سفره‌های آبدار ساحلی برای تأمین آب شبکه شهری نه تنها ممکن است باعث نشست زمین شود- این وضعیت در بسیاری از شهرهای در امتداد ساحل شرقی ایالت متحده رخ داده است- بلکه همچنین منجر به شدت یافتن فرسایش ساحلی می‌شود، زیرا این آب اگر از داخل سیستم‌های فاضلاب عبور کند یا برای آبیاری چمن استفاده گردد، ممکن است باعث بالا آمدن سفره‌های آب محلی شود.

شاید هنوز فاکتورهای طبیعی، بزرگ‌ترین دلایل فرسایش ساحلی باشند. تغییرات طولانی مدت در سواحل دماغه‌ای واقع در امتداد آبراهه‌ها و ساحل شرقی انگلیس در **دانجنس**^۵، **آورفوردنس** و **اسکات‌هدآیلند** به خوبی مستندسازی شده‌اند. این

1- Dolan & Hayden; Bryant; Dolan et al.; Bird; Gibeau et al

2- Tweed

3- Queensland Gold Coast

4- Point Pelée

5- Dungeness, Orford Ness, Scolt Head Island

جدول ۱-۲ - عوامل مشخص‌کننده فرسایش ساحلی (بر اساس بیرد، ۱۹۸۸).

منحصرأ ناشی از فعالیت انسانی
• کاهش ذخیره شن و ماسه خط ساحل به دلیل ساخت دیوارهای موج شکن.
• افزایش جابه‌جایی مواد در امتداد خط ساحل به علت پراکنش موج در پشت دیوارهای موج شکن و یا بالآمدگی
• استخراج رسوبات ساحلی.
• استخراج معادن فلات قاره.
• استفاده تفریحی شدید.
• ایجاد پوشش گیاهی بر روی تلماسه‌ها.
منحصرأ طبیعی
• بالا آمدن سطح آب دریاها.
• افزایش شرایط طوفانی.
• کاهش حرکت ماسه از فلات قاره به طرف ساحل یا به دلیل تمام شدن آن و یا به دلیل نیمرخ ساحلی خیلی تند.
• تغییر زاویه برخورد موج در نتیجه تغییرات در محل سلول‌های متوسط فشار.
• کاهش حجم رسوب به دلیل ساییدگی رسوب، هوازگی و یا حل شدن.
• مهاجرت خط ساحل در قطعات بزرگ ساحلی و یا دماغه‌ها
• گرمایش اقلیمی در اقلیم سرد که منجر به ذوب شدن یخ زمین‌های دائماً یخ زده و عدسی‌های یخی در خط ساحلی
• کاهش فصل یخ بستن دریا که به در معرض قرار گیری و افزایش حمله امواج منتهی می‌گردد.
تحریک چه به صورت انسانی یا طبیعی
• کاهش عرضه ماسه از رودخانه‌ها به دلیل کاهش رواناب در اثر کاهش بارش و یا احداث سد.
• کاهش عرضه ماسه از فرسایش صخره‌ها چه به طور طبیعی، و یا به دلیل حفاظت آنها توسط دیوارهای موج شکن.
• کاهش عرضه ماسه از تلماسه‌ها به دلیل مهاجرت آنها به طرف داخل خشکی‌ها و یا تثبیت شدن آنها.
• افزایش سفره آب ساحل به دلیل افزایش بارش، تخلیه تانک‌های فاضلاب یا آبیاری چمن.

دماغه‌ها ده‌ها کیلومتر عرض دارند و به نظر می‌رسد به دلیل بالا آمدن سطح دریاها در پی دوره بعد از یخچالی هولوسن پدید آمده‌اند. با این وجود، برخی از آنها به تدریج در امتداد ساحل گسترش یافته‌اند. مواد از انتهای بالای توده سنگی فرسایش می‌یابند و به عنوان پشته ساحلی در انتهای پایین توده ته‌نشین می‌شوند. علاوه بر این، فرسایش کوتاه مدت ساحلی نیز در قرن بیستم خود را به وضوح نشان داده است، به خصوص در پی تغییر اقلیم جهانی که از سال ۱۹۴۸ رخ داده است. این تغییر به اندازه یکی از بزرگ‌ترین نوسان‌های ثبت شده است. نوساناتی از قبیل دوره‌های طوفانی به دنبال دوره‌های طولانی آرامش، باران و سیلاب‌های عظیم که به خشک‌سالی‌های شدید پایان بخشیدن و تابستان‌های گرم‌تر به دنبال سردترین زمستان‌های ثبت شده. متأسفانه در بررسی این تغییرات اقلیمی، بیشتر بر روی تغییر دما تأکید می‌شود، در حالی که این تغییرات همچنین منجر به تغییر قابل توجه در رژیم‌های بارندگی ساحلی و تغییر در محل سلول‌های پرفشار نیز می‌گردد که منجر به افزایش بی‌سابقه طوفان‌ها می‌شوند. بالا آمدن سطح دریا، موجب افزایش فرسایش به وسیله بالا آمدن سفره‌های آب ساحل می‌شود، و به طور منطقی نیز

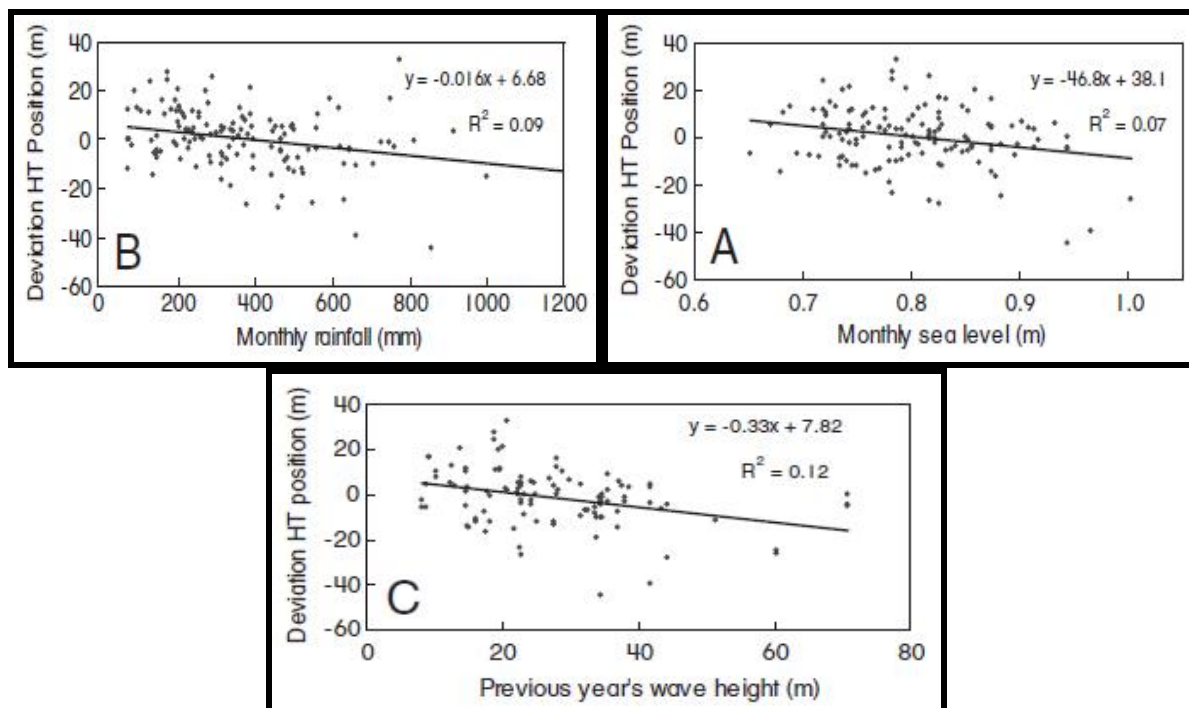
هر فاکتوری که بر روی سفره‌های آب تأثیر بگذارد می‌تواند به عنوان عامل فرسایش ساحلی نیز محسوب شود: به عنوان مثال، ماسه‌های ساحل مدی که آب باران را جذب می‌کند برای تخلیه بعدی این آب به داخل دریا، از طریق ساحل انتهایی به صورت یک فیلتر تأخیری عمل می‌نماید. در واقع این فرایند سطح سفره آب را برای دوره‌ای حداکثر دو ماهه، بعد از بارندگی بالا می‌برد. در بسیاری از خطوط ساحلی، به ویژه در جایی که بارش فصلی کوهزاد مشهود است، بیش از ۱۰۰۰ میلی متر باران در طول یک ماه دریافت می‌شود. در اثر این بارندگی‌های شدید، حتی معلق بودن ماسه‌ها در رخساره ساحلی به سبب نفوذ آب زیرزمینی امکان‌پذیر می‌باشد. تغییر ساحل ممکن است بیش از آنکه به تغییر سطح دریا مربوط گردد با بارندگی مرتبط باشد. این ویژگی در ساحل *استانویل پارک*^۱ (۴۰ کیلومتری جنوب سیدنی استرالیا) جایی که بخشی از ساحل اقیانوسی در معرض رخنه دائمی رسوبات موازی با ساحل قرار دارد، مشهود است. این ساحل در طی زمان بین فرسایش شدید و افزایش و توسعه ساحل در نوسان بوده است (شکل ۱۱-۲ و ۱۳-۸).



شکل ۱۳-۸- تفاوت حجم ساحل استنول پارک در استرالیا. عکس بالا، ساحل را پس از عملیات‌های مقاوم‌سازی در فوریه ۱۹۸۲ نشان می‌دهد. عکس زیر، همان ساحل را در زمانی که به شدت توسط طوفان ماه اوت سال ۱۹۸۶ فرسوده شده است به تصویر کشیده است (عکس از دکتر ان یانگ، گروه جغرافیا، دانشگاه ولن‌گانگ).

شکل ۱۴-۸- رابطه به‌دست آمده بین میانگین انحراف‌ها از موقعیت متوسط حداکثر مد (a) سطح ماهانه دریا و (b) بارندگی ماهانه بر روی این ساحل در بین سال‌های ۱۸۹۵ و ۱۹۸۰ را ترسیم نموده است. بارندگی در طی زمان بیشترین تغییر را در جایگاه خط ساحلی نسبت به سطح دریا ایجاد می‌کند (۷/۸ درصد در مقابل ۶/۶ درصد). علیرغم تمام فاکتورهای فوق، منطقی‌ترین دلیل فرسایش ساحلی افزایش طوفان‌ها می‌باشد. شکل ۸-۱۴ برای دوره ۱۹۸۰-۱۹۴۳ ترسیم شده است و در آن ارتباط بین موقعیت ارتفاع مد و مقادیر تجمعی امواج طوفانی سال قبل، در ساحل *استانویل پارک* به نمایش در آمده است. هر

یک متر افزایش در ارتفاع امواج طوفانی منجر به ۰/۴۷ متر عقب‌نشینی ساحل می‌شود؛ این مقدار با تأثیر ناشی از افزایش ۱ سانتی‌متری سطح اصلی دریا برابر است. این ارتباط در صورتی که با بارندگی یا افزایش در سطح دریا همراه شود، دو برابر قدرتمندتر می‌گردد. در حقیقت طوفان‌ها اغلب با افزایش زیاد سطح دریا و بارندگی‌های شدید همراه هستند. طوفان‌های مقارن با این پدیده‌ها موجب ۴۰ درصد تغییر در وضعیت خط ساحلی *استانویل پارک* می‌شوند. در مقابل دوره‌های بدون وقوع طوفان‌ها باعث گسترش ساحل می‌شوند.



شکل ۸-۱۴- خطوط رگرسیون خطی (با سطح اعتماد ۹۵ درصد) بین انحراف میانگین از موقعیت ارتفاع متوسط مد در ساحل استرنول پارک استرالیا با (A) سطح ماهانه دریا، (B) بارش ماهانه، و (C) ارتفاع امواج طوفانی سال قبل (برایانته ۱۹۸۵، ۱۹۸۸). نمودارهای (A) و (B) برای دوره ۱۹۸۰-۱۹۹۵، و نمودار (C) برای دوره ۱۹۸۰-۱۹۹۳ است.

این اثر در هر جایی قابل شناسایی است. آثار و شواهد به‌دست آمده از ساحل جزیره سدی در شرق آمریکای شمالی بین نیوجرسی و کارولینا جنوبی، نه تنها تغییرات بزرگ مکانی در روند طولانی مدت فرسایش جزایر سدی در اثر طوفان‌ها را نشان می‌دهد، بلکه نشان می‌دهد که در مکان‌هایی که دارای بیشترین میزان تاریخی فرسایش هستند طوفان‌های بزرگ نسبت به وقایع کوچک‌تر به طور خاص و شدیدتری منجر به فرسایش یا شستشوی خط ساحلی شده‌اند. سواحل واقع در امتداد این بخش از خط ساحل با میانگین ۱/۵ متر در سال در حال فرسایش هستند. جزایر جنوبی‌تر میزان فرسایش کمتری دارند که این امر اهمیت جهت حرکت طوفان و نزدیک شدن امواج را نشان می‌دهد. بین سال‌های ۱۹۴۵ و ۱۹۸۵ در امتداد این خط ساحلی امواج با ارتفاع بیش از ۳/۴ متر، میانگین سالانه‌ای برابر با ۶۴ ساعت داشته‌اند. کم‌فشارهای ساحل شرقی و بادهای شدید رو به ساحل ناشی از آنتی‌سیکلون‌ها به ترتیب عامل ۱۳ و ۲۴ درصد این تغییرات هستند. بسیاری از امواج طوفانی ایجاد شده به وسیله طوفان‌ها در امتداد جبهه قطبی شرق سو از میان قاره، به خصوص از جنوب کیپ‌هاتراس^۱ عبور می‌کنند. طوفان بزرگ *اشرونزدی* سال ۱۹۶۲، تأثیرات اندکی بر روی فرسایش طولانی مدت در طی این دوره ۴۲ ساله داشته است، هرچند تأثیر این طوفان از نظر آب و هواشناسی در امواج طوفانی تعبیر شده است.

در مقابل، معمولاً خطوط ساحلی کم انرژی، که به طور دوره‌ای به وسیله طوفان‌های بزرگ مورد تأثیر قرار می‌گیرند به

طور متفاوتی به آنها واکنش نشان می‌دهند. در این مناطق، طوفان‌های نادر و بزرگ، امواجی با انرژی کافی و فراتر از آستانه تحمل، برای فرسایش کامل ساحل، تولید می‌کنند. در خلیج *سنت لارنس* و مکزیک سواحل در معرض این تغییرات قرار دارند جایی که طوفان‌های حاره‌ای دلیل اصلی عقب‌نشینی خط ساحلی در جزایر سدی هستند. برای مثال، بین سال‌های ۱۹۹۴ و ۱۹۹۸، هشت طوفان حاره‌ای شمال‌غربی خلیج را درنوردیدند. با این وجود، تنها طوفان حاره‌ای *ژوسفین*^۱ در ماه اکتبر سال ۱۹۹۶ باعث تولید امواجی شد که با عبور از محدوده مجاز موجب شستشوی تل ماسه‌های پوشیده از گیاه شدند. در این محیط کم انرژی، این آستانه به وسیله هر طوفانی که بتواند یک موج طوفانی به ارتفاع ۰/۹ متر تولید کند یا امواج فراتر از ۳ متر که بیشتر از ۱۲ ساعت تداوم یابند، شکسته می‌شود. طوفان‌های کوچک‌تر، هرچند از نظر زمانی ۵ برابر طولانی‌تر هم باشند از این آستانه خطر فراتر نمی‌روند. در خلیج *سنت لارنس* وقایعی که سواحل سدی را تغییر می‌دهند اتفاقی و نادر هستند، زیرا این منطقه در مرز شمالی هاریکن‌هایی قرار دارد که به ندرت هر ۲۵ سال یک بار رخ می‌دهند. سواحل سدی در این مناطق به لحاظ مکانی برای سال‌ها ثابت می‌مانند مگر در طول این وقایع که منجر به ده‌ها متر عقب‌نشینی رو به خشکی می‌شوند. چشمگیرترین آنها، شکاف برداشتن سواحل سدی برای ایجاد شاخه‌های مدی موقتی است که طی دهه‌ی بعدی به تدریج پر می‌شوند.

نتیجه‌گیری

هرچند بالا آمدن سطح دریا ممکن است عامل فرسایش اخیر سواحل ماسه‌ای باشد (قانون برُون)، ولی این فاکتور ممکن است تابعی از نقش اعمال شده به وسیله‌ی بارندگی و طوفان‌ها باشد. بارندگی از طریق تأثیراتش بر سفره آب، شکل و حالت ساحل را کنترل می‌کند- همان‌گونه که بالا آمدن سطح دریا را کنترل می‌کند. طوفان‌ها یک فرایند پیوسته هستند، که ظرف مدت چند دهه یا بیشتر عمل می‌کنند. طوفان‌های مجزا لزوماً عامل فرسایش نیستند. با این وجود، اگر طوفان‌ها به صورت گروهی رخ بدهند، در آن صورت سواحل دچار فرسایش می‌شوند، زیرا سواحل فرصت کمی برای احیاء و بازسازی، قبل از وقوع طوفان بعدی دارند. سه متغیر، بارندگی، سطح دریا و طوفان‌ها، مجموعه‌ای از متغیرهای مرتبط با هم را ایجاد می‌کنند. تجزیه و تحلیل داده‌های ساحل *استانویل پارک* این جنبه را شرح می‌دهد. مجموعه‌ای از پارامترهای محیطی که به طور انفرادی در فرسایش موثر هستند، منطقیاً به صورت جمعی نیز با هم عمل می‌کنند. علاوه بر این ایجاد تغییر در این پارامترهای محیطی، منجر به تغییرات بزرگ مقیاس اقلیمی می‌شود که در حال حاضر در کره زمین در حال رخ دادن است. افزایش قابل سنجش و چشمگیر دما، متأسفانه یکی از جنبه‌های قابل توجه این تغییر، یعنی افزایش تغییرپذیری اقلیم از سال ۱۹۴۸ است. این افزایش از دهه ۱۹۷۰ شدت یافته است و هیچ علامتی از کاهش در آن دیده نمی‌شود. سواحل جهان به طور پیوسته به این تغییر واکنش نشان می‌دهند و متأسفانه این واکنش شیوه‌ای فرسایش‌گر خواهد داشت.

در پایان، با ذکر این نکته که: این فصل نسبت به افزایش یکنواخت سطح جهانی دریاها تردید دارد و نشان می‌دهد که فاکتورهای ذکر شده، تنها عوامل فرسایش سواحل نیستند. همان‌گونه که یک اعتقاد عمومی نیز بیان می‌دارد، فرسایش جهانی سواحل ممکن است خیلی متداول یا دائمی نباشند. برای مثال بر اساس میانگین داده‌های بلند مدت از ساحل *استانویل پارک*، در حالی که ساحل سطح دریا به میزان ۱/۶ میلی متر در سال در حال بالا آمدن است، سطح مد در طی این دوره ثابت مانده است، همچنین هرچند از سال ۱۹۴۸ بارندگی حدوداً ۱۵ درصد افزایش یافت ولی در حال حاضر در این ساحل منابع رسوب‌گذاری فعال موجود نمی‌باشد. در *فلوریدا*، بررسی‌های دقیق با فواصل صد متر در اطراف ساحل نشان می‌دهد که بین سال‌های ۱۹۷۲ و ۱۹۸۶، هرچند سطح دریا و بارندگی افزایش داشته‌اند و منابع ماسه‌ای نیز ناکافی بوده‌اند ولی سواحل فرسایش نیافته‌اند. در این منطقه ممکن است عدم وجود فعالیت طوفان‌ها در طی زمان عامل ثبات یا پایداری ساحل باشد.

- Anisimov, O. and Fitzharris, B. 2001. Polar regions (Arctic and Antarctic). In McCarthy, J.J., Canziani, O.F., Leary, N.A., Dokken, D.J. and White, K.S. (eds.) *Climate Change 2001: Impacts, Adaptation and Vulnerability – Contribution of Working Group II to the Third Assessment Report of IPCC*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 801–842.
- Beer, T. 1983. *Environmental Oceanography*. Pergamon, Oxford.
- Bird, E. C. F. 1996. *Beach Management (Coastal Morphology and Research)*. Wiley, Chichester.
- Bruun, P. (ed.) 1985. *Design and Construction of Mounds for Breakwalls and Coastal Protection*. Elsevier, Amsterdam.
- Bryant, E.A. 1985. Rainfall and beach erosion relationships, Stanwell Park, Australia, 1895–1980: worldwide implications for coastal erosion. *Zeitschrift für Geomorphologie Supplementband 57*: 51–66.
- Bryant, E.A. 1987. CO₂-warming, rising sea level and retreating coasts: review and critique. *Australian Geographer* 18(2): 101–13.
- Bryant, E.A. 1988. The effect of storms on Stanwell Park, NSW beach position, 1943–1980. *Marine Geology* 79: 171–187.
- Bryant, E.A. 1993. The magnitude and nature of ‘noise’ in world sea level records. In Chowdhury, R.N. and Sivakumar, M. (eds) *Environmental Management, Geo-Water & Engineering Aspects*. Balkema, Rotterdam, pp. 747–751.
- Cazenave, A., Do Minh, D., Cretaux, J.F., Cabanes, C., and Mangiarotti S. 2002. *Interannual sea level change at global and regional scales using Jason-1 altimetry*. <<http://topex-www.jpl.nasa.gov/science/invest-cazenave.html>>
- Colorado Center for Astrodynamics Research 2003. *Long term sea level change: global*. <http://ccar.colorado.edu/research/gmsl/PDF/msl_global_noib.pdf> (URL defunct as of 2004)
- Dalrymple, R. 2000. University of Delaware Wave calculator. <<http://www.coastal.udel.edu/faculty/rad/wavetheory.html>>
- Defant, A. 1961. *Physical Oceanography* v. 1. Pergamon, New York.
- Dolan, R. and Hayden, B. 1983. Patterns and prediction of shoreline change. In Komar, P.D. (ed.) *CRC Handbook of Coastal Processes and Erosion*. CRC Press, Boca Raton, pp. 123–150.
- Dolan, R., Hayden, B., Bosserman, K. and Isle, L. 1987. Frequency and magnitude data on coastal storms. *Journal of Coastal Research* 3(2): 245–247.
- Gibeaut, J.C., Gutierrez, R., and Hepner, T.L. 2002. Threshold conditions for episodic beach erosion along the Southeast Texas Coast. *Transactions of the Gulf Coast Association of Geological Societies* 52: 323–335.
- Gornitz, V. 2000. Impoundment, groundwater mining, and other hydrologic transformations: Impacts on global sea level rise. In Douglas, B.C., Kearney, M.S., and Leatherman, S.P. (eds) *Sea Level Rise: History and Consequences*. Academic Press, San Diego, pp. 97–119.
- Gross, M.C. 1972. *Oceanography: A View of the Earth*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey.
- Jet Propulsion Laboratory 1995a. ‘TOPEX/POSEDON: Wave height, January’. <http://education.gsfc.nasa.gov/experimental/all98invProject.Site/Pages/trl/inv47WAVE_HEIGHT_JAN.html>
- Jet Propulsion Laboratory 1995b. ‘TOPEX/POSEDON: Wave height, July’.

<http://education.gsfc.nasa.gov/experimental/all98invProject.Site/Pages/trl/inv4-7WAVE_HEIGHT_JUL.html>

- Kovacs, A. and Sodhi, D.S. 1978. *Shore Ice Pile-up and Tide-up: Field Observations, Models, Theoretical Analyses*. United States Army Corps Eng. Cold Regions Research and Engineering Laboratory Report.
- Kushnir, Y., Cardone, V.J., Greenwood, J.G., and Cane, M. 1997. *On the recent increase in North Atlantic wave heights*. **Journal of Climate** 10: 2107–2113.
- Lawson, G. 2001. Monsters of the deep. *New Scientist* 30 June: 28–32.
- Long, D.G., Ballantyne, J., and Bertoia, C. 2002. *Is the number of Antarctic icebergs really increasing?*. *EOS, Transactions –American Geophysical Union* 83: 469, 474.
- Nerem, R. S., Mitchum, G.T., Giese, B.S., Leuliette, E.W., and Chambers, P. 2002. *An investigation of very low frequency sea level change using satellite altimeter data*. <<http://topex-www.jpl.nasa.gov/science/invest-nerem.html>> (URL defunct as of 2004) PO.DAAC (Physical Oceanography Distributed Active ArchiveCenter) 2003. *NEREIDS ocean topography overview*. Jet Propulsion Laboratory, Californian Institute of Technology <http://nereids.jpl.nasa.gov/cgi-bin/ssh.cgi?show=overview>
- Sahagian, D.L., Schwartz, F.W., and Jacobs, D.K. 1994. Direct anthropogenic contributions to sea level rise in the twentieth century. *Nature* 367: 54–57.
- Schwartz, M.L. 1967. The Bruun theory of sea-level rise as a cause of shore erosion. *Journal of Geology* 75: 76–92.
- Skov, N.A. 1970. The ice cover of the Greenland Sea. *Meddelelser om Grønland* 188(2).
- Taylor, R.B. 1977. The occurrence of grounded ice ridges and shore ice piling along the northern coast of Somerset Island, N.W.T. *Arctic* 31(2): 133–149.
- Vinje, T. 2001. Anomalies and trends of sea ice extent and atmosphere circulation in the Nordic Seas during the period 1864–1998. *Journal of Climate* 14: 255–267.
- Wiegel, R.L. 1964 *Oceanographic Engineering*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey. Zebrowski, E. 1997. *Perils of a Restless Planet: Scientific Perspectives on Natural Disasters*. Cambridge University Press, Cambridge.

بخش دوم: مخاطرات زمین‌شناسی

فصل نهم: علل و پیش‌بینی زمین‌لرزه‌ها و آتشفشان‌ها

مقدمه

زلزله‌ها و آتشفشان‌ها نسبت به سایر مخاطرات طبیعی، انرژی بیشتری را در کوتاه مدت آزاد می‌کنند. در ۴۰ سال گذشته دانشمندان دریافته‌اند که پراکندگی زلزله‌ها و آتشفشان‌ها در سراسر سطح کره زمین تصادفی و نامنظم نیستند، بلکه آنها در مرز صفحات پوسته‌ای رخ می‌دهند. به منظور پیش‌بینی زودرس چندین روزه یا ماهانه وقایع بزرگ و احتمالاً مخرب، ظرف ۲۰ سال اخیر، اکثر تحقیقات به رصد فعالیت پوسته‌ای در مناطق مستعد وقوع آتشفشان و زمین‌لرزه اختصاص داده شده‌اند. در عین حال، مطالعات سیاره‌ای نشان داد که رخداد خوشه‌ای حوادث زلزله‌ای و آتشفشانی در طی زمان تصادفی نیستند، بلکه دوره‌ای و دارای چرخه تکرار می‌باشند. این دانش می‌تواند منجر به پیش‌بینی مخاطرات مذکور برای ده‌ها سال جلوتر گردد. قبل از بررسی این جنبه‌ها، لازم است چگونگی اندازه‌گیری شدت زلزله‌ها تشریح گردد، زیرا زلزله‌ها همیشه با بزرگیشان مشخص می‌گردند. ابتدا به بررسی این جنبه می‌پردازیم. این فصل با بحثی در مورد روش‌های بلندمدت و کوتاه مدت پیش‌بینی وقوع زلزله و آتشفشان‌ها پایان می‌پذیرد.

مقیاس‌های اندازه‌گیری شدت زلزله‌ها

(هولمز، ۱۹۶۵؛ وود، ۱۹۸۶؛ بالت، ۱۹۹۳؛ مرکز ملی اطلاعات زمین‌لرزه، ۲۰۰۲)^۱

مطالعات لرزه‌ای ابتدا از اوایل سال ۱۳۲ میلادی در چین شروع شدند، در جایی که برای مشخص کردن رخداد و محل وقوع زلزله‌ها تجهیزات و وسایل ابتدایی ساخته شد. این وسایل همچنان تا پایان قرن نوزدهم که وسایل دقیقی برای اندازه‌گیری عبور امواج لرزه‌ای از داخل و در امتداد سطح کره زمین ساخته شدند، باقی ماندند. ویژگی‌های این امواج به تفصیل در بخش‌های بعدی این فصل تشریح خواهند شد. سنجش بزرگی یا شدت این امواج، معمولاً با استفاده از مقیاس‌هایی صورت

می‌گیرد که بر اساس اندازه‌گیری‌ها یا ارزیابی کیفیت متفاوت می‌باشند. اولین مقیاس سنجش لرزه‌ای مقیاس M_s بود که در سال ۱۹۳۵ توسط چارلز ریشتر ابداع گردید. ریشتر بزرگی یک زلزله محلی M_L را به صورت لگاریتم (بر مبنای ۱۰)، حداکثر دامنه موج لرزه‌ای ثبت شده (در هزارم یک میلی‌متر) در یک لرزه‌نگار استاندارد که در فاصله ۱۰۰ کیلومتری مرکز زلزله قرار دارد بیان می‌کند. این مقیاس برای زلزله‌های کالیفرنیا و برای حداکثر دامنه هر نوع موج لرزه‌ای به کار گرفته می‌شد. هر واحد افزایش در این مقیاس نشانگر یک افزایش ده برابری در دامنه حرکت زمین است. این مقیاس بعداً به مقیاسی برای اندازه‌گیری هر نوع زلزله‌ای و استفاده از لرزه‌نگارهایی در هر فاصله‌ای از مرکز زلزله و امواج سطحی (ریلی) در یک دوره ۲۲-۱۸ ثانیه و یک طول موج ۶۰ کیلومتری استانداردسازی شد. در ادامه بحث ویژگی‌های امواج لرزه‌ای به تفصیل توضیح داده می‌شوند. این مقیاس بزرگی، بزرگی سطحی یا M_s نامیده می‌شود. به طور متناوب، دامنه موج لرزه‌ای اولیه (موج P)، m_b ، دارای یک دوره ۱-۱۰ ثانیه‌ای است، زیرا این زمان به وسیله‌ی عمق کانونی منبع زمین لرزه مورد تأثیر قرار نمی‌گیرد. این مقیاس، بزرگی موج داخلی نامیده می‌شود. بزرگی موج داخلی می‌تواند به شکل زیر به مقیاس M_s نسبت داده شود:

$$m_b = 2/9 + 0/56 M_s \quad \text{رابطه ۹-۱}$$

روی هم رفته مقدار m_b نسبت به M_s برای یک زلزله، بزرگی کمتری نشان می‌دهد. میزان انرژی آزاد شده به وسیله‌ی یک زلزله به وسیله مقیاس‌های زیر بیان می‌گردد:

$$\log_{10} E = 4/8 + 1/5 M_s \quad \text{رابطه ۹-۲}$$

$$\log_{10} E = 5 + 2/6 M_b \quad \text{رابطه ۹-۳}$$

مقادیر انرژی بر اساس ارگ (واحد انرژی) سنجش می‌شوند. برای هر واحد افزایش در بزرگی سطحی، M_s انرژی تا $31/6$ بار افزایش می‌یابد. هیچ یک از این مقیاس‌ها برای وقایع بزرگ لرزه‌ای مناسب نیستند. در این موارد از گشتاور لرزه‌ای، M_w استفاده می‌شود. این مقیاس بر اساس مساحت سطح جابه‌جایی گسل، میانگین طول حرکت و سختی صخره‌های شکسته شده است.

جدول ۹-۱- فراوانی سالانه زمین لرزه بر اساس بزرگی در مقیاس M_s .

فراوانی	بزرگی
۱	$> 8/0$
۱۸	$7/0 - 7/9$
۱۲۰	$6/0 - 6/9$
۸۰۰	$5/0 - 5/9$
۶۲۰۰	$4/0 - 4/9$
۴۹۰۰۰	$3/0 - 3/9$
۳۶۵۰۰۰	$2/0 - 2/9$

جدول ۹-۱ فراوانی سالانه زمین‌لرزه‌ها در طی قرن بیستم را بر اساس M_s نشان می‌دهد، در حالی که جدول ۹-۲ بزرگ‌ترین وقایع در طی همین دوره را فهرست کرده است. در مقیاس M_s شدت هیچ زلزله تاریخی فراتر از ۹ ریشتر نرفته است. یک زمین‌لرزه بزرگ‌تر از $M_s = 8$ تقریباً یک‌بار در سال رخ می‌دهد در حالی که تأثیر این حادثه فاجعه‌آمیز است. هر ساله تقریباً ۱۸ زمین‌لرزه با دامنه یا مقیاس $7 - 7/9$ رخ می‌دهند. رخداد این زلزله‌ها در نزدیکی مراکز جمعیتی، مرگبار هستند. سالانه تقریباً ۱۲۰ و ۸۰۰ زلزله به ترتیب با شدت $6 - 6/9$ و $5 - 5/9$ ریشتر رخ می‌دهند. زلزله‌های $6 - 6/9$ ریشتری در حوالی مراکز جمعیتی دارای ساختمان‌های غیراستاندارد، بسیار مرگبار هستند، ولی زلزله‌های $5 - 5/9$ ریشتری بیشتر منجر به خسارت مالی می‌شوند. به نظر می‌رسد بزرگ‌ترین زلزله‌ها در امتداد حاشیه‌های غربی صفحات آمریکای شمالی و جنوبی و در چین رخ می‌دهند شکل (۹-۱).

علل و پیش بینی زمین لرزه ها و آتشفشان ها / ۲۶۱

مقیاس Ms به ابزار سنجش نیاز دارد. این مقیاس را نمی توان برای ارزیابی بزرگی زمین لرزه های ماقبل تاریخ یا زمین لرزه هایی که در کشور بدون شبکه ایستگاه های لرزه ای رخ می دهند، به کار گرفت. در عوض، از مقیاس مرکالی (یا شکل تغییر یافته آن) می توان استفاده کرد. این مقیاس که در جدول ۹-۳ خلاصه شده است را می توان نسبتاً به مقیاس Ms ارتباط داد. مقیاس مرکالی سنجشی کیفیتی (غیر کمی) است که قدرت زلزله را با استفاده از توصیف نوع خسارتی که در نزدیکی منشأ یا مرکز زلزله در نواحی مسکونی رخ داده است، برآورد می کند. بر اساس این مقیاس محاسبه ی بزرگی یک زلزله به لرزه نگاره ها بستگی ندارد ولیکن در عوض به گزارش های واقعی میدانی و تصاویر خسارت وارده به بناهای انسانی و اساساً ساختمان ها بستگی دارد. این مقیاس تا حدودی مبنای کیفی دارد و در آن رده های مقیاس با افزایش شتاب موج لرزه ای از میان پوسته، افزایش می یابد. زمانی که این شتاب از شتاب جاذبه یعنی ۹/۸ متر در مجذور ثانیه، پیشی می گیرد موج زلزله آن قدر قوی به سطح کره زمین ضربه می زند که اشیاء به هوا پرتاب می شوند و درخت ها کاملاً از ریشه در می آیند. این شتاب را می توان برای رسم نقشه های احتمال خطر زمین لرزه ای به کار برد که در ادامه فصل و به تفصیل تشریح می گردد.

جدول ۹-۲ - برخی از بزرگترین زمین لرزه ها بر اساس بزرگی در مقیاس Ms

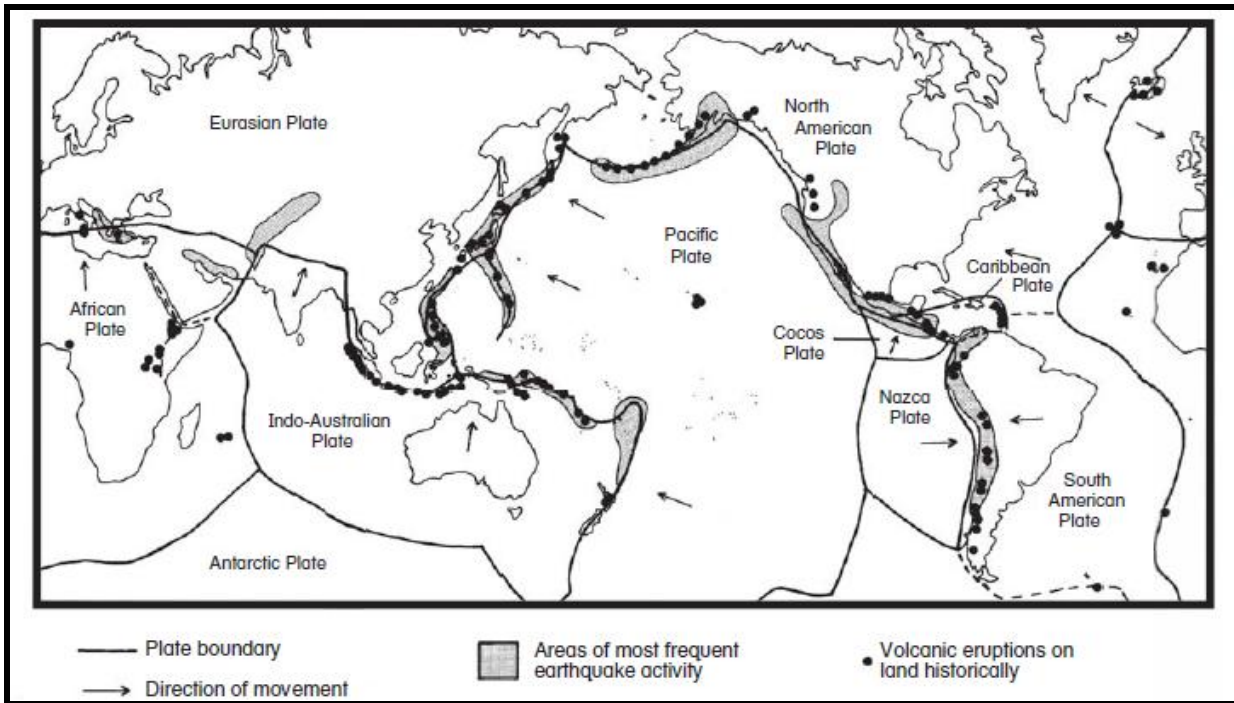
تاریخ	مکان	بزرگی در مقیاس Ms	مجموع تلفات
۱ نوامبر ۱۷۵۵	لیسبون، پرتغال	۸/۷	۷۰۰۰۰
۳۱ ژانویه ۱۹۰۶	آندس، کلمبیا	۸/۶	۵۰۰
۱۶ آگوست ۱۹۰۶	والپاریسو، شیلی	۸/۶	۲۰۰۰۰
۱۸ آوریل ۱۹۰۶	سانفرانسیسکو، آمریکا	۸/۳	۳۰۰۰
۳ ژانویه ۱۹۱۱	تیانشان، قزاقستان	۸/۴	۴۵۲
۱۶ دسامبر ۱۹۲۰	کانسو، چین	۸/۶	۲۰۰۰۰۰
۱ سپتامبر ۱۹۲۳	توکیو، ژاپن	۸/۳	۱۴۳۰۰۰
۳ مارچ ۱۹۳۳	حفره ژاپن	۸/۱	۳۰۶۴
۱۵ آگوست ۱۹۵۰	آسام، هند/چین	۸/۶	۱۵۲۶
۲۲ می ۱۹۶۰	شیلی	۸/۵	۲۲۳۱
۲۷ مارچ ۱۹۶۴	آلاسکا	۸/۶	۱۰۰
۲۶ ژانویه ۲۰۰۱	گوجرات، هند	۷/۶	۲۰۰۰۰

پراکنش زلزله ها و آتشفشان ها

(هادگسون، ۱۹۶۴؛ دوپلی و همکاران، ۱۹۶۸؛ بالت و همکاران، ۱۹۷۵؛ بلونگ، ۱۹۸۴)^۱

شکل ۹-۱ پراکندگی مناطق با بیشترین فراوانی فعالیت های زمین لرزه ای و فعالیت های آتشفشانی تاریخی را نشان می دهد. افزون بر اینها موقعیت مرزهای فعال صفحات کره زمین در این نقشه مشخص شده است. چشمگیرترین ویژگی این نقشه تطابق بین وقوع این دو مخاطره و مرزهای صفحات پوسته ای است. اکثر ویژگی ها و عوارض مهم در ارتباطند با رخداد این دو مخاطره و مرز صفحات پوسته ای. فعالیت های آتشفشانی در یکی از این سه منطقه صورت می گیرد: نزدیک مرز صفحات همگرا، مرز صفحات واگرا و بر روی لکه های داغ جبهه.

به طور خلاصه، مرزهای صفحات همگرا یا به صورت منطقه فرو رانش (جایی که دو بخش از پوسته زمین با هم برخورد کرده و یکی از صفحات نابود شده یا به زیر دیگری رانده می شود)، یا به صورت منطقه کوهزایی (جای که دو صفحه با هم برخورد کرده و یکی از آنها بر روی دیگری قرار می گیرد) دیده می شوند.



شکل ۹-۱- توزیع مرزهای صفحات، زمین‌لرزه‌های شدید و فوران‌های آتشفشانی تاریخی (بر اساس پرس و سیور، ۱۹۸۶؛ بولت، ۱۹۹۳).

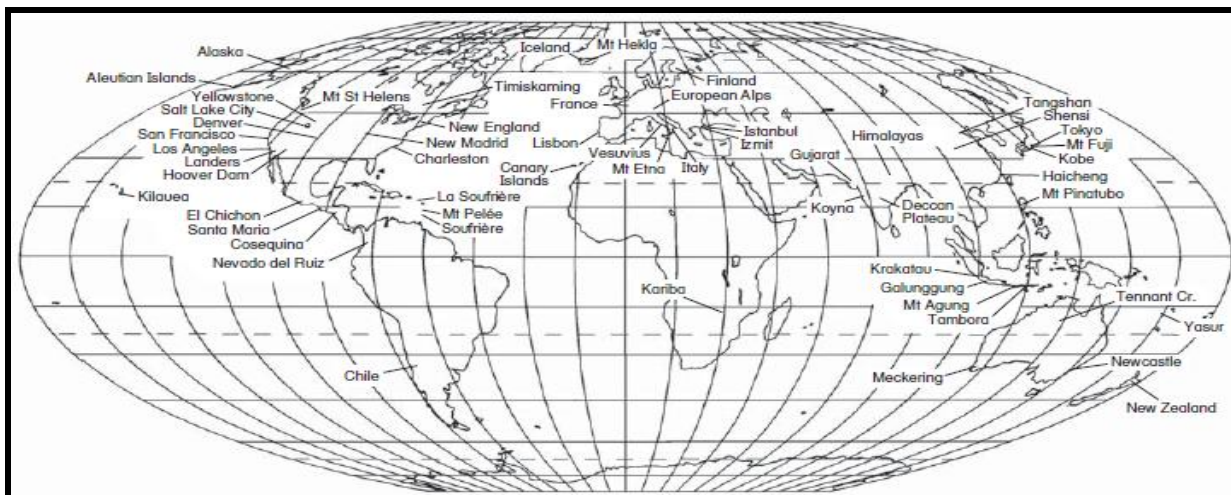
جدول ۹-۳- شدت زلزله بر اساس مقیاس مرکالی.

با این توصیف **دراز گودال‌های** اقیانوسی و جزایر کمانی اقیانوس آرام بر روی منطقه فرورانش قرار دارند، در حالی که هیمالیا و رشته کوه‌های آلپ در مناطق کوهزایی قرار می‌گیرند (برای مشاهده مکان‌های ذکر شده به شکل ۹-۲ نگاه کنید). هر چند هر دوی این مناطق باعث افزایش زمین‌لرزه‌ها می‌شوند، ولی مناطق فرو رانش نقش مهم‌تری در وقوع اکثر زلزله‌ها و تقریباً در تمامی انفجارهای آتشفشانی دارند. با این که آتشفشان‌های این مناطق تنها ۱۳-۱۰ درصد از ماگمایی را که به سطح زمین می‌رسد تولید می‌کنند ولی آنها عامل ۸۴ درصد از فوران‌های شناخته شده و ۸۸ درصد فوران‌های مصیبت‌بار هستند.

مقیاس	شدت	تشریح اثر	حداکثر شتاب در میلی‌متر در مجذور ثانیه	مقیاس ریشتر متناسب با آن
۱	وسيله‌ای	فقط به وسیله لرزه نگارها تشخیص داده می‌شود	<۱۰	
۲	ضعیف	برخی مردم آن را احساس می‌کنند	<۲۵	
۳	کم	مردم در حال استراحت آن را احساس می‌کنند؛ شبیه به لرزش ناشی از عبور یک کامیون	<۵۰	
۴	متوسط	مردم در حال قدم زدن آن را احساس می‌کنند؛ اشیاء سست روی قفسه می‌ریزند	<۱۰۰	
۵	نسبتاً قوی	افراد خوابیده بیدار می‌شوند؛ ناقوس کلیسا به صدا در می‌آید	<۲۵۰	
۶	قوی	درختان به نوسان در می‌آیند، اشیای آویزان به نوسان در می‌آیند، اشیای روی قفسه پایین می‌ریزند.	<۵۰۰	
۷	بسیار قوی	زنگ‌های کوچک به صورت ملایم به صدا در می‌آیند، دیوار ترک بر می‌دارند، گچ‌بری‌ها می‌افتد	<۱۰۰۰	
۸	مخرب	اتومبیل در حال حرکت غیر قابل کنترل می‌شود، سقوط دودکش‌ها؛ سنگ تراشی‌ها ترک بر می‌دارند؛ ساختمان‌های ضعیف آسیب می‌بینند.	<۲۵۰۰	
۹	ویرانگر	فروپاشی برخی از خانه، ترک زمین، شکسته شدن لوله‌ها	<۵۰۰۰	
۱۰	فاجعه بار	زمین ترک فراوان، بسیاری از ساختمان نابود شده است؛ مایع و لغزش‌های گسترده است.	<۷۵۰۰	
۱۱	بسیار فاجعه بار	سقوط بسیاری از ساختمان‌ها و پل‌ها، نابود شدن جاده‌ها، راه آهن، لوله‌ها، و کابل، عموماً آغاز سایر مخاطرات.	<۹۸۰۰	
۱۲	مصیبت بار	تخریب کلی، کنده شدن درختان از زمین، بالا و پایین رفتن زمین به صورت امواج	<۹۸۰۰	

علل و پیش بینی زمین لرزه ها و آتشفشان ها / ۲۶۳

اکثر این فوران ها در اطراف اقیانوس آرام و در جایی از اقیانوس آرام که «کمر بند آتش» نامیده می شود، رخ می دهند. مرزهای صفحه ای در سراسر اندونزی، ایتالیا و نیوزیلند طولانی ترین رکورد فعالیت را دارند. بین سال های ۱۶۰۰ و ۱۹۸۲، ۶۲ درصد از تمامی تلفات جانی ناشی از آتشفشان ها در اندونزی و در مرز همگرایی هند- استرالیا و صفحه اوراسیا رخ داده اند. لکه های داغ جبهه ای دیگر از مهم ترین مناطق فعالیت آتشفشانی هستند. مهم ترین لکه داغ شامل جزایر هاوایی هستند که در وسط صفحه ای آرام قرار دارند. بیشتر آتشفشان های مرز صفحات و اگر در امتداد پشته ای میان اقیانوسی، جایی که پوسته زمین از هم جدا می شود، قرار گرفته اند. این نوع آتشفشان ها دلیل آتشفشان خیزی در ایسلند هستند. آتشفشان های واقع در مرز صفحه ها یا بر روی لکه های داغ، معمولاً با زمین لرزه همراهند.



شکل ۹-۲- نقشه مکانی.

تقریباً ۷۵ درصد از انرژی زمین لرزه در ۶۰ کیلومتر بالایی پوسته و در امتداد مرز صفحات آزاد می شود. در مقایسه با زمین لرزه هایی که تقریباً در ۷۰۰ کیلومتری زیر پوسته و در مناطق فرو رانش رخ می دهند، این زلزله ها دارای کانون کم عمق و سطحی هستند. تقریباً هر فعالیت لرزه ای که در عمق بیشتر از ۷۰۰ کیلومتر رخ بدهد، انرژی کمی را آزاد می کند. با این وجود، تعداد قابل توجهی زمین لرزه وجود دارد که با فعالیت های آتشفشانی یا مرز صفحات مرتبط نیستند، و در حقیقت خاستگاه یا منشأ درون صفحه ای دارند. تعدادی از زمین لرزه های درون صفحه ای هستند که ارتباطی با گسل های شناخته شده یا فعالیت زلزله ای تاریخی ندارند. برای مثال، در چین، ثبت زلزله به سال ۷۸۰ قبل از میلاد مسیح برمی گردد و نشان می دهد که برخی از بزرگ ترین و مخرب ترین زلزله ها در کمربندی از تبت تا کره، با فاصله ای ۱۰۰۰ کیلومتر از نزدیک ترین مرز صفحه ای رخ داده اند. ویرانگرترین زلزله بر حسب تلفات انسانی در ۳۳ ژانویه سال ۱۵۵۶ در استان شنسی در حوضه رودخانه هوانگ هو رخ داد. این زلزله های میان صفحه ای ناشی از فشارهای پوسته ای به خاطر بالا آمدگی مداوم هیمالیا، فرونشینی بزرگ ناودیس شنسی یا حرکت در امتداد لبه شمال غربی صفحه شمال چین، ایجاد شدند. زلزله تانگ شان در ۲۸ جولای سال ۱۹۷۶ که موجب مرگ ۲۵۰۰۰۰ نفر شد، در منطقه دوم رخ داد. در آمریکای شمالی چنین زلزله های درون صفحه ای در سال ۱۹۳۵ در **تایمی اسکامینگ**^۱ واقع در مرکز سپر کانادا، در **نیومادرید** واقع در امتداد رودخانه **می سی سی پی** بین ۱۶ دسامبر سال ۱۸۱۱ و ۷ فوریه سال ۱۸۱۲، در **چارلستون** واقع در **کارولینای جنوبی** در ۳۱ اگوست سال ۱۸۸۶ رخ دادند. تازه ترین زلزله میان صفحه ای در ۲۹ ژانویه سال ۲۰۰۱ در **گوجارتا** هند رخ داد. این زلزله موجب مرگ ۵۰۰۰۰ نفر شد.

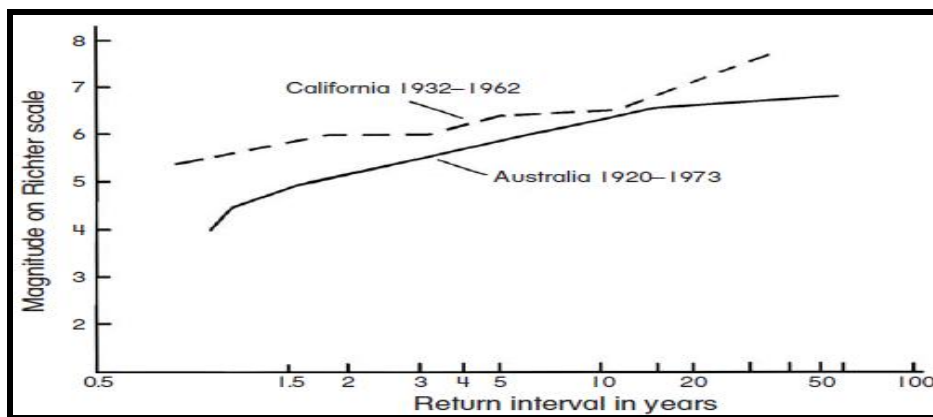
از بین تمامی مکان های بدون زمین لرزه، بیشترین زلزله های میان صفحه ای در قاره استرالیا رخ داده اند. در **تنت کریک**^۲

1- Timiskaming

2- Tennant Creek

واقع در قلمرو شمالی، زلزله‌های ۲۴-۲۳ ژانویه سال ۱۹۸۸ با بزرگی بیشتر از ۷/۲ در مقیاس ریشتر، بزرگ‌ترین زلزله‌های ثبت شده در استرالیا است. قبل از این زلزله‌ها، بزرگ‌ترین زلزله ثبت شده در استرالیا، زلزله **مکرینگ**^۱ در غرب استرالیا با ۶/۸ ریشتر در سال ۱۹۶۸ بود. این زلزله یکی از چندین زلزله مرتبط با گسل‌های شناسایی شده در استرالیا است. تا دسامبر ۱۹۸۹ هیچ‌کسی بر اثر این زلزله‌ها در استرالیا جان نداشت و خسارت مالی نیز خیلی جزئی بود. زلزله **نیوکاسل** در ۲۸ دسامبر سال ۱۹۸۹ این آمار را به طور قابل توجهی تغییر داد. در عرض ۱۰ ثانیه یک زلزله با شدت ۵/۵ در مقیاس ریشتر مرکز نیوکاسل، **نیوساوت ولز** را لرزاند. این زلزله موجب مرگ ۱۲ نفر و به جای گذاری ۱۰۰۰ میلیون دلار استرالیا خسارت شد. تقریباً تمام این زلزله‌ها در پوسته بالایی رخ دادند. زلزله‌های سطحی بدون شک انرژی کششی را آزاد می‌سازند که موجب شکاف زمین می‌گردند. سرچشمه این فشارها احتمالاً از عدم تعادل گرمایی در جبهه بالایی بر می‌خیزد یا ممکن است به جریان‌های همرفتی در زیر قاره استرالیا مرتبط باشند.

شکل ۹-۳ دوره بازگشت بر حسب سال را برای زلزله‌هایی با بزرگی متفاوت بین کالیفرنیا، یک منطقه فعال لرزه‌ای و استرالیا، به عنوان قاره بدون زلزله، مقایسه می‌کند. داده‌های زلزله‌ای در استرالیا منطبق بر یک راستا نیستند، زیرا پر لرزه‌ترین بخش این قاره بسیار دورافتاده است و برخی وقایع در آنها ثبت نمی‌شوند. استرالیا در هر دوره ۱۰۰ ساله با زلزله‌ای با بزرگی ۶/۵ یا بزرگ‌تر در مقیاس ریشتر روبه‌رو می‌شود. زلزله **مکرینگ** در سال ۱۹۶۸ و زلزله **تنت کریک** در سال ۱۹۸۸، در حقیقت فراتر از این بزرگی رفتند. در ۷۵ سال گذشته در این قاره ۱۸ زلزله رخ داده است که شدت آنها از ۶ در مقیاس ریشتر فراتر رفته است. در استرالیا یک رخداد با چرخه تکرار ۵ تا ۸ سال بزرگی برابر با ۵/۸ در مقیاس ریشتر دارد. در مقابل، کالیفرنیا در هر ۱۰۰ سال، حداقل یک‌بار با زلزله‌هایی فراتر از ۸ در مقیاس ریشتر روبه‌رو می‌شود. چندین زلزله تاریخی از جمله زلزله **سان‌فرانسیسکو** در سال ۱۹۰۶ فراتر از این مقیاس رفتند.



شکل ۹-۳- فواصل بازگشت زلزله‌های با بزرگی مختلف در کالیفرنیا و استرالیا (پس از دنهام، ۱۹۷۹)

در کالیفرنیا یک حادثه با چرخه تکرار ۱ تا ۵ ساله بزرگی فراتر از ۶/۴ در مقیاس ریشتر داشته است. میانگین حداکثر سالانه زلزله در کالیفرنیا از نظر بزرگی تقریباً ۰/۵ برابر بزرگ‌تر از زلزله‌ها در استرالیا است. با در نظر گرفتن اینکه اندازه کالیفرنیا تقریباً یک بیستم اندازه استرالیا است، این تفاوت خیلی چشمگیرتر می‌شود. این مطالعه در مورد پراکنش زلزله‌ها بر سه امر مسلم تأکید دارد: اول؛ هرچند زلزله‌ها به احتمال زیاد در امتداد مرز صفحات رخ می‌دهند، ولی بزرگ‌ترین زلزله‌ها بر حسب شمار کشته‌شدگان و نابودی مرتبط با حاشیه‌ی صفحات نیستند. دوم اینکه؛ هیچ قاره یا منطقه‌ای را نمی‌توان بدون زمین لرزه در نظر گرفت. حتی مکان‌هایی که به عنوان مناطق بدون لرزه در نظر گرفته می‌شوند؛ متأثر از رخداد زمین‌لرزه‌های زیادی هستند که بزرگی آنها به بالای ۶ در مقیاس ریشتر می‌رسد؛ و آخرین مورد این که هر چند احتمال وقوع یک زلزله خطرناک و پر خسارت

در امتداد گسل سن‌آندریاس وجود دارد، ولی بزرگ‌ترین زلزله‌ها در بخش شرقی آمریکای شمالی رخ می‌دهند و اگر این زلزله‌ها در نواحی پرجمعیت امروزی رخ می‌دادند، می‌توانستند همانند زلزله محتمل برای کالیفرنیا مخرب باشند.

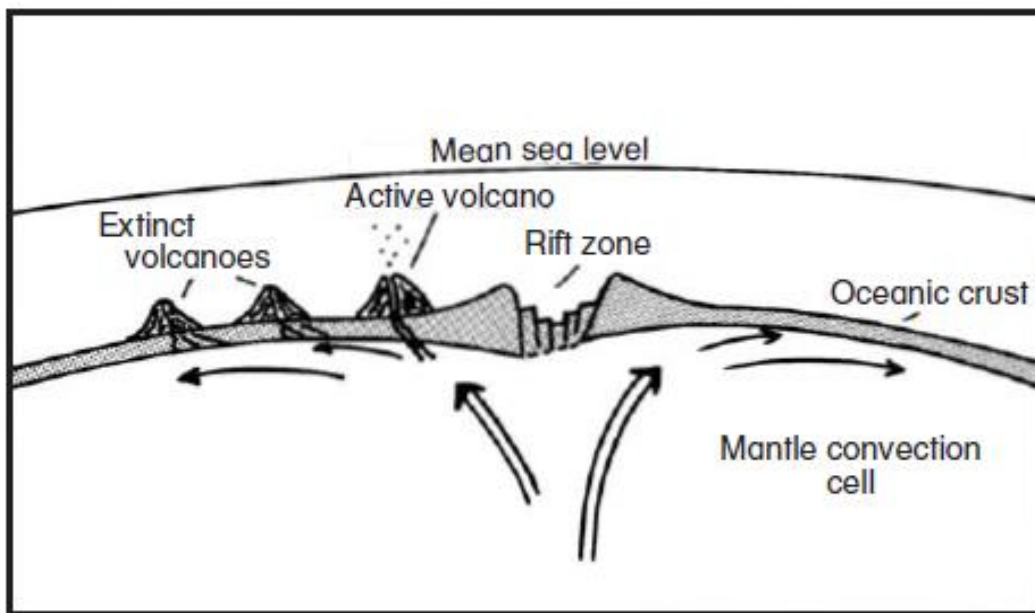
دلایل وقوع زلزله و آتشفشان

(هولمز، ۱۹۶۵؛ بالت و همکاران، ۱۹۷۵؛ ویتسو، ۱۹۸۰؛ وود، ۱۹۸۶؛ ریچی و گیتس، ۲۰۰۱؛ ماتیس و همکاران، ۲۰۰۲؛ هیکی، ۲۰۰۳؛ جونز، ۲۰۰۳)^۱

مرزهای صفحات

بیشتر آتشفشان‌ها در منطقه فرو رانش و در امتداد خطوط جداشدگی پوسته‌ای مثل پشته‌ی میان اقیانوسی رخ می‌دهند. نظریه رانش قاره‌ای بیان می‌کند که پوسته‌ی زمین در مرکز اقیانوس‌ها به خاطر واگرایی منتج از سلول‌های همرفتی جبهه گسترش یافته است. مواد مذاب از این سلول‌ها به سمت پوسته‌ی زمین بالا آمده روی سطح زمین پخش می‌شوند و یک پشته با یک شکاف را در وسط ایجاد می‌نمایند (شکل ۴-۹). این شکاف با مواد مذاب جبهه پر می‌شود و در نقاط ضعیف یا در شکستگی‌ها آتشفشان‌هایی بر روی آن شکل می‌گیرد. همچنان که پوسته زمین از هم دور می‌شود، آتشفشان‌ها نیز از مرکز پشته به بیرون مهاجرت می‌کنند. اگر کانال‌هایی که آتشفشان‌ها را به محفظه ماگما وصل می‌کند همچنان باز بمانند، آتشفشان فعال باقی می‌ماند. با این وجود، اگر پوسته زمین نسبت به گدازه‌ای که آتشفشان را تغذیه می‌کند سریع‌تر گسترش یابد، مجراها بسته می‌شوند و آتشفشان خاموش می‌شود و آتشفشان جدیدتری در نزدیکی پشته پدید می‌آید.

جایی که لبه‌های صفحات با یکدیگر برخورد می‌کنند، یک فرایند متفاوت به وجود می‌آید. بخشی از یک صفحه ممکن است به زیر صفحه دیگری برود (شکل ۵-۹). این صفحه با مواد پوسته‌ای پایین کشیده می‌شود و یک دراز گودال به وجود می‌آورد.

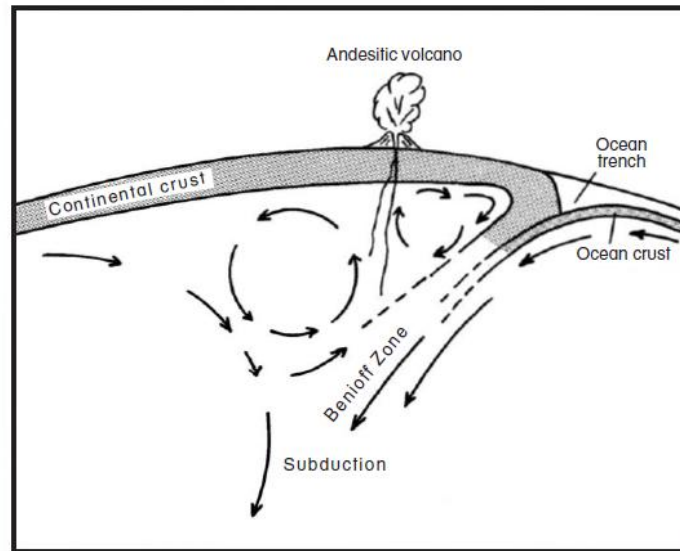


شکل ۹-۴- شکل‌گیری فعالیت‌های آتشفشانی در اثر باز شدن صفحات میان اقیانوسی.

مواد پوسته‌ای ذوب شده و با جبهه ادغام می‌شوند. یک منطقه بزرگ از فروروی که منطقه یا زون **بینیوف**^۲ نامیده می‌شود، با تولید گرمایی شدید تا عمق ۷۰۰ کیلومتر شکل می‌گیرد. این منطقه به دلیل خروج ماگما، اصطکاک ناشی از فعالیت زمین لرزه‌ای

1- Holmes; Bolt et al.; Whittow; Wood; Ritchie & Gates; Matthews et al.; Heki; Jones
2- Benioff zone

و تجزیه رادیواکتیو رسوبات پوسته‌ای، تولید گرمای زیادی دارد. در زیر پوسته رویی، ماگمای گرم و سبک (اساساً آندزیت و ریولیت)، از زون بینوف بالا می‌آید و وارد لایه‌های بالایی جُبه می‌شود و به طور پراکنده‌ای بعد از شکستن پوسته مخروط‌های آتشفشانی را ایجاد می‌کند. این ماگما، حاوی گازهای ناشی از تماس با آب‌های زیرزمینی یا ناشی از واکنش‌های شیمیایی می‌باشند که در بخش‌های بدون آب پوسته‌ی زمین فرو رفته‌اند. کمربند آتش غرب اقیانوس آرام نشانگر زوال یا نابودی صفحه آرام به وسیله‌ی صفحات اوراسیا و هند- استرالیا است. زنجیره‌ای از آتشفشان‌ها- یک جزیره کمائی- موازی با زون فرو رانش را شکل می‌دهند. جزایر ژاپن، اندونزی و آلتوسین نمونه‌های کلاسیکی از جزایر کمائی آتشفشانی ساخته شده به این شیوه هستند.



شکل ۹-۵- شکل‌گیری فعالیت‌های آتشفشانی بر روی زون فرورانش (بعد از هولمز، ۱۹۶۵).

زون بینوف همچنین یک منطقه بزرگ از نظر فعالیت زلزله‌ای است، زیرا یک گسل رانشی بین صفحه‌ای را در یک ناحیه گسترده ایجاد می‌کند. زلزله‌های عمیق با عمق کانونی ۷۰۰-۷۰ کیلومتری از سطح زمین عمدتاً در زیر سمت قاره‌ای جزایر اقیانوس آرام و هند رخ می‌دهد. بیش از ۷۵ درصد تمام زلزله‌ها در حاشیه صفحه اقیانوس آرام رخ می‌دهند. رشته کوه‌های **آند** می‌توانند در این طبقه قرار گیرند، زیرا آنها به نوعی نشانگر بالا آمدگی جزایر کمائی هستند. زمانی که عمق کانون در زون بینوف افزایش یابد، مراکز زلزله‌های عمیق هر چه بیشتر به سمت مراکز فعالیت آتشفشانی حرکت می‌کنند. در زمان فوران آتشفشان‌ها، ممکن است به دلیل انفجار آتشفشانی، جابه‌جایی ماگمای سطحی درون پوسته یا حرکات آرام تکتونیکی زلزله‌هایی رخ دهند. دو عامل اول ناشی از آزادسازی فشار در پوسته زمین یا تغییر ناشی از انبساط یا انقباض حجم ماگما هستند.

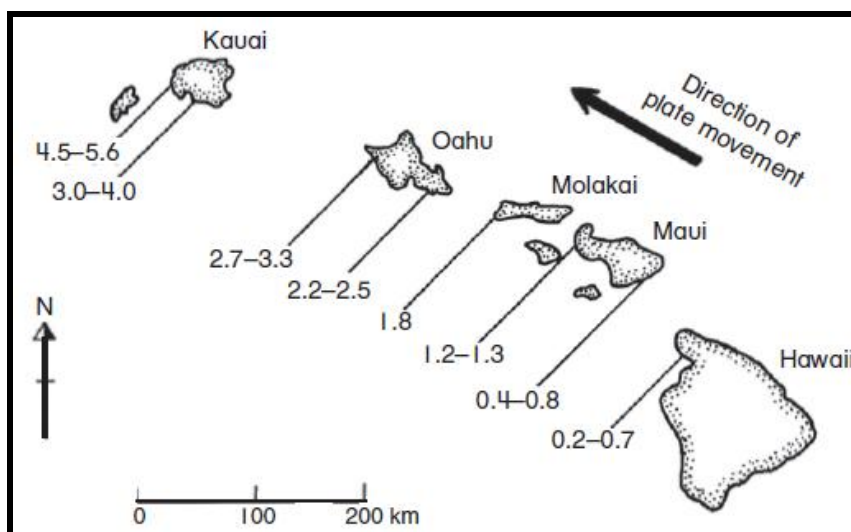
برخورد صفحات همچنین می‌تواند منجر به سوار شدن یک پوسته قاره‌ای بر روی پوسته دیگر شود؛ همانند روی هم روی صفحه هند- استرالیا بر روی صفحه اوراسیا. آتشفشان‌ها در این مناطق شکل نمی‌گیرند و چنانچه ایجاد شوند تعداد آنها بسیار کم است، زیرا عموماً پوسته‌ی زمین در این مکان‌ها ضخامت زیادی دارد و شکستگی‌ها به ندرت به جُبه می‌رسند. صفحات همچنین می‌توانند همانند صفحات آرام و آمریکای شمالی در امتداد گسل **سان آندریاس**، در کنار هم بلغزند. بر اثر این فرایند، نه تنها زلزله‌ها، بلکه آتشفشان‌ها نیز شکل می‌گیرند، زیرا شکاف‌هایی که «گسل‌های امتداد لغز» نامیده می‌شوند در زاویه‌ای راست شیب با خط فعالیت باز می‌شوند. بیشتر فعالیت آتشفشانی در رشته کوه‌های **راکی** و **آند** دارای چنین ماهیتی هستند.

لکه‌های داغ

در صورتی که یک لکه داغ در جُبه تقریباً برای دوره‌ی طولانی ثابت باقی بماند، وضعیتی مشابه با پدید آمدن آتشفشان در

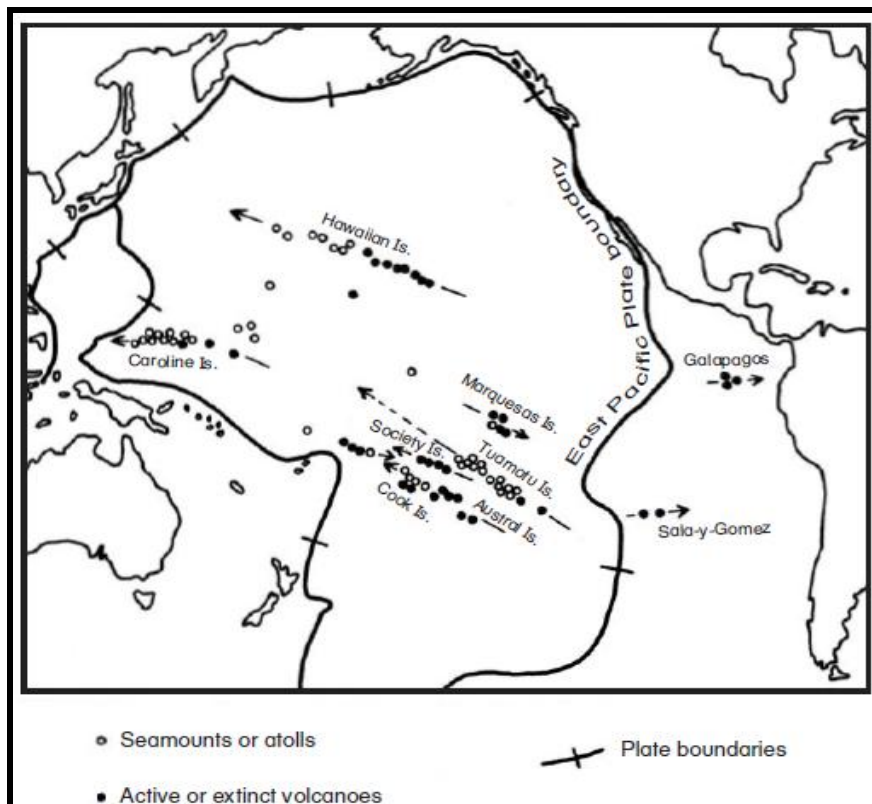
صفحات واگرا به وجود می‌آید. یک لکه داغ بیانگر ستون مداومی از ماگما با قطر ۱۰۰-۱۰ کیلومتر است که از لبه هسته زمین از ۲۹۰۰ کیلومتری تا زیر سطح زمین بالا می‌آید. آتشفشان‌ها در بالای لکه‌های داغ به وجود می‌آیند، چون مواد پوسته‌ای به تدریج از زیر ذوب می‌شوند. اگر صفحه‌ای از پوسته زمین بر روی یک لکه داغ نسبتاً ساکن عبور نماید، مناطق مستقر بر روی لکه به صورت آتشفشان در می‌آیند، ولی به محض اینکه آتشفشان‌ها از لکه دور یا منحرف می‌شوند خاموش می‌شوند و آتشفشان‌های جدیدی به جای آنها بر بالای لکه داغ پدید می‌آید. شکل گیری جزایر هاوایی ناشی از تغییر مسیر غرب‌سوی صفحه آرام بر روی یک لکه داغ می‌باشد (شکل ۹-۶). این فرایند بیش از ۴۰ میلیون سال است که در حال رخ دادن است. قدیمی‌ترین فعالیت، در جزیره **میدوی**^۱ و زنجیره‌ای از کوه‌های دریایی در شمال غربی جزایر هاوایی رخ داده است. در جزایر هاوایی، جزیره فعال شرقی نسبت به دورترین جزایر غربی و جزیره خاموش **کاوای**^۲ تقریباً ۴-۳ میلیون سال جوان‌تر هستند. ایجاد ریف‌ت در ناحیه هاوایی نشان دهنده وجود شکستگی‌هایی تا منبع ماگما است. ذوب شدن مواد پوسته‌ای در بالای لکه داغ و شکستگی‌های بعدی و فرو نشستن پوسته ضعیف شده باعث این شکاف‌ها می‌شوند.

زنجیره جزیره هاوایی نشان می‌دهد که صفحه آرام از پشته آرام شرقی در جهت شمال‌غربی به سمت دراز گودال‌های منطقه فرو رانش جابه‌جا می‌شود. دیگر زنجیره‌های جزیره‌ای در اقیانوس آرام نیز این فرضیه را تأیید می‌کنند. شکل ۹-۷ مکان‌های زنجیره اصلی جزایر اقیانوس آرام مرتبط با تغییر مسیر و جابه‌جایی صفحه آرام بر روی لکه‌های داغ را نشان می‌دهد. این لکه‌های داغ احتمالاً نشانگر محل جریان‌های همرفتی به سمت بالا در جبهه هستند که عامل جداسازی صفحات از پشته آرام شرقی هستند. توجه داشته باشید که تمام آتشفشان‌ها در بالای سطح اقیانوس رخ نمی‌دهند، بلکه بسیاری از آنها در زیر دریا رخ می‌دهند. زنجیره‌های جزایر آتشفشانی **کارولین، تواماتو، سوسایتی**^۳ و زنجیره جزایر آتشفشانی **آسترال** موازی با حرکت جزایر هاوایی هستند و از این رو حرکت شمال‌غربی صفحه آرام و جدایی آن از پشته آرام شرقی را تأیید می‌کنند. جزایر **سالا - یا - گومز** و مجمع‌الجزایر **گالا پاگوس** در طرف شرقی پشته، حرکت صفحه‌ها به سمت شرق را نشان می‌دهد. تا کنون حداقل ۲۵ لکه داغ اصلی شناسایی شدند، دو تا از این لکه‌های داغ در زیر پوسته قاره‌ای، در زیر ساحل شرقی استرالیا و در زیر بستر **یلواستون** در ایالت متحده، قرار دارند.



شکل ۹-۶- سن و جهت حرکت جزایر هاوایی شناور بر روی یک نقطه داغ (بعد از مولر و اوپرلندر، ۱۹۸۴).

- 1- Midway
- 2- Kauai
- 3- Caroline, Tuamotu, Society



شکل ۹-۷- محل سایر نقاط داغ و رشته‌های جزیره‌ای مرتبط با آنها در صفحه اقیانوس آرام (بر اساس هولمز، ۱۹۶۵).

نظریه لکه‌های داغ دارای نقاط ضعف اساسی است. برای مثال، پوسته زیر ایسلند و جزیره هاوایی که به عنوان مواردی کلاسیک در نظر گرفته می‌شوند، دارای جریان گرمایی غیرعادی که حاکی از بالا آمدن ماگما باشند، نیستند. به نظر این مکان آتشفشان خیز در مجمع‌الجزایر قناری در سمت شرق پشته میان اقیانوسی اطلس با صفحه حرکت نمی‌کند. در عوض، فوران‌ها به ندرت در زیر جزایر رخ می‌دهند. در آخر، ترکیب مواد خارج شده آتشفشانی از بالای لکه‌های داغ فرضی، همواره نشانگر مواد عمیق جبهه‌ای نیستند. بر اساس یک فرضیه تکمیلی خطوط فعالیت آتشفشانی نشان می‌دهند شکافتن پوسته کره زمین در راستای عمود بر پشته میان اقیانوسی رخ می‌دهد. زنجیره جزایر هاوایی و تواماتو به طور حتم منطبق بر این مکان‌ها هستند. جایی که فشار یا تنش شکستگی‌ها از طریق این مکانیسم شکل می‌گیرد. امروزه مشخص شده است که آتشفشان خیزی میان صفحه‌ای در اصل خیلی پیچیده‌تر از آنی است که در دهه ۱۹۷۰ با استفاده از مفهوم لکه‌های داغ فرض می‌شده.

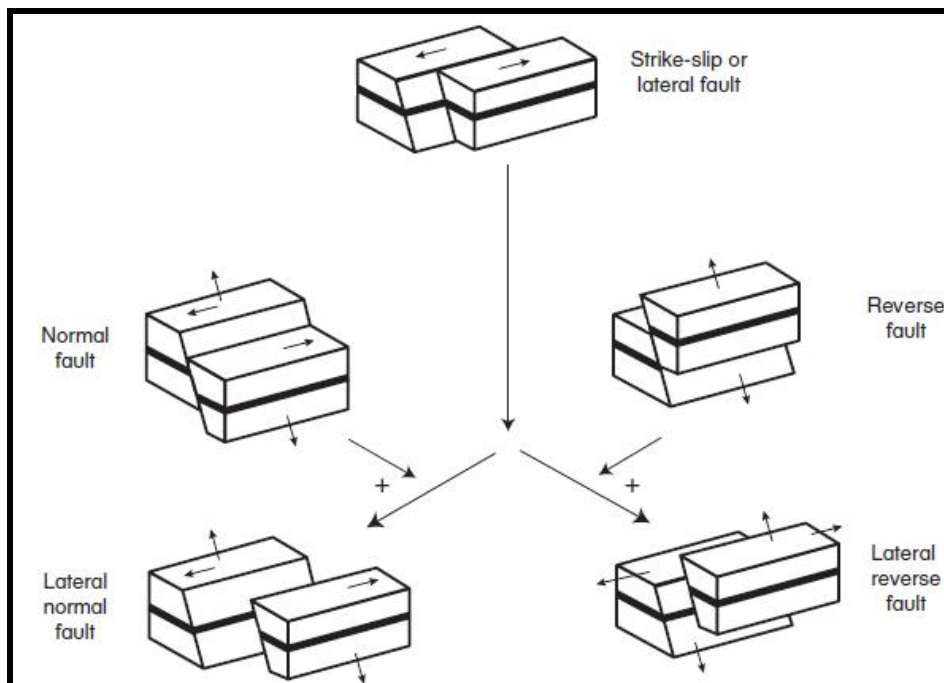
گسلی شدن و کشش‌های دیگر

عوامل فوق علت بخش اعظم فعالیت آتشفشانی و تعداد قابل توجهی از زلزله‌ها هستند. بیشتر زلزله‌های خسارت آور صرفاً ناشی از آزادسازی سریع انرژی فشاری ذخیره شده در سنگ‌های قابل ارتجاع می‌باشند. این قبیل زمین لرزه‌ها، زلزله‌های تکتونیکی نامیده می‌شوند. پوسته زمین به طور پیوسته در نتیجه حرکت نسبی صفحه‌ها نسبت به همدیگر به جهات مختلفی کشیده یا فشرده می‌گردد همچنان که نیروهایی در خود صفحه‌ها نیز عمل می‌کنند. حتی حرکت پوسته‌ای کوچک فشارهای کشسانی را در سطح کره زمین به وجود می‌آورند که ممکن است نسبت به نیروی درونی لایه‌های سنگ بستر بزرگ‌تر باشند. این فشار یک منبع ذخیره‌سازی انرژی شبیه یک فنر مارپیچ در اسباب‌بازی بچه‌ها، ایجاد می‌کند. جایی که میزان این فشار بیش از حد باشد، برای کاهش یا تخفیف فشار ایجاد شده گسل یا شکاف پدید می‌آید. این شکافته شدن یا به تدریج رخ می‌دهد یا به صورت مجموعه ضربه‌های ناگهانی که از منطقه فشار در یک حالت نامتوازن به بیرون ارتعاش می‌یابند که بستگی به تغییرپذیری مکانی استحکام سنگ دارد.

نوع گسلش یا شکافته شدن به ویژگی‌های گسل بستگی دارند. شکل ۸-۹ انواع متداول گسل‌هایی را که به دلیل زلزله‌ها ایجاد می‌شوند، نشان می‌دهد. منطقه متأثر از زلزله در گسل امتداد لغز، کم عرض‌تر می‌باشد، در حالی که گسل نرمال یا گسل معکوس، منطقه تأثیر بزرگ‌تری را پدید می‌آورد. با این وجود، تفاوت بین گسل‌ها در حقیقت به زاویه گسل بستگی دارد. برای مثال، چون شیب گسل *سان‌آندریاس* دقیقاً عمودی می‌باشد خسارت زلزله در طی ۲۰ کیلومتری خط گسل به سرعت کاهش می‌یابد. این عامل دلیل گسترده نبودن خسارات زلزله‌های متوسط در کالیفرنیا جنوبی در طی این قرن می‌باشد.

از طرف دیگر، زلزله‌های شدید در *شیلی* (سال ۱۹۶۰) و *آلاسکا* (سال ۱۹۶۴) در گسل‌های معکوس با زاویه شیب کم (20° یا کمتر در مورد آلاسکا) که در ارتباط با مناطق فرو رانش رخ دادند، دارای این یک ویژگی هستند که خسارت را در محدوده خیلی گسترده‌ای ایجاد نمایند. مواد هوازده روی سنگ بستر می‌تواند مقادیر قابل توجهی از نیروی جابه‌جایی گسل را جذب نمایند به نحوی که گسل خوردگی زیر سنگ بستر ممکن است در سطح زمین ظاهر نگردد. فشار کشسانی به تدریج و در طی زمان می‌تواند به صورت خزش تکتونیکی کاهش یابد. چنین چرخشی را می‌توان به عنوان یک ابزار برای پیش‌بینی زلزله به کار گرفت، ویژگی‌ای که در قسمت‌های بعدی تشریح خواهد شد.

زلزله‌ها می‌توانند در اثر بارگذاری یا باربرداری ناگهانی روی پوسته زمین در امتداد گسل‌ها شروع شوند. همزمانی سیکلون‌های حاره‌ای و زلزله‌ها در فصل سوم ذکر شد. در اینجا، این مکانیسم نقش خود را با شروع سریع امواج طوفانی در سکوی قاره‌ای اعمال می‌کند. حتی خطر بارگیری ممکن است خیلی نامحسوس باشد. در ژاپن مدارک به دست آمده از ۱۵۰۰ سال گذشته نشان می‌دهند که احتمال رخداد زلزله‌های میان صفحه‌ای با بزرگی بیشتر از ۷، در بهار سه برابر بیشتر از سایر فصول است. دلیل این پدیده به تجمع برف در طول زمستان مرتبط می‌باشد که موجب اعمال فشار بر گسل‌های معکوس و امتداد لغز می‌شوند. ذوب شدن سریع برف در فصل بهار با کاهش ناگهانی فشار در روی پوسته زمین نیز موجب زلزله می‌شود. این فرایند ممکن است حداقل ارتفاعی به اندازه یک متر آب ایجاد نماید.



شکل ۹-۸- انواع گسل‌هایی که با فعالیت‌های زمین لرزه‌ای همراه هستند.

گسل خوردگی و زلزله‌ها همچنین از طریق کشیدگی یا اتساع سنگ‌های پوسته زمین نیز رخ می‌دهند. در عمق بیش از ۵ کیلومتر، فشار ناشی از وزن سنگ‌های مستقر در بالا برابر با مقاومت سنگ‌های شکسته نشده زیرین است. با وجود نیروهای

برشی که به طور ناگهانی بر سنگ‌های سست وارد می‌شوند، لغزش‌های اصطکاکی هرگز ایجاد نمی‌گردند، زیرا سنگ‌ها به صورت یک ماده شکل پذیر تغییر شکل می‌دهند. با این حال، وجود آب مکانیسمی برای شکستگی ناگهانی به وسیله کاهش اصطکاک مؤثر در امتداد مرز گسل ایجاد می‌کند. اگر به سنگ‌های پوسته بالایی زمین، بدون اینکه در معرض دگرشکلی مومسانی، قرار بگیرند فشار وارد شود، ممکن است به صورت محلی ترک بردارند و حجم آنها افزایش یابد. این فرایند اتساع یا بازشدگی نام دارد. به دلیل نفوذ سریع آب زیرزمینی، ممکن است ترک خوردن خیلی سریع اتفاق بیفتد، ولی در نهایت این آب در شکاف‌ها نفوذ خواهد کرد و با انجام عمل لیز کردن موجب آزاد شدن تمامی فشارهای باقیمانده می‌شود. این مدل به دنبال پیش‌بینی زلزله‌ها است، زیرا آن به سنجش تغییرات سطوح زمین، قابلیت رسانایی الکتریکی و دیگر فاکتورهای فیزیکی قبل از زمین لرزه، می‌پردازد.

اضافه شدن آب (سد‌ها و باران)

نظریه اتساع همچنین رخداد زلزله‌ها در اطراف مخازن آب را تشریح می‌کند. زلزله‌های مخازن آب در مناطق زلزله‌خیز یا غیر زلزله‌خیز رخ می‌دهند و به نوع سنگ یا الگوهای محلی گسلی شدن ارتباطی ندارند. توجه به این پدیده از سال ۱۹۳۵ و بعد از ساخت سد *هوور*^۱ که دریاچه *مید*^۲ را بر روی رود *کلرادو* ایجاد کرد، شروع شد. در این ناحیه قبل از ساخته شدن سد هیچ گونه فعالیت زلزله‌ای مشاهده نشده بود. با این وجود، از آن زمان تاکنون، بیش از ۱۰۰۰ زلزله که قدرت کافی برای حس شدن توسط ساکنان محلی را داشته‌اند، رخ داده است. این تأثیر به دنبال ساخت ۱۵-۱۰ مخزن آب دیگر در سطح جهان، من جمله سد *کاریبا* بر روی رود *زامبزی* واقع در آفریقا و سد *کویئا* در نزدیک *مومبایی* هند بیشتر مورد توجه قرار گرفت. البته باید گفت که تمام مخازن مصنوعی ذخیره آب حتی وقتی بر روی مناطق با زلزله‌خیزی فعال ایجاد می‌شوند، موجب زلزله نمی‌شوند. با این وجود، تعداد نسبتاً زیادی زلزله متوسط با شدت ۶/۵-۵ در مقیاس ریشتر در *کویئا*، هند رخ داده است که موجب مرگ ۱۷۷ نفر شدند. به نظر می‌رسد که آب مخازن در لایه زیرین سنگ بستر نفوذ می‌کنند و با کاهش مقاومت اصطکاکی مؤثر در امتداد گسل‌ها و ایجاد لغزش‌های زیاد موجب زلزله می‌شوند. فعالیت‌های معدنی، استخراج آب و نفت و دفع فاضلاب‌ها در زیرزمین نیز در فعالیت زلزله‌ای محلی تأثیر می‌گذارند. برای مثال، آب فاضلاب ناشی از کارخانه‌های تولید مواد شیمیایی جنگی که بین سال‌های ۱۹۶۲ و ۱۹۶۵ در *دنور* در ایالت کلرادو به زیرزمین پمپاژ شدند، منجر به زلزله‌های قابل توجهی گشتند. با این وجود، تأثیرات این عملیات در مقایسه به آنهایی که به وسیله ساخت مخازن ذخیره آب به وجود می‌آیند، بسیار جزئی به نظر می‌رسند. در پایان لازم به ذکر است که یک ارتباط آماری بین دوره‌های مرطوب سال و فوران‌های آتشفشان *یاسور*، کوه *اتنا*، کوه *سنت هلن* و *سوفری*^۳ در جزیره *مونت‌سرات*^۴ وجود دارد. از بین این موارد در آتشفشان *سوفری* بارش باران مقدم بر فوران‌های آتشفشان بوده است، به این صورت که با ورود باران به آتشفشان و به محض برخورد با محفظه ماگمایی و تبدیل شدن به بخار موجب انفجار شده است.

پیش‌بینی زلزله‌ها و آتشفشان‌ها

دسته‌بندی حوادث آتشفشانی و لرزه‌ای

آتشفشان‌ها

(گریبین، ۱۹۷۸؛ لمب، ۱۹۷۲، ۱۹۸۲؛ بلانگ، ۱۹۸۴؛ پانندی و نیگی، ۱۹۸۷)^۵

پیش‌بینی زلزله‌ها و آتشفشان‌ها به دو بازه زمانی تقسیم می‌شود: پیش‌بینی طولانی مدت برای یک دوره چندین ساله و

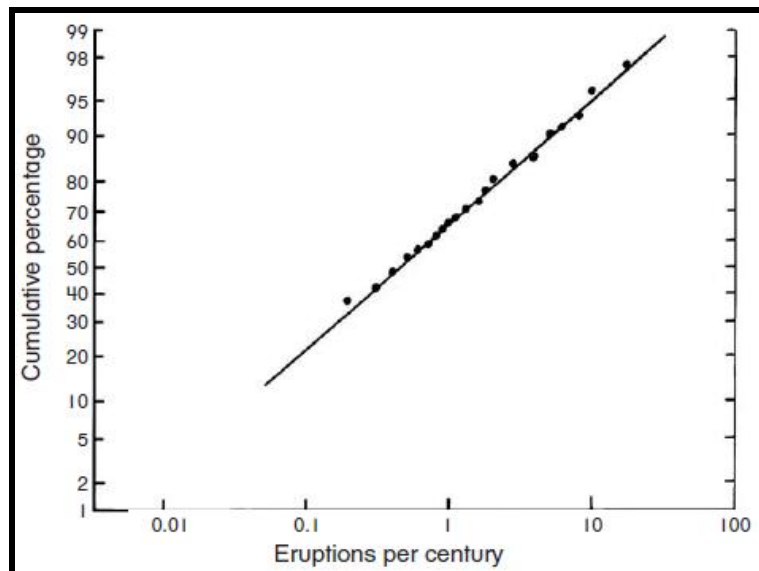
1- Hoover
2- Lake Mead
3- Yasur, Mt Etna, Mt St Helens, and Soufrière
4- Montserrat
5- Gribbin; Lamb; Blong; Pandey & Negi

پیش بینی کوتاه مدت که از یک الی دو سال تا چندین روز یا ساعت قبل از حادثه را در بر می گیرد. پیش بینی طولانی مدت فعالیت های آتشفشانی و زلزله ای شامل ترسیم چرخه های فعالیت در طی دهه ها یا قرن ها و دسته بندی حوادث می شود.

بر اساس زمان زمین شناسی، دوره های آتشفشان خیزی حوادث تصادفی نیستند. در طی ۲۵۰ میلیون سال گذشته به نظر می رسد آتشفشان هایی که هر ۳۳ میلیون سال یکبار همراه با یک اوج کوچک در ۱۶/۵ میلیون سال رخ می دهند، افزایش یافته اند. بزرگ ترین نقطه اوج فعالیت ها در ۶۵-۶۰ میلیون سال قبل همزمان با شکل گیری فلات دکن در هند و پایان یافتن دوره کرتاسه که منجر به انقراض دایناسورها شد، رخ داده است. دوره های فعالیت های آتشفشانی همچنین با انقراض های بزرگ، تغییرات بزرگ و معکوس شدن میدان مغناطیسی زمین، کراترزیایی حاصل برخورد شهاب سنگ ها و دیگر فرایندهای زمینی، مرتبط هستند. دلیل این وقایع فاجعه بار به عبور منظومه شمسی از میان قرص کهکشان برمی گردد. کهکشان ما- کهکشان راه شیری- یک قرص مارپیچی از ستاره ها است که نیمرخ آن شبیه یک بشقاب است. منظومه شمسی به دور مرکز کهکشان می چرخد و از یک طرف قرص به طرف دیگر آن حرکت می کند. یک گردش کامل ۳۳ میلیون سال طول می کشد به طوری که منظومه شمسی هر ۱۶/۵ میلیون سال یکبار از محور کهکشان عبور می کند. در حال حاضر، منظومه شمسی در حال عبور از میان قرص کهکشان است و در طی ۲ میلیون سال گذشته آتشفشان خیزی افزایش یافته است.

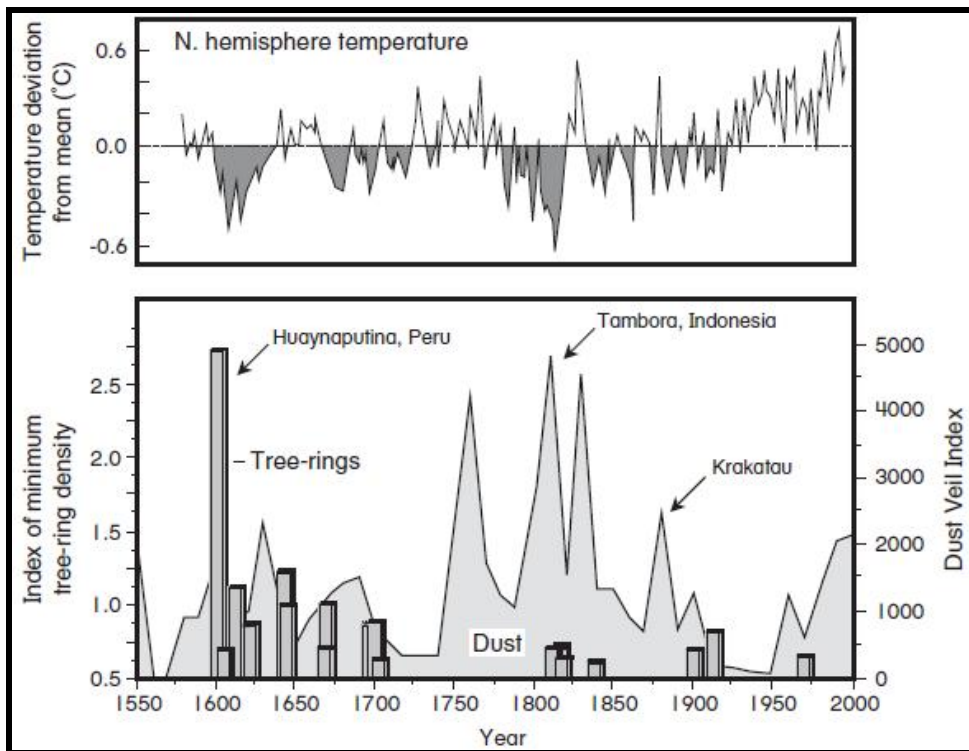
دوره های طولانی آتشفشان خیزی از تغییرات بزرگ در دما، چرخندگی و فعالیت های همرفتی جبهه خیر می دهد. از نتایج آن جابه جایی های صفحه ای، سریع تر شدن آهنگ جدا شدن پوسته ای زمین، گسترش پشته های میان اقیانوسی و بالا آمدن سطح دریاها می باشد. افزایش قابل توجه خاکستر آتشفشانی در طول دوره های اصلی فعالیت آتشفشان خیزی با کاهش تابش های خورشیدی رسیده به زمین موجب کاهش فتوسنتز و اختلال زیاد در زنجیره غذایی و در نهایت انقراض بسیاری از گونه های جانوری خشکی زی و آبی در روی کره زمین می شود. تغییرات منتج از دوره های نجومی در سطح جهانی به اندازه ای قدرتمند هستند که می توان افزایش برخورد شهاب سنگ ها و ستاره های دنباله دار، وارونگی مغناطیسی، تغییر آب و هوا و سرانجام انقراض دسته جمعی گونه های جانوری را به آن نسبت داد. آتشفشان خیزی یکی از مؤثرترین و گسترده ترین فرایندهایی است که از لحاظ زمین شناختی بر روی کره زمین تأثیر می گذارند.

بلانگ (۱۹۸۴) داده های جالبی در زمینه ی فراوانی وقوع فوران آتشفشان ها در طی ۱۰۰۰۰ سال گذشته جمع کرده است. طی ۵۰۰ سال اخیر، آتشفشان های مجزا به طور متوسط هر ۲۲۰ سال یکبار فوران کرده اند. وقتی تعداد فوران های هر قرن بر روی کاغذ لگاریتمی؛ احتمال وقوع به شکل نمودار رسم می شوند (شکل ۹-۹) یک خط مستقیم مشابه با فراوانی وقوع اکثر مخاطرات طبیعی ایجاد می گردد. تقریباً ۲۰ درصد آتشفشان ها کمتر از یکبار در هر ۱۰۰ سال و ۲ درصد کمتر از یکبار در هر ۱۰۰۰۰ سال فوران می کنند. فوران آتشفشان های *الچی چون* در مکزیک در مارس ۱۹۸۲ و *پیناتوبو* در ژوئن ۱۹۹۱ در فیلیپین، نمونه ای از نوع دوم هستند. این آتشفشان ها هیچ کدام سابقه تاریخی فوران نداشتند و هر دو خاموش به نظر می رسیدند. همچنین در حدود ۲۵ فوران آتشفشانی خیلی شدید نیز رخ داده است که تقریباً یک میانگین مشابه ۸۶۵ ساله داشته اند. از ۵۵۰۰ فورانی که به وسیله ی ۱۳۴۰ آتشفشان از زمان آخرین دوره یخچالی رخ داده است تنها ۴۰ درصد آنها سابقه فوران در قبل از تاریخ داشته است. از این رو، می توان انتظار داشت که بیشتر آتشفشان های خاموش جهان در آینده فعال شوند. به صورت میانگین یک آتشفشان خاموش هر پنج سال یکبار فوران می کند.



شکل ۹-۹- نمودار احتمال فوران آتشفشان‌های انفرادی در هر قرن (بلانگ، ۱۹۸۴، با اجازه از گروه هارکورت بریس جوانویچ، استرالیا). هر چند ارزیابی فوق تصادفی بودن فوران‌های آتشفشانی را نشان می‌دهد، ولی داده‌های تاریخی ثبت شده از فعالیت آتشفشانی که بر اساس ورود خاکستر آتشفشان‌ها به اتمسفر است نشان می‌دهد که فوران آتشفشان‌ها دارای زمان بندی هستند. تخمین دقیق مقدار گرد و غبار منتج از خاکستر آتشفشانی را می‌توان به وسیله‌ی بررسی کاهش تابش خورشید و اندازه‌گیری حلقه‌های رشد درختان مورد سنجش قرار داد (شکل ۹-۱۰). پرفسور لامب در بریتانیا شاخص‌های فعالیت آتشفشانی بر اساس کاهش تابش خورشیدی را تا قرن شانزدهم استخراج نمود. شاخص وی بر اساس میزان خاکستر آتشفشان ناشی از فوران آتشفشان **کراکاتوا** در سال ۱۸۸۳ (میزان پایه ۱۰۰۰) پایه‌ریزی شده است، این شاخص به عنوان شاخص **پرده خاکستر**^۱ شناخته می‌شود. فوران آتشفشان **سانتورینی** در سال ۱۴۷۰ قبل از میلاد در دریای اژه موجب مقدار شاخص ۱۰۰۰۰-۳۰۰۰ شد، ولیکن فوران کوه **وزوویوس** در سال ۷۹ میلادی موجب شاخص ۲۰۰۰-۱۰۰۰ شد. کاهش ورودی تابش خورشیدی با پایین آوردن دما و افزایش یخبندان‌ها، رشد حلقه‌های درختان را کاهش می‌دهد. این تأثیرات به دنبال فوران‌های بزرگ آتشفشانی افزایش می‌یابد به طوری که فشردگی حلقه‌های درختی افزایش و پهنای آنها کاهش می‌یابد. ۲۰ حلقه کم تراکم اندازه‌گیری شده در اروپا و آمریکای شمالی در شکل ۹-۱۰ رسم شده است. این مدارک یا رکودها نشان می‌دهند که فوران **هایانا پوتینا**^۲ در پرو در سال ۱۶۰۱، تأثیر خیلی بزرگی بر روی حلقه درختان داشته است در حالی که این فوران **تامبور**^۳ در سال ۱۸۱۵ بوده است که بیشترین حجم خاکستر را در اتمسفر رها ساخته است.

1- Dust Veil Index
 2- Huaynaputina
 3- Tambora



شکل ۹-۱۰- فعالیت‌های آتشفشانی اخیر (۱۶۰۰-۲۰۰۰) که از طریق شاخص پرده گرد و غبار لمب و تراکم حلقه‌های درختی تعیین شده‌اند. قسمت بالا دمای هوای نیمکره شمالی در بازه زمانی مشابه را ترسیم نموده است (بر اساس گریبین، ۱۹۷۸، لمب، ۱۹۸۵ و جونز و همکاران، ۱۹۹۵).

در طی ۳۰۰ سال گذشته برخی از فوران‌های کاملاً فاجعه‌آمیز رخ داده‌اند. فوران تامبورا در جزیره سامبوا^۱ در اندونزی، در طول فوران اصلی‌اش در سال ۱۸۱۵ و فوران کوسکوینا^۲ در سال ۱۸۳۵ در نیکاراگوآ چهار برابر فوران کراکاتوا^۳ خاکستر به هوا فرستادند. این فوران‌ها و همزمانی آنها با برخی دیگر از فوران‌های کوچک موجب آغاز یک دوره ثابت از فعالیت آتشفشانی شد که از سال ۱۷۵۰ آغاز و در سال ۱۹۰۲ با فوران کوه پله در مارتینیک، سوفریری در جزیره سنت وینسنت و سانتاماریا در گواتمالا در محدوده‌ی کارائیب پایان یافت. حلقه‌های رشد درختان همچنین نشان می‌دهد که در دوره بین سال‌های ۱۶۰۰ و ۱۷۱۰ نیز یک دوره مداوم آتشفشان خیزی بوده است. بعد از فوران آتشفشان کاتامایی آلاسکا در سال ۱۹۱۲ دیگر هیچ خاکستر حاصل فوران آتشفشانی که اقلیم نیمکره شمالی را تحت تأثیر قرار دهد بجز کوه آگونگ^۴ در بالی در سال ۱۹۶۱ مشاهده نشد. کوه هکلا^۵ واقع در ایسلند، در سال ۱۹۴۷ موجب فوران ۱۰۰۰۰۰ متر مکعب خاکستر در ثانیه شد که حتی تا فنلاند هم رسیدند. با این وجود، آتشفشان دوام چندانی نداشت و موجب وارد کردن گرد و غبار زیادی به داخل استراتوسفر نشد. فوران کوه آگونگ بیانگر بیداری مجددی در فعالیت متوسط آتشفشانی جهانی بود که تا زمان فوران کوه سنت هلن شدت نیافت. علاوه بر فوران کوه سنت هلن، فوران‌های بزرگ دیگری در گالانگ گانگ^۶ در جاوه غربی، اندونزی در آوریل سال ۱۹۸۲، ال چی چون در مارس سال ۱۹۸۲، نوادا دل رویز^۷ کلمبیا در نوامبر سال ۱۹۸۵؛ آگوستین^۷ آلاسکا در سال ۱۹۸۶ و پیناتوبو در ژوئن سال

- 1- Sumbawa
- 2- Cosequina
- 3- Agung
- 4- Hekla
- 5- Galunggung
- 6- Nevado del Ruiz
- 7- Augustine

۱۹۹۱ رخ دادند. به سبب این فوران‌ها، شاخص پرده خاکستر در طول ۲ دهه آخر قرن بیستم به بالای ۲۰۰۰ رسید. همچنین بر روی شکل ۹-۱۰ میانگین دما در نیمکره شمالی را از سال ۱۸۸۰ نشان می‌دهد. انتشار خاکستر ناشی از یک فوران بزرگ تا ۳-۲ سال بعد از آن تأثیر قابل توجهی بر روی دمای جهان دارد. برای مثال خاکستر ناشی از فوران **کراکاتوا**، اندونزی در ۲۷ آگوست سال ۱۸۸۳ موجب کاهش ۲۰-۱۰ درصدی تابش خورشیدی در طی یک دوره سه ساله در فرانسه شد. تطابق بین شاخص پرده خاکستر و دمای جهانی خیلی زیاد است (ضریب رگرسیون ۰/۶۵- که در سطح ۰/۰۱ قابل قبول است). دوره‌های همراه با افزایش فعالیت‌های آتشفشانی از طریق کاهش دمای سطحی تأثیر محسوسی بر روی جوامع اعمال می‌نماید. برای مثال فعالیت‌های آتشفشانی دهه ۱۷۸۰ باعث زمستان‌های خیلی سرد و خشک‌سالی سراسری در اروپای غربی و ژاپن شد. در فرانسه، وقایع نامساعد اقلیمی، شرایط اجتماعی را با بحران مواجه ساختند و در سال ۱۷۸۹ موجب انقلاب فرانسه شدند. انتشار خاکستر و سولفات ناشی از فوران آتشفشان **تامپورا** در سال ۱۸۱۶، در چند سال بعد از وقوع موجب کاهش ۱ درجه سانتی‌گرادی دما در **نیوانگلند**، غرب آفریقای جنوبی، اروپا و شمال غربی آرام شد. در نیوانگلند، این حادثه به عنوان سال بدون تابستان شناخته شد. در شرق آمریکای شمالی در تمامی ماه‌های سال یخبندان رخ داد، نابودی محصولات در **ولز** و اروپای مرکزی موجب قحطی شد و باران‌های موسمی در جنوب شرقی آسیا خیلی شدت یافتند. در مقابل تابستان در دره می‌سی‌سی‌پی، **یوکان**^۱ و شمال غربی روسیه خیلی داغ و گرم بود. این فوران و زنجیره‌ای از فوران‌ها دیگر منجر به تغییر شرایط اقلیمی شدند که برای اولین بار موجب شیوع تیفوس و وبا بین سال‌های ۱۸۱۶ و ۱۸۱۹ شد. شدت یافتن فعالیت آتشفشانی در چهار قرن اخیر نشان می‌دهد که ممکن است کره زمین با یک دوره افزایش فعالیت‌های آتشفشانی روبرو باشد که در ۱۰۰۰۰ سال گذشته مشاهده نشده است.

زلزله‌ها

(ویتوو، ۱۹۸۰)

شواهدی وجود دارد که نشان می‌دهند فعالیت زلزله‌های منطقه‌ای دارای خوشه‌بندی هستند. شکل (۹-۱۱) بزرگی زلزله‌ها بر اساس مقیاس ریشتر را برای ژاپن از سال ۶۸۴، مدیترانه از سال ۱۹۰۰ و ایالت متحده از سال ۱۸۷۵ نشان می‌دهد. ژاپن که از نظر زلزله‌ای فعال است با مجموعه‌ای از زلزله‌های بزرگ با تمرکز در حوالی قرن هشتم، شانزدهم و بیستم روبرو بوده است. در قرن نوزدهم به نظر می‌رسد زلزله‌ها در بازه زمانی ۵۰ ساله دسته‌بندی می‌شدند. در ژاپن بیشترین دوره زلزله خیزی ثبت شده مربوط به بعد از جنگ جهانی دوم بوده است ولی مخرب‌ترین زلزله دوره اخیر در سال ۱۹۲۳ و در توکیو افتاده است. زلزله **کوبه** در ۱۷ ژانویه ۱۹۹۵ ممکن است فقط بخشی از این فعالیت افزایش یافته قرن بیستم باشد. در مدیترانه، زلزله‌ها به صورت منظم‌تری رخ می‌دهند (شکل ۱۱b-۹). از سال ۱۹۲۰ چهار مجموعه زلزله پیرامون سال‌های ۱۹۳۰، ۱۹۴۱، ۱۹۵۶-۱۹۵۳ و ۱۹۷۷ رخ داده است. به جز ترکیه، ناحیه مدیترانه از لحاظ زلزله‌خیزی در انتهای قرن بیستم آرام و بدون فعالیت بوده است. در آمریکای شمالی نیز یک خوشه‌بندی زلزله‌ای در امتداد حاشیه غربی قاره به وجود آمده است. در اینجا شدیدترین دوره وقایع لرزه‌ای از سال ۱۹۸۰ به بعد رخ داده است. دوره‌های خوشه‌بندی شده دیگری نیز در حدود سال ۱۹۰۶- قبل از زلزله سانفرانسیسکو- ۱۹۳۰، ۱۹۵۱ و ۱۹۶۴ وجود دارد. با این وجود خوشه‌بندی زلزله به مانند منطقه مدیترانه مشخص نمی‌باشد. اگر خوشه‌بندی زلزله‌ها واقعی و درست باشد، باید بین فعالیت زلزله‌ای و فوران آتشفشانی نیز ارتباطی وجود داشته باشد، زیرا آنها دلایل ژئوفیزیکی مشترکی دارند.

ارتباط متقابل بین زلزله‌ها و آتشفشان‌ها

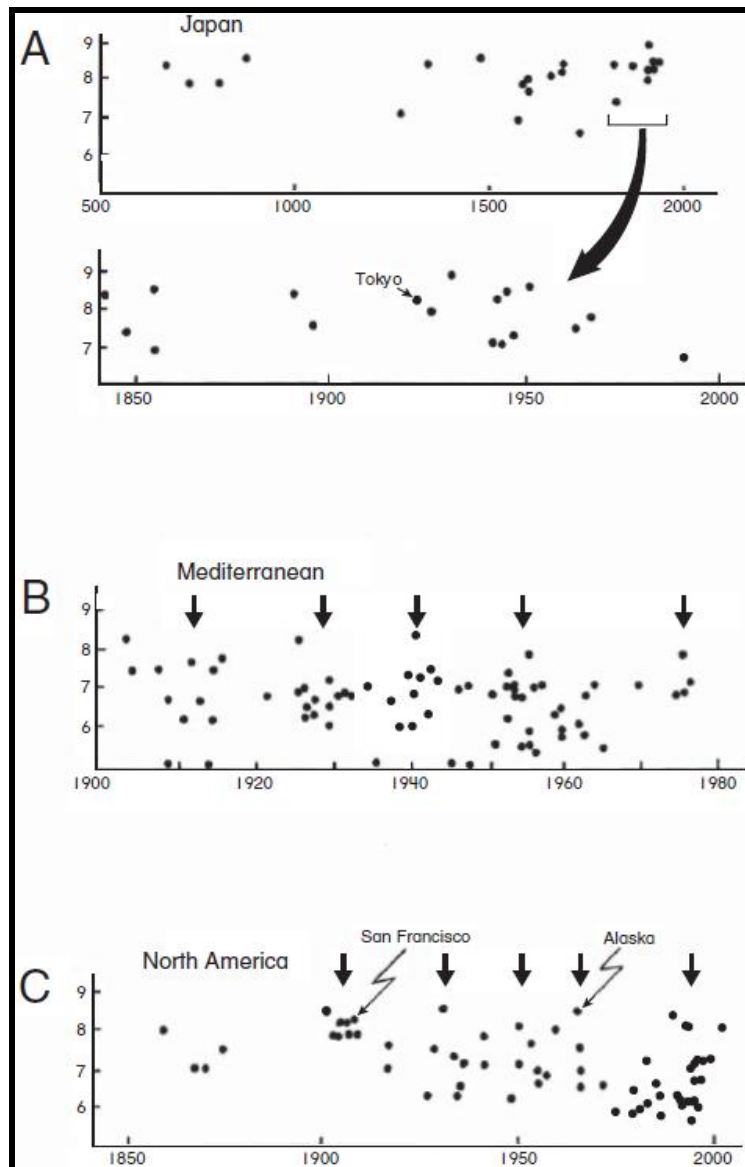
(هیل و همکاران، ۲۰۰۲)^۱

در اکثر موارد بلافاصله پس از زلزله‌هایی با بزرگی بیشتر از ۶/۵ ریشتر، یک حادثه بزرگ آتشفشانی رخ می‌دهد. برای مثال، در ۲۹ نوامبر ۱۹۷۵ آتشفشان کی‌لاوی یا^۲ ۳۰ دقیقه بعد از وقوع یک زلزله به بزرگی ۷/۵ ریشتر در سمت جنوبی آتشفشان فوران کرد. دو روز بعد از زلزله عظیم شیلی با بزرگی ۹/۵ در مقیاس گشتاور لرزه‌ای (M_w) که در ماه می ۱۹۶۰ رخ داد آتشفشان کوردون کائولا^۳ در مرکز چین فوران کرد. هرچند این فوران‌ها در عرض چند روز از یک زلزله رخ می‌دهند، ولی تأثیر آنها ممکن است تا صدها سال پس از وقوع و تا ۱۰۰۰ کیلومتر دورتر از مرکز زلزله به طول بینجامد. دلایل این فرایند ناشی از تغییرات فشار استاتیکی در نزدیکی مرکز زلزله است، این تغییر فشار با سست شدن تدریجی پوسته زیرین یا با فشارهای دینامیکی که به وسیله زلزله‌ها شروع می‌شوند مرتبط می‌باشند. تغییرات فشار استاتیکی به وسیله تغییر فشار در توده ماگما که در نزدیکی کانون زلزله قرار دارد ایجاد می‌گردد. این تغییر ممکن است باعث فشردن ماگما و بالا روی آن شبیه بیرون آمدن خمیردندان از لوله خمیردندان یا افزایش ذوب در مجاورت ماگما شود. به احتمال زیاد، تغییر فشار ممکن است باعث شکل‌گیری حباب‌هایی بر روی ماگما و باز کردن مجراهای متصل به محفظه ماگما به سطح زمین شوند. این فرایندها احتمالاً در سال ۱۷۰۷ موجب فوران آتشفشانی کوه فوجی در ژاپن، یک ماه بعد از زلزله‌ای به بزرگی ۸/۲ ریشتر و فوران آتشفشانی کوه پیناتوبو در سال ۱۹۹۱ به دنبال یک زلزله ۷/۷ ریشتری در ۱۰۰ کیلومتر دورتر از آتشفشان شدند. همچنین امکان دارد تورم محفظه ماگما باعث زلزله‌هایی شود که بازخورد مثبتی از فرایند افزایش حجم است. به نظر می‌رسد جفت شدگی این دو رویداد با فاصله زمانی ۱۰ سال از همدیگر مشخصه‌ی فوران‌های بزرگ آتشفشان وزوویوس می‌باشد. رخداد زلزله‌های گروهی طی دوره‌های ۵۰-۷ ساله نیز با کم شدن ویسکوزیته در پوسته زیرین مرتبط است. بعد از یک زلزله کاهش فشارهای برشی در ۲۰-۱۵ کیلومتر پوسته بالایی هم‌زمان منجر به سست شدن در پوسته کشسان زیرین می‌شود. این اثر ممکن است موجب فوران فوری آتشفشان یا فوران با تأخیر ۳۵-۳۰ ساله پس از زلزله گردد که احتمال آن تا فاصله ۱۰۰۰ کیلومتری از مرکز زلزله وجود دارد.

1- Hill et al

2- Kilauea

3- Cordon Caulle



شکل ۹-۱۱- نمودار بزرگی زمین‌لرزه‌های اصلی در مقیاس ریشر، (A) در ژاپن، (B) در مدیترانه و (C) در ایالات متحده (بر اساس ویټو، ۱۹۸۰). فلش‌ها خوشه‌بندی را نشان می‌دهند. به روز شده از <http://earthquake-usgs-gov/activity/past-html>.

احتمالاً فرایندی که موجب فعالیت آتشفشانی پس از وقوع زلزله می‌شود، در ماگما شکل می‌گیرد. امواج لرزه‌ای می‌تواند حباب‌هایی را که به وسیله کشش سطحی روی کف و دیواره‌های محفظه ماگما نگه داشته می‌شود جابه‌جا نمایند. همچنین امواج لرزه‌ای اندازه حباب‌ها را نیز افزایش می‌دهند. در طول فاز اتساع یا بازشدگی یک موج لرزه‌ای، حباب‌ها به علت فرار گازها و تحت تأثیر فشار پایین ماگما، رشد می‌کنند. در طول فاز فشردگی، گازها با برگشتن به داخل ماگما حل می‌شوند. هر چند دوره اتساع نسبت به دوره فشردگی، طولانی‌تر است. از این رو، وقتی امواج لرزه‌ای از داخل محفظه ماگما عبور می‌کنند، اندازه حباب‌ها بزرگ‌تر می‌شود. در عرض چند ساعت، زلزله **لندرز**^۱ کالیفرنیا در ۲۸ ژوئن سال ۱۹۹۲ موجب وقوع ۱۴ زلزله دیگر، حداکثر تا مسافت ۱۲۰۰ کیلومتر دورتر از مرکز زلزله شد. بسیاری از این زلزله‌ها در بخش جنوبی **لانگ والی کالدر**^۲ رخ دادند؛ جایی که برآورد می‌شد فشار زلزله لندرز تا $10-7 \text{ MPa}$ افزایش یابد. در آخر، زلزله‌ها ممکن است باعث جابه‌جایی

1- Landers
2- Long Valley Caldera

و بارش بلورهای بیرون توده ماگما به داخل آن شوند. چون این بلورها چگال تر از ماگما هستند به سمت پایین می‌آیند و باعث بالا روی ماگمای غنی از گاز می‌شود. تحت شرایط مذکور این ماگمای ثانوی در معرض کاهش فشار قرار می‌گیرد. کاهش فشار منجر به آزادسازی گاز و افزایش شناوری شده و در نهایت موجب حرکت رو به بالای بیشتری می‌شود. این مواد مذاب به طور پیوسته و با سرعتی معادل ۱۰ سانتی‌متر در ثانیه به سمت بالا می‌آیند و سرانجام موجب ترک خوردن سطح زمین در عرض یک هفته پس از شروع فعالیت زلزله می‌شوند.

پیش‌بینی فعالیت لرزه‌ای

چرخه‌های لرزه‌ای

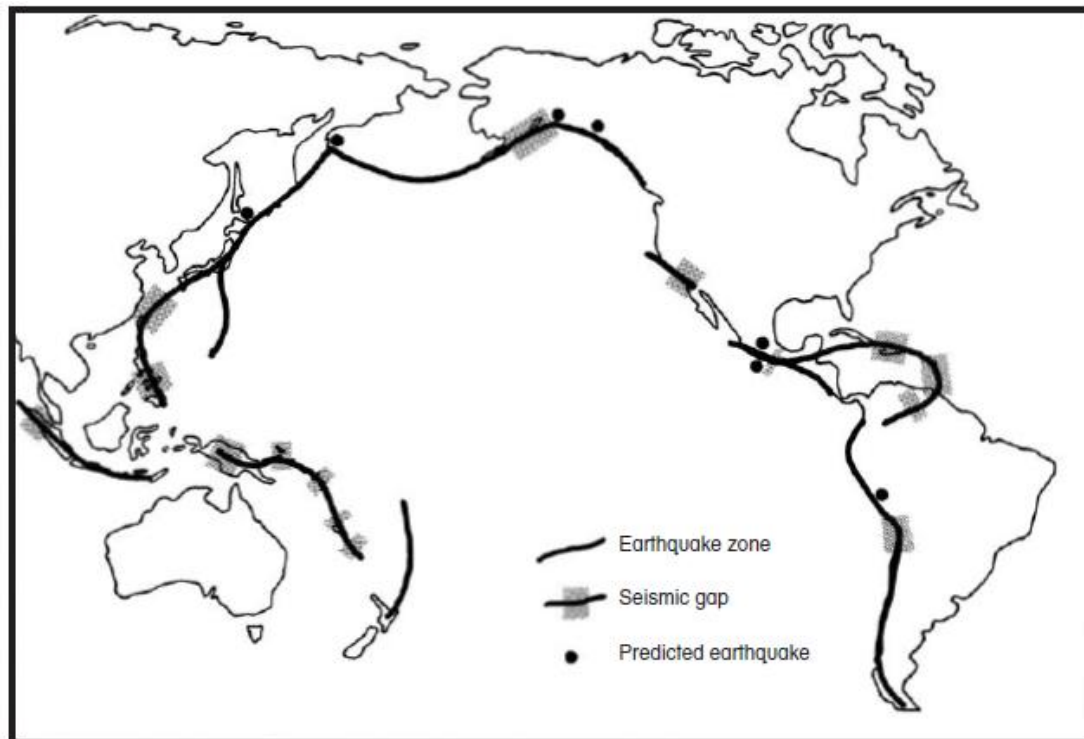
(وود، ۱۹۸۶)^۱

در سال ۱۹۷۵، تحقیق در مورد حرکات زمین لرزه‌ای در نهشته‌های باتلاقی منطقه لس‌آنجلس نشان می‌دهد که از سال ۵۶۵ میلادی هشت زلزله بزرگ با فواصل زمانی بین ۵۵ و ۲۷۵ سال در آنجا رخ داده است. میانگین دوره بازگشت از وقوع آخرین زلزله بزرگ در سال ۱۸۷۵، ۱۶۰ سال بوده است. بر اساس این دوره تناوب، زلزله بزرگ بعدی با بزرگی بیش از ۸ در مقیاس ریشتر، ظرف ۲۰-۳۰ سال دیگر در منطقه لس‌آنجلس رخ می‌دهد. این پیش‌بینی با در نظر گرفتن این حقیقت که اکثر زلزله‌ها در امتداد مرز صفحاتی رخ می‌دهند که به تدریج و با میانگین سرعت ۱۰ سانتی‌متر در سال روی هم‌دیگر حرکت می‌کنند، غیرمنطقی نیست. اگر کشش اصطکاکی بین دو صفحه در حال حرکت نسبت به یکدیگر به طور پیوسته آزاد نشود، آن وقت نیروهای آن در طی زمان تجمع می‌یابند و منجر به یک پرش بزرگ صفحه‌ای در امتداد خط گسل می‌شوند. چون صفحات با آهنگ ثابتی حرکت می‌کنند، شواهد تاریخی ثبت شده از جابه‌جایی گسل‌ها، دوره بازگشت یا فراوانی زمین‌لرزه‌ها در یک منطقه را به خوبی نشان می‌دهد. برای مثال، اگر برای هر زلزله میانگین جابه‌جایی در امتداد یک گسل ۵ متر باشد، این گسل با توجه به میزان ۱۰ سانتی‌متر در سال حرکت صفحات (ذکر شده در بالا) در هر ۵۰ سال یک‌بار فعال می‌شود. در محدوده‌ی اقیانوس آرام دوره‌ی بازگشت برای زلزله‌ها بین ۷۵ و ۳۰۰ سال است. به طور قابل توجهی وقتی یک صفحه در امتداد خط گسل در یک منطقه جابه‌جا شود، احتمال وقوع یک حادثه با شدت مشابه در چند دهه بعدی پس از زلزله خیلی کم است. در منطقه‌ی زلزله ۱۹۶۰ شیلی میانگین دوره بازگشت زلزله‌های بزرگ در ۳۰۰ سال گذشته ۸۰ سال بوده است. در این منطقه وقوع زلزله بزرگ بعدی فراتر از 20 ± 2040 سال نمی‌رود.

در اطراف منطقه اقیانوس آرام، صفحات به قدری پیوسته و ثابت حرکت می‌کنند که به سادگی از مناطق مجاور که دارای حرکت نیستند قابل تشخیص‌اند. برای مثال، در منطقه آلاسکا، صفحات موجب فعالیت پیوسته از زلزله‌ها در طی ۱۵۰ سال گذشته شده است به این صورت که فشارها تا آستانه تحمل ذخیره می‌شوند و در نهایت به طور دوره‌ای در مکان‌های مختلفی از امتداد حاشیه‌ی صفحه آزاد می‌شوند. با این وجود، ممکن است در برخی مکان‌ها این فشارها به راحتی آزاد نشوند؛ این مکان‌ها از نظر داده‌های تاریخی ثبت شده به عنوان مکان‌های غیرعادی بدون لرزه معرفی شده‌اند در حالی که مناطق مجاور آنها به لحاظ لرزه‌ای فعال هستند. این مکان‌ها که گپ‌های لرزه‌ای نامیده می‌شوند، مکان‌های مستعد برای فعالیت‌های زلزله‌ای آتی هستند، به خصوص اگر زلزله‌ها از ۳۰ سال گذشته در منطقه اتفاق نیفتاده باشند. زلزله آلاسکا در سال ۱۹۶۴ و زلزله مکزیک در ۱۹ سپتامبر سال ۱۹۸۵ هر کدام یکی از این گپ‌ها را پر کرده‌اند. گپ‌های بزرگ زلزله‌ای سال ۲۰۰۳ در شکل ۹-۱۲ نشان داده شده‌اند. منطقه لس‌آنجلس کالیفرنیا همانند بیشتر قسمت‌های دریای کارائیب روی یک گسل زلزله واقع شده است.

به دور از مرز صفحات، میزان کلی جابه‌جایی‌ها در امتداد گسل‌ها نسبت به محدوده‌ی حاشیه اقیانوس آرام، بسیار کندتر است. در این مناطق دوره تکرار یک زلزله، خیلی طولانی‌تر می‌شود. این امر برای نواحی واقع در میان صفحات که با زلزله‌های

انفرادی در طول تاریخی خود روبرو هستند، اهمیت زیادی دارد. برای مثال، وقوع زلزله‌های نیومادرید در دره‌ی می‌سی‌سی‌پی در سال ۱۸۱۲-۱۸۱۱ و زلزله چارلستون در جنوب کالیفرنیا در سال ۱۸۸۶ غیرعادی به نظر می‌رسند (شکل ۹-۲). چرخه‌های تکرار زلزله نشان می‌دهد که این نواحی به طور احتمالی با یک زلزله شدید مشابه در طی صدها سال یا شاید هزار سال روبرو هستند. در این نواحی همچنین خطوط گسل فعالی وجود دارد که به لحاظ تاریخی موجب فعالیت‌های زلزله‌ای اندک و کوچکی شده‌اند. برای مثال، گسل **واوسچ**^۱ که از داخل شهر **سالت لیک**^۲ می‌گذرد نسبت به دیگر گسل‌ها در منطقه، خیلی فعال به نظر می‌رسد. با این وجود، به لحاظ تاریخی، هرگز با زلزله بزرگی روبرو نبوده است. در این نوع گسل‌ها، زلزله‌های بزرگ ممکن است با تکرار ۱۰۰۰-۵۰۰ سال رخ بدهند.



شکل ۹-۱۲- محل وقوع‌های بزرگ زمین لرزه‌ای در «حلقه آتش» اقیانوس آرام (کواتس، ۱۹۸۵).

پیش‌بینی کوتاه مدت فعالیت‌های لرزه‌ای

(ریکیتیک، ۱۹۷۶؛ وارد، ۱۹۷۶؛ سیمپسون و ریچارد، ۱۹۸۱؛ کیسلینگر، ۱۹۸۵؛ لایت‌هیل، ۱۹۹۶)^۳

در مقایسه با تمامی مخاطرات طبیعی، زلزله‌ها دارای بزرگ‌ترین و طولانی‌ترین دامنه از پدیده‌های مرتبط هستند که می‌توان از آنها برای زمان‌بندی وقایع قریب‌الوقوع استفاده نمود. از اواخر قرن نوزدهم تحقیقاتی در خصوص پیش‌بینی زلزله‌ها اجرا شدند. در سال ۱۸۹۱، دولت ژاپن یک کمیته بررسی زلزله به راه انداخت که شواهد تاریخی زلزله‌ها در ژاپن را از سال ۴۱۶ میلادی گردآوری نمودند. برای بررسی دقیق و علمی زلزله‌ها در سال ۱۹۲۵ مؤسسه تحقیقات زلزله در دانشگاه توکیو تأسیس شد. به دنبال بهبود اقتصادی ژاپن در دهه ۱۹۵۰، پیش‌بینی زلزله‌ها شدت یافت. در چین جایی که ثبت تاریخی زمین‌لرزه‌ها به ۳۰۰۰ سال قبل بر می‌گردد، از سال ۱۹۵۰ تلاش گسترده‌ای جهت شناسایی و پیش‌بینی روندهای زلزله‌ها شروع شد. در ۵ فوریه سال ۱۹۷۵، شهر **هایچنگ**^۴ به اولین منطقه مسکونی بزرگی تبدیل شد که قبل از وقوع یک زلزله بزرگ تخلیه گردید. ماه‌ها پیش

1- Wasatch

2- Salt Lake City

3- Rikitake; Ward; Simpson & Richards; Kisslinger & Rikitake; Lighthill

4- Haicheng

از زلزله، انحراف زمین همراه با رفتار غیرعادی حیوانات و فوران آب از داخل زمین، مورد بررسی قرار گرفت. این شهر ۱۲ ساعت قبل از وقوع زلزله تخلیه شد. بزرگی این زلزله ۷/۲ در مقیاس ریشتر بود و علی‌رغم نابودی ۹۰ درصد شهر، تنها چند نفر تلفات داشت.

پیش فعالیت‌های زلزله به پنج مقوله شامل: دگرشکلی زمین، فعالیت لرزه‌ای، ژئومغناطیسی و فعالیت ژئوالکتریکی، آب زیرزمینی و پدیده طبیعی تقسیم می‌شوند. مطالعات دگرشکلی زمین بر اساس این مفهوم هستند که پدید آمدن انرژی فشاری در پوسته زمین خود را به صورت تغییر شکل جزئی جانبی یا عمودی در سطح زمین نشان خواهد داد. بیشتر سطح کره زمین با نقاط مبنا یا ایستگاه‌های مثلث‌بندی نقشه برداری شده‌اند. در برخی کشورها، این ایستگاه‌ها با دقت مورد نقشه برداری قرار گرفتند تا یک شبکه گسترده مثلث‌بندی ایجاد نمایند. با نقشه برداری مجدد این ایستگاه‌های داخل شبکه در هر دهه امکان تشخیص حرکت آشکار پوسته کره زمین، از چند سانتی‌متر تا چند متر وجود دارد. همچنین این امکان وجود دارد که این ایستگاه‌ها را با ایستگاه‌های جزر و مد سنجی مرتبط نموده تا بتوان حرکات زمین نسبت به سطح دریا را در نواحی ساحلی اقیانوسی بررسی کرد. امروزه این امر در مقیاس کوچک‌تر ممکن شده است که با استفاده از دستگاه نقشه برداری مادون قرمز و لیزر که در ایستگاه‌های نمونه برداری بر روی دو طرف مقابل منطقه گسل فعال نصب می‌شوند حرکات زمین را حتی به اندازه یک میلی‌متر در فاصله چندین کیلومتری تشخیص داد. این فرایند در امتداد بخش‌های حساسی از گسل *سان‌آندریاس* به‌کار گرفته شده‌است. نقاطی که تغییرات سریع جنبشی‌ای را در امتداد گسل‌ها نشان می‌دهند ممکن است نشانه‌ای از فعالیت قریب‌الوقوع زلزله در آن حوالی باشند. دگرشکلی پوسته‌ای را نیز می‌توان با استفاده از انحناء سنج‌ها و کرنش سنج‌ها، مورد سنجش قرار داد. افزایش کرنش نشانه‌ای از فعالیت زلزله‌ای در طی چند ماه آینده است در حالی که افزایش سریع انحناء یا شکاف یافتن پوسته‌ی کره زمین (که پله‌های انحناء نامیده می‌شود) نشان هشدار فعالیت لرزه‌ای ظرف ساعت‌های آینده است.

در یک مقیاس زمانی کوچک‌تر، پیش لرزه‌ها یا ریز لرزه‌ها همچنین قریب‌الوقوع بودن زلزله را نشان می‌دهند. با این وجود، ماهیت هشدار تناقض‌آمیز است و به ناحیه بستگی دارد. برخی از مناطق زلزله‌خیز روزها یا ساعت‌ها قبل از زلزله اصلی دارای پیش‌لرزه‌هایی هستند، در حالی که مناطقی دیگری وجود دارد که قبل از زلزله اصلی کاهش فعالیت ریز لرزه‌ای را نشان می‌دهند. از تغییر سرعت عبور امواج لرزه‌ای از میان سنگ نیز می‌توان برای پیش‌بینی زلزله استفاده کرد. کرنش سرعت عبور یک موج لرزه‌ای از میان زمین را تغییر می‌دهد. اندازه‌گیری سرعت لرزه‌های انسان ساز (مصنوعی) از میان مناطق شناخته شده زلزله‌ای امکان پیش‌بینی زلزله‌های بزرگ را از سال‌ها قبل از وقوع محقق می‌سازد. کاهش حدود ۲۰ درصدی سرعت امواج نوع تراکمی در کرنش قبل از وقوع زلزله‌ها مورد سنجش قرار گرفته است.

در این ارتباط همچنین پیش فعالیت‌های ژئومغناطیسی و ژئوالکتریکی نیز وجود دارند. پیش از این ذکر شد که فعالیت ژئومغناطیسی کره زمین در ارتباط با چرخه لکه‌های خورشیدی تغییر می‌کند، ارتباطی که ممکن است به فعالیت زلزله‌ای نیز مربوط باشد. فعالیت ژئومغناطیسی همچنین از نظر مکانی و زمانی نیز بر روی سطح کره زمین تغییر می‌کنند. ناهنجاری‌های غیرعادی در فعالیت ژئومغناطیسی به مقدار ۴ تا ۲۰ گاما؛ حداکثر تا ۱۰ سال قبل از فعالیت محلی زلزله مورد اندازه‌گیری قرار می‌گیرد. توانایی زمین در انتقال جریان‌ها یا مقاومت الکتریکی می‌تواند نشانگر فعالیت زلزله باشد. تغییر مقاومت الکتریکی زمین به وسیله‌ی ارسال پالس‌های الکتریکی به داخل زمین و اندازه‌گیری شدت آنها در فاصله‌ای دورتر رصد می‌شود. در زلزله‌های بزرگ کاهش ۱۵-۱۰ درصدی مقاومت الکتریکی از چندین ماه قبل تشخیص داده می‌شود در حالی که این کاهش در چند ساعت قبل از وقوع زمین لرزه به افزایش شدید و ناگهانی مبدل می‌شود، به نحوی که حتی برای ایستگاه‌های رصد دورتر از مکان زلزله‌ها نیز قابل کشف و تشخیص است. جریان‌های الکتریکی که جریان‌های زمینی یا *تلوریک* نامیده می‌شوند همچنین به طور پیوسته در داخل پوسته زمین جریان دارند. ساعت‌ها قبل از وقوع زلزله‌های کوچک تغییرات در حدود $2mV$ در آن مشاهده می‌شود.

بسیاری از مواد معدنی از قبیل کوارتز دارای ویژگی‌های فیزیوالکتریکی هستند. وقتی به سنگ‌های حاوی این مواد معدنی فشار وارد می‌شود، یک جریان الکتریکی به وجود می‌آید. تغییر در پتانسیل الکتریکی بین دو میله فرورفته در پوسته زمین را می‌توان برای اندازه‌گیری شدت فشار ایجاد شده در امتداد یک خط گسل قبل از وقوع زلزله مورد استفاده قرار داد. بارزترین مثال در زمینه این تکنیک، روش بحث برانگیز VAN است. نام این روش برگرفته از حروف اول نام‌های خانوادگی پرفسور پی. واروتسوس، پرفسور کی. آکس پولوس و کی نامیکوس^۱ است و آن را برای پیش‌بینی زلزله در یونان پدید آوردند. این روش ادعا دارد که بزرگی و مرکز زلزله‌های بزرگ‌تر از ۵Ms را به ترتیب با خطای ۰/۷ واحد و ۱۰۰ کیلومتر، در طی چندین ساعت تا چندین روز جلوتر از وقوع پیش‌بینی می‌کند.

نوسانات آب زیرزمینی در چاه‌ها می‌تواند حاکی از زلزله‌هایی با بزرگی بیش از ۵ درجه در مقیاس ریشتر، ۱۰-۰/۵ روز قبل از وقوع حادثه باشد. امروزه این تکنیک به طور گسترده‌ای به عنوان یک ابزار پیش‌بینی در چین مورد استفاده قرار می‌گیرد. هرچند تداوم ناهنجاری‌های سطوح آب طولانی‌تر و گسترده‌تر باشد، زلزله قریب‌الوقوع بزرگ‌تر است. تغییر آب زیرزمینی ممکن است با کرنش تکنونیک ناشی از حرکات پوسته‌ای یا با پدیده اتساع یا بازشدگی مرتبط باشد. یک ویژگی دیگر مرتبط با تغییر سطح آب زیرزمینی، تغییر در حجم گاز رادون آب است. گاز رادون به خصوص در آب‌های معدنی، در سال‌های قبل از وقوع زلزله به طور تصاعدی افزایش خواهد یافت و آن وقت بعد از حادثه به سرعت تا سطوح قبلی کاهش می‌یابد. افزایش گاز رادون ممکن است نشانگر افزایش حرکت آب در میان ترک‌های باز شده به وسیله اتساع و امکان ادغام بیشتر این ایزوتوپ در آب‌های زیرزمینی باشد.

علاوه بر این نشانه‌های طبیعی دیگری نیز وجود دارد که حاکی از زلزله‌های قریب‌الوقوع هستند. گربه ماهی‌ها قبل از رخداد زلزله‌ها بسیار فعال می‌شوند و حتی از آب بیرون می‌پرند. صید محلی ماهی‌ها در ژاپن درست قبل از فعالیت زلزله به طور قابل توجهی افزایش می‌یابد. ساعت‌ها قبل از وقوع زلزله حیوانات خشک‌زی سوراخ‌ها را ترک می‌کنند، حیوانات اصطبل فرار می‌کنند و سگ‌ها شروع به واق واق می‌کنند. مارها و جانوران خزننده و کرم‌ها چند روز قبل از نابودی کامل شهر باستانی هلیس^۲ یونان به وسیله‌ی یک زلزله در سال ۳۷۳ قبل از میلاد شهر را ترک کرده بودند. قبل از زلزله لیسبون در سال ۱۷۵۵ کرم‌ها شروع به خزیدن روی زمین کردند و سطح زمین را پوشاندند. تخلیه شهر **هایچینگ**، چین در فوریه سال ۱۹۷۵، درست قبل از ویران شدن به وسیله‌ی یک زلزله، به دنبال مشاهده رفتار غیرعادی حیوانات بود؛ غازها به داخل شاخ و برگ درخت‌ها پریدند، خوک‌ها پرخاشگر شدند، جوجه‌ها از رفتن به لانه خودداری می‌کردند و موش‌ها مست به نظر می‌رسیدند. در باغ‌وحش سان‌فرانسیسکو، همه‌ی گونه‌های حیوانی نیم ساعت قبل از وقوع یک زلزله در یک‌جا جمع شدند. امروزه رفتار حیوانات در باغ‌وحش‌ها و محیط‌های دریایی اطراف سان‌فرانسیسکو به صورت روزانه کنترل می‌شود، تا از آنها در سیستم پیش‌بینی زلزله استفاده کنند.

دقیقاً معلوم نیست که چگونه حیوانات وقوع زلزله‌ها را پیش‌بینی می‌کنند. واکنش به امواج بلند الکترومغناطیسی به عنوان یکی از دلایل وحشت و هراس حیوانات در نظر گرفته می‌شود. همچنین حیوانات ممکن است به لرزش‌ها و امواج فرا صوتی تولید شده به وسیله‌ی زلزله‌های کوچک قبل از زلزله اصلی حساسیت نشان دهند. با این وجود، خزندگان و پرنندگان که رفتارهای عجیب و غریب از خود نشان می‌دهند امواج فرا صوتی را نمی‌شنوند. علاوه بر این، امواج فرا صوتی زلزله‌های عمیق به وسیله‌ی سنگ‌ها جذب می‌شود و صدا با بسامد خیلی پایینی به سطح زمین می‌رسد. در این حالت، انسان‌ها نیز همچون حیوانات صداها را می‌شنوند. دلیل دیگر رفتار غیرعادی حیوانات ممکن است ناشی از حساسیت بالای حیوانات به بوی گاز

متان باشد که در طول لرزه‌ها از زمین نشت می‌کند. با این وجود، حیوانات حفار بسیاری وجود دارد که پیوسته متان طبیعی را در حین حفاری استنشاق می‌کنند ولی آنها نیز قبل از زلزله دچار ترس و وحشت می‌شوند. در نهایت ممکن است قبل از زمین لرزه‌ها رگباری از ذرات الکترواستاتیک یا الکتریسیته ساکن از زمین ساطع شود. حیوانات خردار یا پرندگان به بارهای الکتریسیته ساکن خیلی حساس هستند و افزایش ناگهانی حجم چنین ذراتی ممکن است به سادگی آنها را وحشت زده یا فراری نماید. با وجود ابهام در مورد دلایل این رفتارها امروزه دانشمندان در چین و دیگر نقاط دنیا رصد رفتار حیوانات را به عنوان وسیله برای پیش‌بینی وقوع زلزله‌های عظیم در نظر می‌گیرند.

تغییرات غیرعادی هوا نیز ممکن است نشانه‌ای از بلایای قریب‌الوقوع باشد. گزارش‌هایی موجود است که حکایت از وجود غبار در نزدیکی سطح زمین و همچنین آسمان‌های برافروخته قرمز رنگ قبل از وقوع زلزله دارند. در برخی موارد به نظر می‌رسد نوری از زمین مانند شعله آتشی ساطع می‌شود. هرچند وجود این درخشندگی اغلب انکار می‌شود ولی در اینجا تئوری جدیدی وجود دارد که بیان می‌کند آزاد شدن بارها در عمق پوسته زمین تحت تأثیر فشاری که قبل از زلزله پدید می‌آید، رخ می‌دهند. سنگ‌های آذرین حاوی کانی‌هایی هستند که دارای زوجی از اتم اکسیژن می‌باشند. تحت فشار، این کانی‌ها می‌شکنند و یک یون منفی در شبکه بلور کانی باقی می‌ماند و بار مثبت به سطح کره زمین راه پیدا می‌کند. برای ایجاد شعله مادون قرمز، بار مثبت با یک الکترون ترکیب می‌شود. پیش از زلزله مخرب ۲۶ ژانویه سال ۲۰۰۱ در **گجرات** هند، افزایش انتشار اشعه مادون قرمز به وسیله ماهواره‌های اطراف مرکز زلزله تشخیص داده شد. از سوی دیگر، این بار الکتریکی رها شده در فاصله کوتاهی به حداکثر ۴۰۰kV می‌رسد که تحت این شرایط هوا را در آن نقطه یونیزه می‌کند و موجب شکل‌گیری یک پلاسمای درخشان می‌شود که به عنوان اشعه زلزله شناخته می‌شود. از طرف دیگر مطالعات آزمایشگاهی نشان داده‌اند که سنگ‌های شکسته شده تحت فشار از خود نوری را ساطع می‌کنند.

پیش‌بینی زلزله‌ها هنوز یک علم دقیق به حساب نمی‌آید. کشور چین به خاطر رویارویی با تلفات زیاد ناشی از زلزله‌ها، پیشرفته‌ترین تکنیک‌های پیش‌بینی را ابداع کرده است. در اوایل و اواسط دهه ۱۹۷۰ پنج زلزله بزرگ چین را لرزاندند. تمامی این زلزله به جز یک مورد در زمان مناسب که برای تخلیه آرام مردم از ساختمان‌ها با حداقل تلفات و صدمات کافی بود پیش‌بینی شدند. به طور استثنایی، زلزله **تانگ‌شان** در ۲۹ جولای سال ۱۹۷۹، ۲۵۰۰۰۰ نفر کشته داد، این تعداد بالاترین آمار کشته‌شدگان یک زلزله در دو قرن اخیر است. با وجودی که علائم هشدار اولیه این زلزله رصد شده بود، ولی برای جلب توجه مردم، بسیار ضعیف و گنگ بود.

تصادفی بودن در مقابل خوشه‌ای بودن

(لا یتھیل، ۱۹۹۶؛ باک، ۱۹۹۷؛ جیلیر و همکاران، ۱۹۹۷؛ استین، ۲۰۰۳)^۱

پیش‌بینی بدون خطای زلزله‌های بزرگ هنوز امکان‌پذیر نیست. امروزه نظر عمومی این است که زلزله‌ها به طور تصادفی رخ می‌دهند. اگر فراوانی‌های تجمعی زلزله‌ها در مقابل بزرگی زلزله‌ها در عمق‌های متفاوت داخل پوسته زمین ترسیم شوند، منحنی به دست آمده شکلی شبیه منحنی قانون توانی دارد. این ویژگی سیستم‌هایی است که خود تنظیم هستند و دارای آستانه بحرانی می‌باشند. برای مثال، اگر توده‌ای از ماسه خشک جمع کنید، این توده به یک زاویه شیب حساسی می‌رسد که در آنجا شکست یا فرو ریختن رخ می‌دهد. مقیاس این شکست یا فرو ریختن می‌تواند به صورت تصادفی از دانه‌های مجزا تا بخش‌های عظیمی از توده ماسه را در بر گیرد. فرو ریختن گسترده دانه‌های ماسه با فراوانی کمتری از حرکت دانه‌های مجزا اتفاق می‌افتد. اگر فراوانی تجمعی فرو ریختن در مقابل حجم توده ماسه ترسیم شود، منحنی به دست آمده منطبق بر یک منحنی توانی است. به طور قابل توجهی وقایع کوچک‌تر اغلب موجب شروع حوادث خیلی بزرگ‌تر می‌شوند، ولی در عین حال هیچ رابطه مستقیمی

بین این دو مقوله وجود ندارد. حرکت یک دانه ممکن است باعث حرکت دانه دیگری یا فرو ریختن نصف توده ماسه یا هر چیزی در این میان می‌شود. این ویژگی مخصوص زلزله‌ها است که اغلب پیشاپیش گروهی از زلزله‌های کوچک‌تر رخ می‌دهد، ولی هرگز کسی قادر به پیش‌بینی این که کدام یک از این زلزله‌های کوچک باعث زلزله بزرگ خواهند شد، نمی‌باشد.

بیشتر این پیش‌رخدادهای کوتاه مدت، تنها پس از وقوع زلزله‌ها معنا دار می‌شوند. با وجود این این علائم از زلزله‌ای تا زلزله‌ای دیگر نیز به شدت تغییر می‌کنند و به ندرت می‌توان آنها را به عنوان یک پدیده منطقه‌ای در اطراف مرکز زلزله مشخص کرد. اساساً، سابقه‌ی پیش‌بینی زلزله‌ها به طور ناامید کننده‌ای با شکست همراه بوده است. حتی موفقیت پیش‌بینی زلزله‌های چینگ در سال ۱۹۷۵ نیز به چالش کشیده شده است. منابع رسمی امروزه نشان می‌دهند که در این حادثه ۱۳۲۸ نفر کشته و ۱۶۹۸۰ نفر زخمی شدند. برای هر پیش‌رخداد مرتبط با زلزله صدها مورد وجود دارد که باعث تشخیص اشتباه می‌شوند. برای مثال، در دهه ۱۹۷۰ پوسته‌ی زمین در اطراف **پالمدالی**^۱ در لس‌آنجلس به سرعت ظرف مدت ۳ سال تا حد ۲۰ سانتی‌متر بالا آمده بود. بعد از صرف میلیون‌ها دلار هزینه برای کنترل، پی بردند که برآمدگی یک خطای اندازه‌گیری بشری بود. این ناحیه هنوز منتظر وقوع یک زلزله است. روش VAN که از فعالیت ژئو-الکتریکی استفاده می‌کند نیز در پیش‌بینی زلزله‌های یونان، با شکست مواجه شد، زیرا سیگنال‌های اندازه‌گیری شده از صداهاى زمینه قابل تشخیص نبودند. هر پیش‌بینی اشتباهی درست به منزله شکست آماری دیگری در پیش‌بینی زلزله‌ها است.

مفهوم وقفه لرزه‌ای (گپ لرزه‌ای) دارای نقاط ضعیفی است. در بیشتر زلزله‌هایی که به صورت دسته‌ای رخ می‌دهند و به زلزله اصلی منتهی می‌شوند ضرورتی نیست که حتماً به یک زلزله بزرگ ختم گردند. زلزله‌ها را باید به صورت یک پدیده اتفافی ژئوفیزیکی در نظر گرفت که به وسیله‌ی طیفی از امواج لرزه‌ای با دامنه و زمان متفاوت ایجاد می‌شوند. اگر زلزله‌ها به این صورت در نظر گرفته شوند، همانند علامت سفید (آزیر سفید) عمل می‌کنند. یک جنبه از چنین سیستم‌هایی این است که زلزله‌ها در مکان‌هایی یکسان تکرار می‌شوند و نه در مکان‌هایی که از لحاظ زلزله‌ای خاموش یا غیرفعال هستند. برای مثال، فعالیت زلزله‌ای در امتداد حاشیه غربی صفحه آمریکای شمالی در سال‌های منتهی به زلزله سان‌فرانسیسکو در سال ۱۹۰۶، افزایش یافته است. فراوانی زلزله‌هایی با شدت ۵ ریشتر در یک منطقه از چند ماه قبل معمولاً نشانگر قریب‌الوقوع بودن یک زلزله خیلی بزرگ است. این زلزله‌های کوچک اغلب حلقه‌هایی به دور مرکز زلزله‌های آتی را تشکیل می‌دهند که با عنوان **حلقه ماگی**^۲ شناخته می‌شود که به نام کاشف این اثر نام‌گذاری شد.

برخی از این جزئیات ریز مرتبط با ساختار مکانی رخداد زلزله‌ها مورد تمسخر قرار گرفتند. زلزله‌ها در پی تغییر فشار در مرکز زلزله تولید می‌شوند. این فشار ناشی از دو مؤلفه است؛ یکی موازی با صفحه گسل و دیگری عمود بر آن. اگر فشار برشی در امتداد گسل بزرگ‌تر از مقاومت اصطکاکی باشد یا اگر فشار وارد به گسل از پهلوها کاهش یابد، پوسته دو طرف گسل دچار لرزش می‌شود سپس زلزله رخ می‌دهد. مقدار کلی میدان فشار به عنوان **فشار کولام**^۳ شناخته می‌شود. در طول یک زلزله بزرگ فشار کولام تا کمتر از ۳ بار تغییر می‌یابد. فشاری که در مرکز زلزله پدید می‌آید در یک خط گسل به سادگی به هر سمت دیگری در امتداد گسل تغییر مسیر می‌دهد، زیرا فشار باید حفظ شود. بهترین مثال در زمینه این پدیده در ترکیه اتفاق افتاد. در زلزله ۱۷ آگوست سال ۱۹۹۹ در **ایزمیت** که موجب مرگ ۲۵۰۰۰ نفر شد، دوازدهمین زلزله‌ای بود که از سال ۱۹۳۸ در امتداد گسل **آنا تولی** شمالی رخ می‌داد. هر حادثه، صرفاً مسیر فشار را در امتداد گسل تغییر می‌داد و چند سال بعد موجب شروع یک زلزله در مکان دیگری می‌شد. زلزله **ایزمیت** موجب کاهش فشار در امتداد ۵۰ کیلومتر از خط گسل شد و مسیر آن را به سمت

1- Palmdale
2- Mogi doughnut
3- Coulomb

علل و پیش بینی زمین لرزه‌ها و آتشفشان‌ها / ۲۸۳

شرق **دوزکا**^۱ واقع در ۱۰۰ کیلومتری کانون زلزله و به سمت غرب استانبول تغییر داد. یک زلزله به بزرگی ۷/۱ ریشتر بعدها در نوامبر سال ۱۹۹۹ **دوزکا** را لرزاند. خوشبختانه این تغییر مسیر فشار، رصد و به مردم اعلام شد. مهندسان به مقامات دوزکا فشار آوردند دو ماه قبل از وقوع زلزله مدرسه‌ها را تعطیل کنند. بسیاری از این مدارس در زلزله ماه نوامبر به کلی نابود شدند. افزایش فشار در نزدیکی استانبول ادامه یافت و کارشناسان پیش‌بینی کردند که احتمال سالانه وقوع یک زلزله در پایتخت اکنون از ۱/۹ درصد به ۴/۲ درصد افزایش یافته است. احتمال وقوع زلزله در این شهر تا قبل از سال ۲۰۳۰ از ۴۸ درصد به ۶۲ درصد افزایش خواهد یافت.

بعد از زلزله **لندرز**^۲ که در ۲۸ ژوئن سال ۱۹۹۲ رخ داد، از نقشه فشار نیز برای تشریح الگوی زلزله‌ها استفاده می‌کنند. شواهد و قرائن نشان می‌دهند که یک احتمال ۶۷ درصدی برای وقوع زلزله بزرگ دیگری در امتداد گسل **سان‌آندریاس** با بزرگی ۷/۳ ریشتر وجود دارد. زلزله لندرز چنین شدتی داشت و ظرف مدت ۳ ساعت بعد از آن، یک زلزله به بزرگی ۶/۵ ریشتر در **بیگ بیر**^۳ واقع در ۴۰ کیلومتری جنوب‌غربی آن رخ داد. فشار کولام در گسل سان‌آندریاس نه تنها در امتداد گسل بلکه از پهلو به خط گسلی موازی نیز تغییر مسیر داد. هفت سال بعد، یعنی در سال ۱۹۹۹ یک زلزله به بزرگی ۷/۱ ریشتر در **هکتور ماین**^۴ واقع در ۴۰ کیلومتری شمال لندرز رخ داد. گروهی از زلزله‌های کوچک که به دنبال زلزله لندرز رخ دادند، همچنین موجب فشار زیادی در منطقه شدند. به طور جهانی، ۶۱ درصد از پس‌لرزه‌های بزرگ‌تر از ۵ ریشتر - که در محدوده ۲۵۰ کیلومتری مرکز یک زلزله ۷ ریشتری یا بزرگ‌تر رخ دادند - با نواحی که تنش کولام در آنجا افزایش یافته است هم خوانی داشته‌اند. لرزه‌خیزی در اطراف مرکز یک زلزله هرگز به طور کامل متوقف نمی‌شود. معمولاً فعالیت زلزله‌ای خفیف در فواصل دورتر از مرکز زلزله افزایش می‌یابد. همین امر ممکن است دلیل کاهش تعداد زلزله‌های منطقه سان‌فرانسیسکو بعد از سال ۱۹۰۶، نسبت به ۶۰ سال پیش آن باشد. فعالیت زلزله‌ای در امتداد گسل سان‌آندریاس به سادگی به هر سمتی تغییر مسیر می‌دهد. زلزله **لوما پریتا**^۵ در سال ۱۹۸۹ ممکن است شروع بازگشت مقادیر پیشین فعالیت زلزله‌ای در منطقه‌ی خلیج سان‌فرانسیسکو باشد.

پیش‌بینی آتشفشان‌ها

(دیکیر، ۱۹۷۶؛ تازیف و سبروکس، ۱۹۸۳؛ اسمیت، ۱۹۸۵)^۶

با وجودی که امروزه اولین فوران آتشفشانی را می‌توان پیش‌بینی کرد، ولی پیش‌بینی جهت و شدت فعالیت آتشفشان‌ها امکان‌پذیر نیست. تا به حال فقط تعداد کمی از فوران‌ها پیش‌بینی شده‌اند، تازه‌ترین آنها فعالیت مجدد آتشفشان **کی‌لاوی‌یا** هاوایی، در نوامبر سال ۱۹۵۹ بود. تاکنون اغلب این پیش‌بینی‌ها برای فوران‌هایی بوده‌اند که در بردارنده ماگمای روان بود و هیچ‌گونه تلفات جانی نداشتند. فوران آتشفشان‌ها که حاوی ماگما چسبنده یا غلیظ هستند یا آنهایی که قابل انفجارند، هنوز قابل پیش‌بینی نیستند. برای مثال، با اینکه نسبت به فعالیت مجدد آتشفشان **نوادا دل رویز**، کلمبیا، در نوامبر سال ۱۹۸۵ هشدار داده شده بود، ولی زمان‌بندی فوران نهایی پیش‌بینی نشد و ۲۰۰۰۰ نفر در پی روان شدن **لاهار** داغ کشته شدند. همچنین برخی از هشدارهای کاذب و پرهزینه نیز در خصوص این نوع آتشفشان‌ها صادر شده است. در ۱۲ آوریل ۱۹۷۶، به خاطر فوران قریب‌الوقوع آتشفشان **لا سوفریری**^۷ به ساکنان **گوادلوپ** در **وست ایندیز**^۱ هشدار تخلیه منطقه داده شد. بیش از ۷۵۰۰۰ نفر

1- Düzce

2- Landers

3- Big Bear

4- Hector Mine

5- Loma Prieta

6- Decker; Tazieff & Sabroux; Smith

7- La Soufrière

هشدار را جدی گرفتند و شهر را تخلیه کردند. آنها ۱۵ هفته صبر کردند تا سرانجام آتشفشان در ۸ جولای فوران خیلی کوچک و بدون خسارت را ایجاد نمود. تخلیه شهر ۵۰۰ میلیون دلار آمریکا هزینه داشت و موجب ورشکستگی اقتصادی بسیاری از مردم شد. چنین پیش‌بینی‌هایی هرچند مبنای منطقی دارند ولی تنها منجر به ضعیف شدن صحت هشدارهای بعدی می‌شوند.

تنوع تکنیک‌های مورد نیاز برای پیش‌بینی فوران آتشفشان‌ها یا فعالیت آنها به اندازه تکنیک‌هایی است که برای پیش‌بینی زلزله‌ها استفاده می‌شود، با این تفاوت که این تکنیک‌ها خیلی فنی‌ترند. علائم اولیه مورد استفاده در پیش‌بینی فعالیت آتشفشان‌ها به چهار دسته تقسیم می‌شوند: دگرشکلی زمین، فعالیت لرزه‌ای، ژئومغناطیسی و تأثیرات ژئوالکتریکی و گازها، دگرشکلی زمین در اطراف آتشفشان‌ها متأثر از حرکت زیرزمینی ماگما مذاب می‌باشد. این حرکت می‌تواند عمودی، جانبی یا مورب باشند. آنها در سطح زمین حرکتشان را به وسیله انحنا سطح زمین به نمایش می‌گذارند که می‌توان آن را با استفاده از انحنا سنج‌ها مورد اندازه‌گیری قرار داد. این حرکت می‌تواند سریع یا کند، مثبت یا منفی باشد. تفاوت در حرکت می‌تواند در طی فواصل کوتاه نیز رخ بدهد. انحنا بزرگ و ناگهانی عموماً نشانه‌ی یک فوران ویرانگر است، در حالی که انحنا تدریجی و فراوانی افزایشی نشانگر حرکت ماگما در نزدیکی سطح زمین است. انحنا سنج‌ها نصب شده در شمال کوه سنت‌هلن، قبل از فوران اصلی نوسان قابل توجهی با سرعت ۱/۵-۰/۵ متر در روز را اندازه‌گیری کردند. برای پیش‌بینی دقیق فوران کی‌لاوی‌یا در هاوایی نیز از انحنا سنج‌ها استفاده گردید.

از اوایل دهه ۱۹۰۰ مطالعات لرزه‌شناسی در آتشفشان‌شناسی نمود زیادی یافتند. زمانی که ماگما در درون کانال‌های زیرزمینی جریان می‌یابد به سنگ‌ها فشار می‌آورد و موجب شکاف و شروع فعالیت لرزه‌ای می‌شود. این فرایند بیشتر در آتشفشان‌هایی با ویژگی ماگمای روان به چشم می‌خورد. زلزله‌هایی ایجاد شده توسط آتشفشان‌ها با زلزله‌هایی ناشی از فعالیت تکتونیکی که در عمق کمتر از ۱۰ کیلومتر رخ می‌دهند تفاوت دارند و اغلب شدت کمتری دارند. لرزه‌های آتشفشانی به دو دسته تقسیم می‌شوند: دسته اول شامل لرزش‌های آتشفشانی طولانی مدت و مداوم است که ناشی از تشدید جریان ماگمای روان در داخل شکاف‌ها می‌باشد. برخی از آتشفشان‌های انفجاری، به خصوص آتشفشان کوه سنت‌هلن عامل این نوع زمین‌لرزه‌ها هستند. این لرزش‌های طولانی مدت، به طور موفقیتم‌آمیزی پیش‌بینی فوران‌های قریب‌الوقوع را میسر می‌سازند. مهم‌ترین موفقیت در این زمینه، پیش‌بینی فوران کوه ری‌داوت^۱ واقع در آلاسکا، ۲۴ ساعت قبل از وقوع آن در ۲ ژانویه سال ۱۹۹۰ بود. گروه دوم شامل لرزه‌های کم و زیاد شونده یا منظم می‌شود، فراوانی این لرزه‌ها خاستگاه و طبیعت ماگما را مشخص می‌سازد. تمام پیش‌بینی‌های فوران آتشفشان کی‌لاوی‌یا واقع در هاوایی، بر اساس انحنا و فعالیت زلزله‌ای پیشرو بوده‌اند. با این وجود، تمام فعالیت‌های لرزه‌ای مرتبط با فعالیت آتشفشانی را نمی‌توان با اطمینان برای پیش‌بینی فعالیت‌های بعدی به کار برد. اگر چه معمولاً (البته نه همیشه) اکثر فوران‌ها، قبل از گروهی از زلزله‌ها رخ می‌دهند، ولی برخی از لرزش‌های زمین نیز ناشی از فرو ریختن سنگ به داخل کانال‌های مخصوص ماگما می‌باشد، فرایندی که توقف فعالیت آتشفشانی را نشان می‌دهد. در مواردی نیز فروکش کردن فعالیت زلزله‌ای ممکن است نشانه‌ای از یک فوران باشد.

آتشفشان‌های فعال با میدان‌های ژئومغناطیسی موقتی و متغیر (از نظر مکانی) مشخص می‌شوند. آتشفشان‌ها حاوی حجم زیادی از مواد معدنی فرومغناطیسی (فلزات حاوی کانی‌های مغناطیسی از قبیل آهن، کبالت و نیکل) هستند که منجر به تغییراتی در میدان مغناطیسی محلی می‌شوند. لازم به ذکر است که افزایش دما منجر به کاهش مغناطیسی شدن می‌گردد و در دمای بالاتر از 600°C این پدیده به طور کامل از بین خواهد رفت. از این رو میدان مغناطیس یک آتشفشان به همجواری آن به سطح زمین و دمای ماگمای مذاب بستگی دارد. اگر ماگمای داغ با حرارتی بین 200°C و 600°C به سطح زمین نزدیک شود، میدان مغناطیسی

کاهش می‌یابد. همچنین مغناطیسی شدن می‌تواند به وسیله‌ی افزایش فشار و تنش ناشی از نزدیک شدن جریان ماگما به سطح زمین، تقویت گردد. این فرایند **پیرومغناطیس** نامیده می‌شود و در حال حاضر به عنوان تکنیک جدید پیش‌بینی آتشفشان‌ها به صورت وسیعی در حال بررسی است. اندازه‌گیری ژئوالکتریک شامل: ضریب مقاومت لایه‌های زیرسطحی یک آتشفشان و تغییر در جریان‌های **تلوریک**، می‌تواند تصویری از رفتار ماگما در عمق زمین را به نمایش بگذارد. ضریب مقاومت به طبیعت سنگ، حجم آب، میزان شوری و دما بستگی دارد. جریان‌های تلوریک به ساختار زمین‌شناختی، سنگ شناسی، حجم رطوبت و دما بستگی دارند. در حال حاضر، از این روش‌ها برای تعیین ساختار آتشفشان از جمله شناسایی کانال‌های طبیعی، که ممکن است به عنوان مجراهای مناسب حرکت مداوم ماگما انتخاب گردند، استفاده می‌شود.

تجزیه و تحلیل عناصر گازی متصاعد شده از یک آتشفشان، یکی از بهترین ابزارها برای پی بردن و پیش‌بینی فعالیت‌های فورانی است. متأسفانه با وجودی که این تکنیک بسیار کارآمد است، ولی به دلیل نیاز به تجزیه و تحلیل شیمیایی گازهایی که به سرعت از دهانه آتشفشان خارج می‌شوند، دارای محدودیت است. اساساً بسیاری از مطالعات گازی هنوز در ابتدای راه هستند زیرا تکنیک‌های مورد نیاز برای نمونه‌گیری و تجزیه گازهای متصاعد از دهانه آتشفشان‌ها، هنوز کامل نیستند. بیشترین گازهای خارج شده از دهانه یک آتشفشان $H_2O, CO_2, SO_2, H_2, CO, CH_4, COS, CS_2, HCl, N_2, S_2, HF, H_2S$ و گازهای نادر هلیوم، زنون، نئون و کریپتون هستند. ماهیت شیمیایی این گازها به میزان بلوغ یا رسیدگی ماگما بستگی دارد، زیرا تمام عناصر گازی در یک فشار معین انحلال‌پذیری مشابهی ندارند. نوع گاز همچنین به مقدار مواد پوسته‌ای، که وارد مواد مذاب یا ماگمای اصلی می‌شود، نیز بستگی دارد. اگر ماگما از لحاظ شیمیایی پایدار باشد، ضرایب فشار جزئی بین گازهای مختلف می‌توانند نشانه‌ای از فشار و دمای ماگما در حال حرکت به سطح زمین باشند. برای مثال ضریب فشار جزئی متناسب با $HF: CO: CO_2$ را می‌توان به عنوان دماسنج‌های کیفی برای سنجش دمای زمین استفاده کرد. وقتی دما بالا می‌رود، دو ضریب اول افزایش ولی ضریب آخری کاهش می‌یابند. $H_2O:CO_2, CO:CO_2$ و $H_2S:SO_2$ به تغییر در شرایطی که توازن ترمودینامیکی فاز گازی را کنترل می‌کند حساس هستند و برای تشخیص بین هیدروترمال و جریان ماگما استفاده می‌شوند. ضرایب $SO_2:CO_2$ و $S:Cl$ همچنین مقدار مطلق HCl قبل از فوران‌ها سریعاً افزایش می‌یابند، در حالی که نسبت $He:CO_2$ کاهش می‌یابد. این تغییرات ناشی از تفاوت در انحلال‌پذیری گازهای مختلف و ناشی از صعود یا بالاروی ماگمای تازه به سطح زمین است. مطالعات ایزوتوپی گازهای مختلف همچنین برای تشخیص منبع مواد معدنی متفاوتی که از زیر وارد حوضچه‌ی ماگما می‌شوند، کاربرد دارد.

نتیجه گیری

این فصل نشان داد که زلزله و آتشفشان پدیده‌های غیرقابل درکی نیستند و تنها عدم آگاهی در مورد خاستگاه و رفتارشان موجب ترس، خرافه‌پرستی و تلاش‌های نابخردانه برای کنترل آنها شده است. هرچند زلزله‌ها و آتشفشان‌ها هنوز تعداد زیادی از مردم را به کام مرگ می‌کشاند و به طور خیلی ناگهانی رخ می‌دهند، ولی دانش ما به مرحله‌ای رسیده است که بتواند تعداد قابل توجهی از این وقایع را در بُعد فضا و زمان پیش‌بینی و موجب کاهش تلفات جانی گردد. از زمان پذیرش تئوری حرکت قاره‌ای و اندازه‌گیری دقیق هزاران مرکز زلزله، محتمل‌ترین مکان‌های فعالیت زلزله‌ای آتی در جهان بر روی نقشه ترسیم شده‌اند. اندازه‌گیری‌های علمی عمقیابی و ابزارهای اندازه‌گیری به عنوان بهترین پیش‌بینی‌کننده‌های لرزشی یا فوران‌های قریب‌الوقوع هستند. موفقیت چنین تکنیک‌هایی در دهه ۱۹۷۰ در چین مثال زدنی است؛ ناتوانی مقامات کالیفرنیا در نصب تنش سنج‌های حساس در امتداد گسل **سان‌آندریاس** که می‌توانست زلزله سان‌فرانسیسکو را در سال ۱۹۸۸ پیش‌بینی نماید، ناامیدکننده است. آسوده‌خاطر بودن یا ناباوری، همیشه تلاش‌ها در پیش‌بینی زلزله‌ها و فوران آتشفشان‌ها را با مشکل مواجه می‌سازد. هر دو این ویژگی‌ها را می‌توان این‌گونه توجیه نمود که هنوز مؤلفه بزرگ تصادفی بودن در وقوع این مخاطرات وجود دارد. زلزله

تانگ‌شان در سال ۱۹۷۶ و فوران کوه آتشفشانی سنت‌هلن در سال ۱۹۸۰ و *ال‌چی‌چون* در سال ۱۹۸۲ تنها برخی از مثال‌های اخیر هستند که این اظهارات را تأیید می‌کنند.

دو فصل بعدی مفصلاً به توضیح ماهیت دقیق زلزله‌ها و آتشفشان‌ها و پدیده‌های مرتبط با آنها خواهد پرداخت. همچنین برای تأیید این نظریه که در میان وقایع طبیعی ویرانگر این دو مخاطره بیشتر بر انسان‌ها تأثیر می‌گذارند، برخی از وقایع و حوادث ثبت شده را تشریح می‌نماییم.

مأخذ و منابعی برای مطالعه بیشتر

- Bak, P. 1997. *How Nature Works: The Science of Self-Organized Criticality*. Oxford University Press, Oxford.
- Blong, R.J. 1984. *Volcanic Hazards: A Sourcebook on the Effects of Eruptions*. Academic Press, Sydney.
- Bolt, B.A. 1993. *Earthquakes*. W.H. Freeman and Co., New York.
- Bolt, B.A., Horn, W.L., MacDonald, G.A., and Scott, R.F. 1975. *Geological Hazards*. Springer-Verlag, Berlin.
- Coates, D.R. 1985. *Geology and Society*. Chapman and Hall, New York.
- Decker, R.W. 1976. State of the art in volcano forecasting. In *Geophysical Predictions*. National Academy of Science, Washington, pp. 47–57.
- Denham, D. 1979. Earthquake hazard in Australia. In Heathcote, R.L. and Thom, B.G. (eds) *Natural Hazards in Australia*. Australian Academy of Science, Canberra, pp. 94–118.
- Doyle, H.A., Everingham, I.B., and Sutton, D.J. 1968. Seismicity of the Australian continent. *Journal of the Geological Society of Australia* 15(2): 295–312.
- Geller, R.J., Jackson, D.D., Kagan, Y.Y., and Mulargia, F. 1997. Earthquakes cannot be predicted. *Science* 275: 1616–1617.
- Gribbin, J. 1978. *The Climatic Threat*. Fontana, Glasgow.
- Heki, K. 2003. Snow load and seasonal variation of earthquake occurrence in Japan. *Earth and Planetary Science Letters* 207: 159–64.
- Hill, D.P., Pollitz, F., and Newhall, C. 2002. Earthquake-volcano interactions. *Physics Today* 55(11): 41–47.
- Hodgson, J.H. 1964. *Earthquakes and Earth Structure*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey.
- Holmes, A. 1965. *Principles of Physical Geology*. Nelson, London.
- Jones, N. 2003. Volcanic bombshell. *New Scientist*, 8 March: 32–37.
- Jones, P.D., Briffa, K.R., and Schweingruber, F.H. 1995. Tree-ring evidence of the widespread effects of explosive volcanic eruptions. *Geophysical Research Letters* 22: 1333–1336.
- Kisslinger, C. and Rikitake, T. (eds). 1985. *Practical Approaches to Earthquake Prediction and Warning*. Reidel, Berlin.
- Lamb, H.H. 1972. *Climate: Present, Past and Future*. v. 1 & 2, Methuen, London.
- Lamb, H.H. 1982. *Climate, History and the Modern World*. Methuen, London.
- Lamb, H.H. 1985. Volcanic loading: The dust veil index. *Carbon Dioxide Information Analysis Center Numeric Data Package Collection*, Dataset No. NDP013.DAT, Oak Ridge National Laboratory, Oak Ridge, Tennessee, USA.
- Lighthill, J. (ed.) 1996. *Critical Review of VAN: Earthquake Prediction from Seismic Electrical Signals*. World Scientific Publishing, London.
- Matthews, A.J., Barclay, J., Carn, S., Thompson, G., Alexander, J., Herd, R., and Williams, C. 2002. Rainfall-induced volcanic activity on Montserrat. *Geophysical Research Letters* 29(13)doi:10.1029/2002GL014863.
- Muller, R.A. and Oberlander, T.M. 1984. *Physical Geography Today* (3rd edn). Random House, New York.
- National Earthquake Information Center 2001. Frequency of occurrence of earthquakes based on observations since 1900. United States Geological Survey, <http://neic.usgs.gov/neis/>

general/magnitude_intensity.html

- National Earthquake Information Center 2002. *Measuring the size of an earthquake*. <http://neic.usgs.gov/neis/general/measure.html>
- Pandey, O.P. and Negi, J.G. 1987. Global volcanism, biological mass extinctions and the galactic vertical motion of the solar system. *Geophysical Journal* 89(3): 857–868.
- Press, F. and Siever, R. 1986. *Earth* (4th edn). Freeman, New York.
- Ritchie, D. and Gates, A. E. 2001. *Encyclopedia of Earthquakes and Volcanoes*. Facts on File, New York.
- Rikitake, T. 1976. *Earthquake Prediction*. Elsevier, Amsterdam.
- Simpson, D. W. and Richards, P. G. (eds) 1981. *Earthquake Prediction*. American Geophysical Union, Washington.
- Smith, J. V. 1985. Protection of the human race against natural hazards (asteroids, comets, volcanoes, earthquakes). *Geology* 13: 675–678.
- Stein, R.S. 2003. Earthquake conversations. *Scientific American* 288: 60–67.
- Tazieff, H. and Sabroux, J.C. (eds) 1983. *Forecasting Volcanic Events*. Lange and Springer, Berlin.
- Ward, P.L. 1976. Earthquake prediction. In *Geophysical Predictions*. National Academy of Science, Washington, pp. 37–46.
- Whittow, J. 1980. *Disasters: The Anatomy of Environmental Hazards*. Pelican, Harmondsworth.
- Wood, R. M. 1986. *Earthquakes and Volcanoes*. Mitchell Beazley, London.

فصل دهم: مخاطرات زلزله‌ها و سونامی‌ها

انواع امواج تکانه‌ای

(هادگسون، ۱۹۶۴؛ هولمز، ۱۹۶۵، ویتوو، ۱۹۸۰)^۱

زلزله‌ها امواج تکانه‌ای هستند که از مرکز زلزله یا اپی‌سنتر منتشر می‌شوند و می‌توانند از سطح زمین تا عمق ۷۰۰ کیلومتری پوسته زمین امتداد یابند. زلزله‌ها تعدادی از انواع امواج را تولید می‌کنند، این امواج در شکل ۱۰-۱ با مثال شرح داده شده‌اند. یک موج اولیه یا موج **p** موجی فشاری است که از کانون زلزله منتشر می‌شود. این موج از تراکم و اتساع متناوب، شبیه امواج تولید شده به وسیله عبور صوت از داخل هوا تشکیل می‌شود. این امواج می‌توانند از داخل گازها، مایعات و جامدات عبور کنند ولی در مرز بین جامدات و مایعات در معرض شکست قرار می‌گیرند. بر این اساس امواج **p** می‌توانند از داخل مرکز زمین عبور کنند، هرچند که در مرز هسته-جُبه آنها شکسته می‌شود و دو زون سایه در دو طرف مقابل کره زمین با عرض ۳۰۰۰ کیلومتر ایجاد می‌کنند که در آنجا امواج **p** قابل شناسایی نیستند.

دومین نوع امواج، موج **s** یا موج برشی است که حرکت آن شبیه انتشار یک موج در امتداد یک طناب، رو به بالا و پایین می‌باشد. این امواج ۰/۶ بار کندتر از امواج اولیه عبور می‌کند. سرعت عبور یک موج اولیه از داخل زمین به چگالی و تراکم سنگ و میزان حرکت یک موج برشی یا موج **s** به چگالی و سختی سنگ بستگی دارد. امواج برشی از جُبه عبور می‌کنند ولی نمی‌توانند از هسته سخت داخلی عبور نمایند. بر این اساس، یک زون سایه درست در سمت مخالف زمین وجود دارد که امواج **s** را ثبت نمی‌کند. این زون به طور کامل با دو زون سایه که به وسیله شکست امواج **p** در مرز هسته-جُبه تولید می‌شوند، همپوشی دارد. توزیع فضایی و فاصله زمانی بین ورود امواج **p** و **s** در یک ایستگاه لرزه‌نگاری را می‌توان برای تشخیص مکان و شدت یک زلزله استفاده نمود. حداقل سه ایستگاه که هر دوی امواج **p** و **s** را دریافت می‌کنند، برای مشخص کردن مکان دقیق مرکز زلزله ضروری است.

زلزله‌ها همچنین چندین موج بلند یا امواج **L** را ایجاد می‌کنند که بین سطح کره زمین و لایه‌های پوسته‌ای پایینی گیر می‌افتند. این امواج از داخل هسته یا جُبه عبور نمی‌کنند ولی به آرامی از مرکز زلزله به سمت بیرون و در امتداد سطح کره زمین

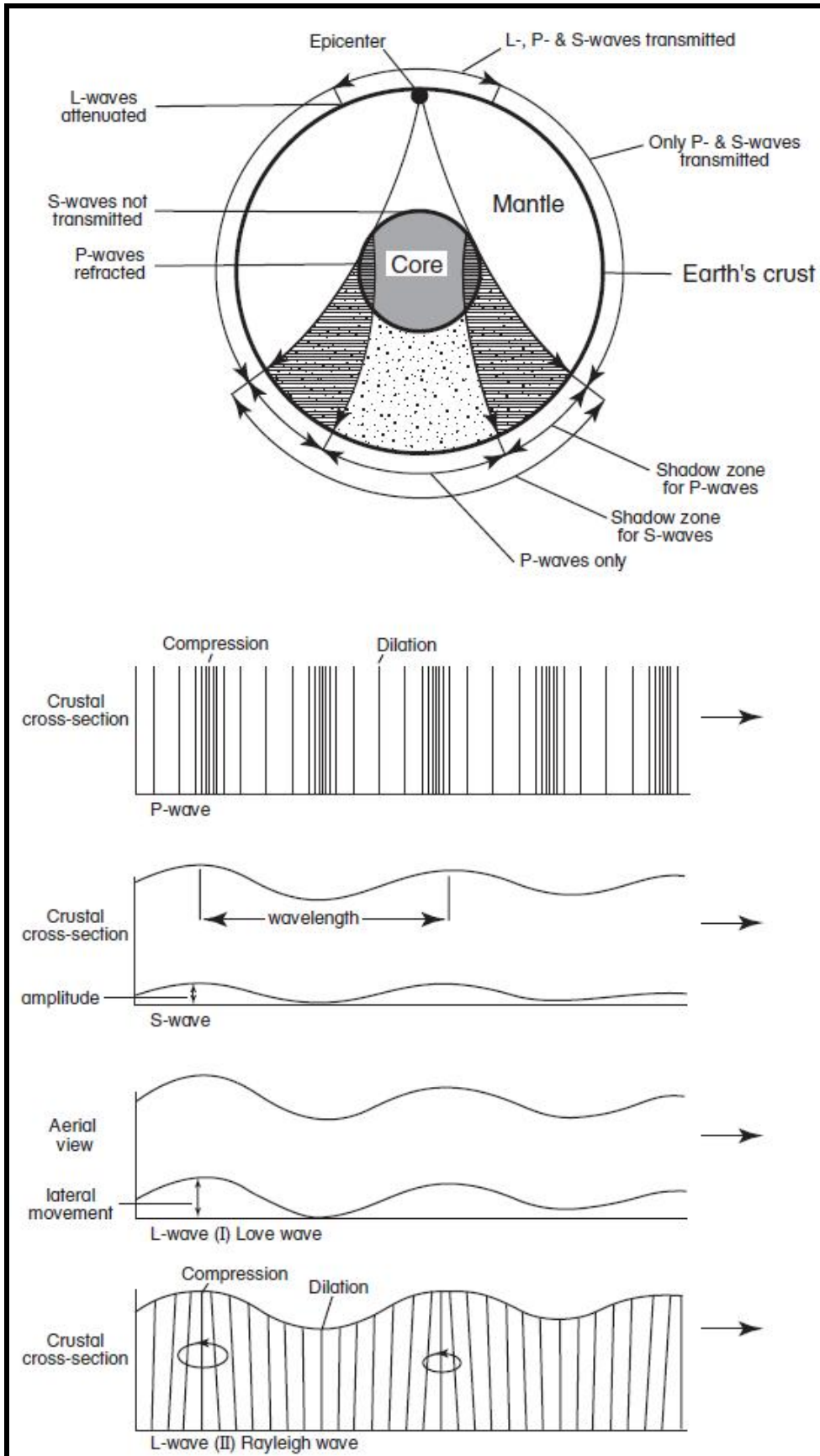
پخش می‌شوند. انرژی آنها به تدریج و از نقطه کانونی زلزله پراکنده و ناپدید می‌شود. یک نمونه از امواج L ، موج *رایلی*، است که شبیه موج اقیانوسی حرکت می‌کند، ولی نوع دیگر، موج *لاو* است که عیناً در داخل پوسته به عقب و جلو لیز می‌خورد. در طول اکثر زلزله‌ها امواج نوع دوم هستند که مقاومت در برابر آنها غیر ممکن است و عامل بیشتر لرزش‌ها و خسارت‌های وارده هستند. امواج بلند کندترین نوع امواج لرزه‌ای هستند و تقریباً ۲۰ دقیقه طول می‌کشد که یک فاصله ۵۰۰۰ کیلومتری را در امتداد سطح زمین طی کنند. به دلیل اینکه هر سه نوع این امواج به طور متفاوتی از داخل سنگ‌هایی با چگالی و حالات متفاوت عبور می‌کنند برای ترسیم ساختار هسته، جُبه و پوسته زمین از آنها استفاده می‌شود.

نقشه‌های خطر زلزله

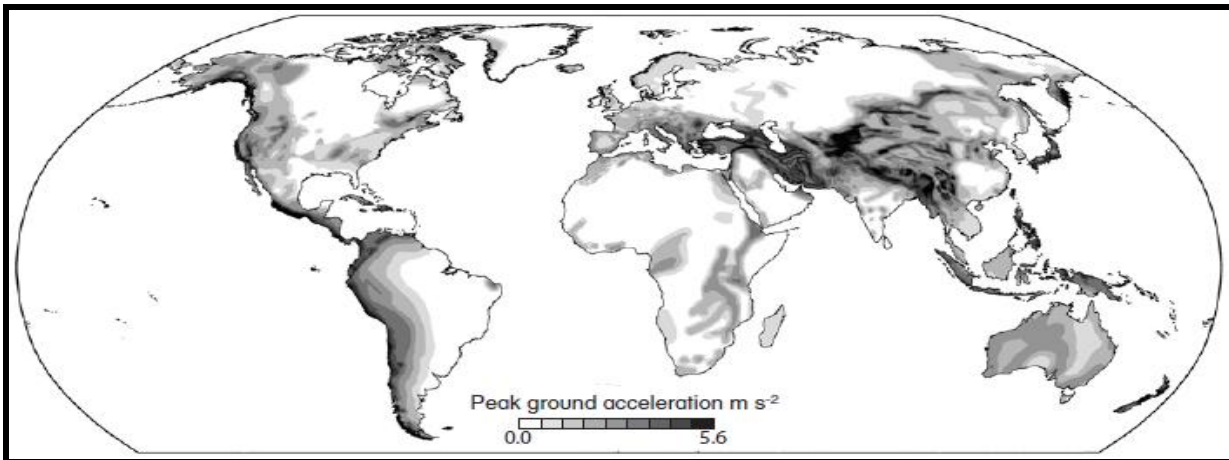
(کیلیس، ۱۹۸۲؛ گیاردینی و همکاران، ۱۹۹۹)^۱

بر اساس اطلاعات تاریخی از امواج لرزه‌ای در هر منطقه‌ای می‌توان نقشه‌هایی ترسیم نمود که برآورد احتمالی از نقطه اوج شتاب امواج زمینی در طی یک دوره ثابت را نشان دهد. این شتاب‌ها معمولاً به صورت احتمال ۱۰ درصدی در طی یک دوره ۵۰ ساله بیان می‌شود. بر اساس دوره بازگشت آنها بیانگر یک حادثه ۱:۴۷۵ ساله هستند. مهندسان از چنین نقشه‌هایی برای ارزیابی نیروی وارد بر اشیاء از قبیل ساختمان‌های محکم استفاده می‌کنند تا ریسک تخریب ناشی از وقوع یک زلزله را برآورد نمایند. شکل ۱۰-۲ بر اساس داده‌های تاریخی، احتمال خطر زلزله را برای خشکی‌های زمین نشان می‌دهد. بدیهی است که ریسک تخمین زده شده تابعی از اسناد تاریخی و تعیین مکانی زلزله‌ها است. برای مثال، بیشتر قسمت‌های استرالیا (برای مشاهده اسم مکان‌های ذکر شده به شکل ۱۰-۳ نگاه کنید) که در وسط یک صفحه قاره‌ای قرار دارد، نسبت به آفریقا که شامل دره *گریتر ریفت* و یک منطقه تاریخی زلزله خیز در الجزایر است، خطر بیشتری دارند. مطالعه و شناسایی زلزله‌ها در استرالیا به مراتب بهتر از آفریقا انجام شده است. در آمریکای شمالی تبلیغات خطر زلزله در جنوب کالیفرنیا، در اطراف زون گسل *سان‌آندریاس* خیلی اغراق‌آمیز است. رشته کوه‌های شمالی *راکی* و مصب رود *سنت‌لورنس* سفلا، نیز در معرض خطر مشابه‌ای قرار دارند. مراکز بزرگ شهری از قبیل *یا سلت‌لیک سیتی* (شهر دریاچه نمک^۲)، مراکز بیلاقی، *مونترال* و شهر *گبک*، همه در معرض خطر زلزله قرار دارند. در این مناطق آخری ذکر شده در هر ۱۰۰ سال احتمال ۲۰ درصدی وجود دارد که زلزله مخربی به بزرگی ۸ یا بیشتر در مقیاس مرکالی و ۶/۵ یا بیشتر در مقیاس M_s رخ دهد. خطر زلزله در ترکیه، ایران و منطقه مرزی فلات تبت بیشتر از آمریکای شمالی است. با این وجود، خطر زلزله، هم سنگ با خسارت مالی یا تلفات جانی نیست. این موارد به ایجاد آیین‌نامه‌های ساختمان‌سازی به وسیله‌ی طراحان و مهندسان و اجرای آنها به خصوص در نواحی شهری توسط دولت بستگی دارد. برای مثال زلزله *ایزمیت* در ۱۷ آگوست سال ۱۹۹۹ ($M_s = 7/4$) در ترکیه، جایی که آیین‌نامه ساخت و ساز اعمال نمی‌شود، ۲۵۰۰۰ نفر را به کام مرگ کشانید. در مقایسه، زلزله‌ای با چنین شدتی در ۱۷ اکتبر سال ۱۹۸۹ ($M_s = 7/1$) در سان‌فرانسیسکو - جایی که این آیین‌نامه‌ها به شدت اعمال می‌شوند - تنها ۶۲ نفر قربانی گرفت.

1- Keller; Giardini et al
2- Salt Lake City



شکل ۱۰-۱- تشریح انواع موج لرزه‌ای و نحوه رفتار آنها در عبور از میان زمین (اقتباس شده از ویتو، ۱۹۸۰).



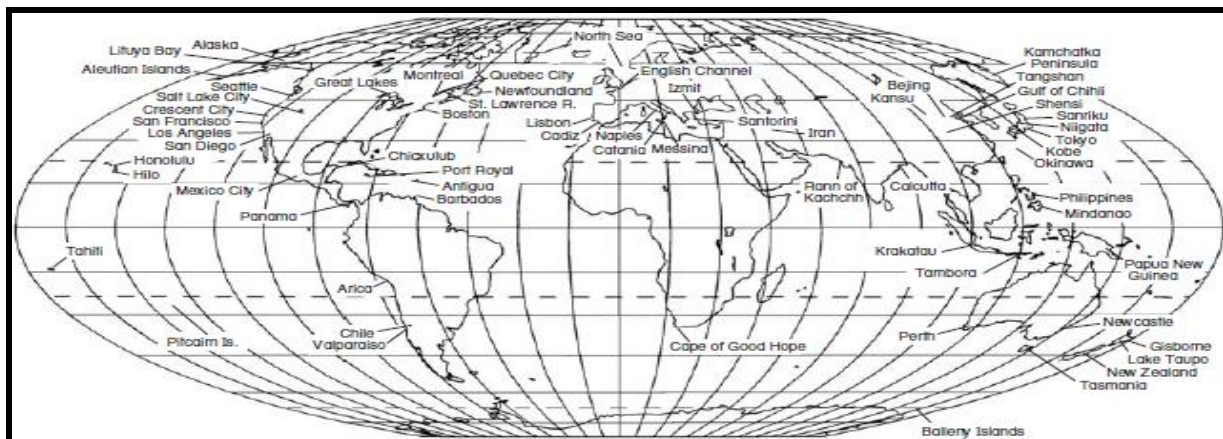
شکل ۱۰-۲- نقشه جهانی خطر زلزله. سایه‌ها حداکثر شتاب‌های افقی با احتمال تجاوز ۱۰ درصد در ۵۰ سال و یا دوره برگشت ۴۷۵ سال را نشان می‌دهند (بر اساس گیاردینی و همکاران، ۱۹۹۹).

وقایع ناگوار زلزله

جهانی

(هولمز، ۱۹۶۵، کورنیل، ۱۹۷۶؛ ویتوو، ۱۹۸۰؛ ریتیچی و گیتز، ۲۰۰۱)^۱

زلزله‌ها به طور متوسط در هر سال موجب مرگ ۱۰۰۰۰ نفر و ۴۰۰ میلیون دلار خسارت به اموال می‌شوند. در دوره ۱۹۷۸-۱۹۶۴، بیش از ۴۴۵۰۰۰ نفر جانشان را بر اثر زلزله‌ها یا مخاطرات مرتبط با زلزله‌ها از دست دادند. جدول ۱-۱۰ مهم‌ترین زلزله‌ها از سال ۸۰۰ میلادی را بر حسب تلفات جانی فهرست کرده است. سیکلون‌های حاره‌ای نیز حوادث قابل توجهه مشابهی را ایجاد نموده‌اند. در سال ۱۲۹۰، دو زلزله در چین- در خلیج چیهلی^۲ و در پکن- موجب مرگ ۱۰۰۰۰۰ نفر شدند. حادثه شنسی^۳ در ۲۳ ژانویه سال ۱۵۵۶ در چین ۸۳۰/۰۰۰ نفر را به کام مرگ کشانید. زلزله در منطقه لس‌آنجلس رخ داد و موجب نابودی هزاران غار حفر شده توسط انسان‌ها در صخره‌ها شد که از آنها به عنوان خانه استفاده می‌کردند. زلزله دیگری در کانسو^۴، چین در سال ۱۹۲۰ موجب مرگ ۲۰۰۰۰۰ نفر شد.



شکل ۱۰-۳- نقشه مکانی.

- 1- Holmes; Cornell; Whittow; Ritchie & Gates
- 2- Chihli
- 3- Shensi
- 4- Kansu

زلزله **کلکته** در ۱۱ اکتبر سال ۱۷۳۷ باعث نابودی نصف شهر و مرگ ۳۰۰/۰۰۰ نفر شد. در سال ۱۹۲۳، زلزله توکیو- که به تفصیل در زیر شرح داده شده است- موجب مرگ ۱۴۳۰۰۰ نفر از ساکنان منطقه شد. ایتالیا بارها و بارها با زلزله مواجه شده است، وقوع زلزله‌ای در نزدیکی **نیپلز**^۱ و **کاتانیا** در **سیسیل** در سال ۱۶۹۳ و در **مسینا** در ۲۹ دسامبر سال ۱۹۰۸ هر کدام موجب مرگ حدود ۶۰۰۰۰ و ۱۵۰۰۰۰ نفر شدند. زلزله **سان‌فرانسیسکو** در ۱۸ آوریل سال ۱۹۰۶ شدیدترین زلزله آمریکا بود که موجب مرگ ۴۹۸ نفر شد و بیشتر قسمت‌های شهر به سبب آتش‌سوزی‌های ناشی از آن نابود شدند. در دهه‌های اخیر، زلزله ۱۹۷۶ **تانگ‌شان** به طور تقریبی موجب مرگ ۲۵۰۰۰۰ نفر شد که این زلزله را به یکی از بزرگ‌ترین زلزله‌های ثبت شده تبدیل نمود.

هرچند بیشتر زلزله‌ها از لحاظ تاریخی شناسایی شده هستند، ولی تحقیقات اندکی در خصوص دلایل وقوع برخی از بزرگ‌ترین زلزله‌ها از قبیل زلزله **کلکته** انجام گرفته است. در عصر جدید ۴ تا ۵ رخداد، به خاطر شدت و ماهیت حادثه‌شان شهرت یافتند. زلزله سان‌فرانسیسکو در منطقه آسیب‌پذیر گسل **سان‌آندریاس** کالیفرنیا رخ داد و باعث نابودی یکی از شهرهای بزرگ ایالت متحده شد، کشوری که اعتقاد دارد در برابر چنین حوادثی ایمن است. زلزله **توکیو** در سال ۱۹۲۳ به کلی بزرگ‌ترین شهر ژاپن را با خاک یکسان کرد. زلزله شیلی در سال ۱۹۶۰، یک دهه پس از وقایع کوچکی که رخ داده بود از فعالیت مجدد یک زلزله بزرگ حکایت داشت و موجب یکی از بزرگ‌ترین وقایع تسونامی گسترده در اقیانوس آرام شد. زلزله آلاسکا در سال ۱۹۶۴ تعداد اندکی قربانی گرفت، ولی کره زمین را شبیه یک توپ تکان داد. زلزله **تانگ‌شان** در سال ۱۹۷۶ به جهت شمار زیاد تلفاتش در قرن بیستم زلزله‌ای قابل توجه بود. این زلزله در منطقه‌ای رخ داد که از نظر فعالیت‌های لرزه‌ای منطقه شناخته شده و مشهوری نبود و وقوع آن هم در زمانی بود که چینی‌ها اعتقاد داشتند؛ می‌توانند زلزله‌های بزرگ را پیش‌بینی کنند. این حادثه همچنین به جهت پنهان کاری و مخفی کردن اطلاعات نیز قابل توجه است. در این حادثه دولت چین نه تنها کمک‌های بین‌المللی را رد کرد بلکه تا ۵ سال بعد از حادثه نیز تنها جزئیات خیلی اندکی از آن را منتشر کرد. دو مورد از این حوادث، یعنی زلزله آلاسکا در سال ۱۹۶۴ و زلزله توکیو در سال ۱۹۲۳ به تفصیل در پاراگراف‌های بعدی تشریح می‌شوند.

زلزله آلاسکا در ۲۷ مارس سال ۱۹۶۴

(هانسن، ۱۹۶۵؛ ویتوو، ۱۹۸۰؛ هایس، ۱۹۸۱؛ بالت، ۱۹۹۳)^۲

زلزله آلاسکا در جمعه مقدس زمانی که مدارس و مراکز داد و ستد بسته بودند، رخ داد. این زلزله در یک زون زلزله‌خیز فعال در سمت غرب در امتداد ساحل آلاسکا (شکل ۱۰-۴)، موازی با درازگودال **آلوشین** و در جنوب جزایر قوسی آلوشین رخ داد. این زلزله تنها یکی از مجموعه زلزله‌های رخ داده در این منطقه بود که از ۱۰ میلیون سال قبل در اواخر دوره پلیوسن رخ می‌دادند. در سال ۱۹۱۲ و ۱۹۳۴ نیز زلزله‌هایی به بزرگی ۷/۲ در مقیاس **Ms** در آن حوالی رخ داده بود. زلزله‌های بزرگ دیگری نیز در سال ۱۹۳۷، ۱۹۴۳، ۱۹۴۷ و ۱۹۵۸ در نواحی مجاور رخ دادند. این زلزله‌ها به سبب حرکت رو به جنوب آلاسکا در امتداد صفحه آرام با یک زاویه کم شیب ۲۰ درجه‌ای پدید آمدند.

زلزله سال ۱۹۶۴ یکی از شدیدترین زلزله‌های ثبت شده از زمان به‌کارگیری لرزه‌نگارها بوده است. لرزش امواج بلند ۷-۴ دقیقه طول کشید. دامنه امواج لرزشی آنقدر بزرگ بود که لرزه‌نگارهای سراسر دنیا نتوانستند مقیاس زلزله را ثبت نمایند از این رو از اندازه‌گیری دقیق شدت زلزله (که به ۸/۶ و ۹/۲ درجه به ترتیب در مقیاس **Ms** و **Mw** رسیدند) باز ماندند.

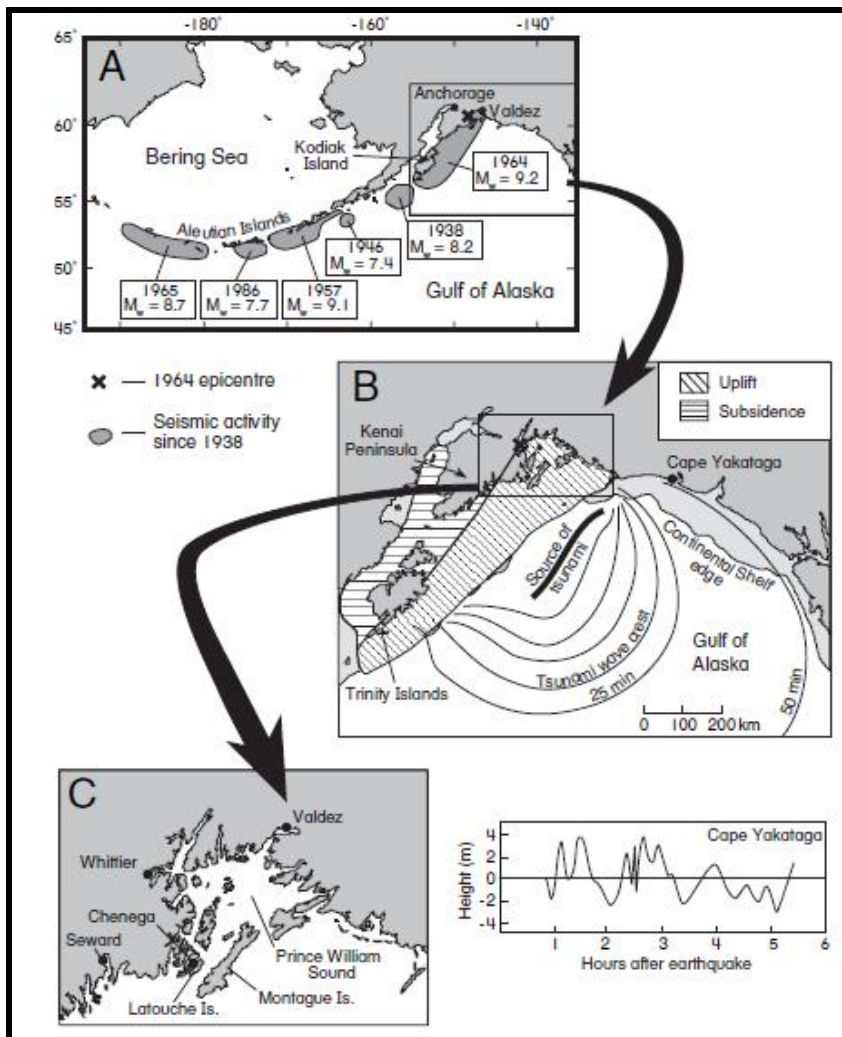
1- Naples and Catania

2- Hansen; Whittow; Hays; Bolt

جدول ۱-۱۰ - زمین‌لرزه‌های بزرگ تاریخی و تلفات آنها (سازمان زمین‌شناسی ایالات متحده، ۲۰۰۲).

بزرگی در مقیاس M_s	مجموع تلفات	مکان	زمان
	۸۳۰,۰۰۰	شن‌سی، چین	۲۳ ژانویه ۱۵۵۶
	۳۰۰,۰۰۰	کلکته، هند	۱۱ اکتبر ۱۷۳۷
۸	۲۵۵,۰۰۰	تانگ‌شان، چین	۲۷ جولای ۱۹۷۶
	۲۳۰,۰۰۰	حلب، سوریه	۹ آگوست ۱۱۳۸
۸/۳	۲۰۰,۰۰۰	شینینگ، چین	۲۲ می ۱۹۲۷
	۲۰۰,۰۰۰	دامغان، ایران	۲۲ دسامبر ۸۵۶
۸/۶	۲۰۰,۰۰۰	کانسو، چین	۱۶ دسامبر ۱۹۲۰
۸/۳	۱۴۳,۰۰۰	توکیو، ژاپن	۱ سپتامبر ۱۹۲۳
	۱۰۰,۰۰۰	چیلهی، چین	سپتامبر ۱۲۹۰
	۸۰,۰۰۰	شمخه، قفقاز	نوامبر ۱۶۶۷
	۷۷,۰۰۰	تبریز، ایران	۱۸ نوامبر ۱۷۲۷
۷/۵	۷۰,۰۰۰	مسینا، ایتالیا	۲۸ دسامبر ۱۹۰۸
۸/۷	۷۰,۰۰۰	لیسبون، پرتغال	۱ نوامبر ۱۷۵۵
۷/۶	۷۰,۰۰۰	کانسو، چین	۲۵ دسامبر ۱۹۳۲
۷/۸	۶۶,۰۰۰	پرو	۱ می ۱۹۷۰
	۶۰,۰۰۰	سیلیسیا، آسیای صغیر	۲۱ ژوئن ۱۹۰۳
	۶۰,۰۰۰	سیسیل، ایتالیا	۱۱ ژانویه ۱۶۹۳
	۵۰,۰۰۰	اردبیل، ایران	۲۳ مارچ ۸۹۳
	۵۰,۰۰۰	کالابریا، ایتالیا	۴ فوریه ۱۷۸۳
۷/۷	۵۰,۰۰۰	ایران، رودبار و منجیل	۲۰ ژوئن ۱۹۹۰
۷/۵	۳۰,۰۰۰	کوئته، پاکستان	۳۰ می ۱۹۳۵

این زلزله کره زمین را همانند یک زنگوله به صدا در آورد و ۵۰۰۰ کیلومتر دورتر از مرکز زلزله باعث ایجاد موج سشی در دریاچه‌های بزرگ آمریکا شد. در این حادثه سطوح آب در چاه‌های واقع در آفریقای جنوبی، در طرف دیگر کره زمین دچار نوسان شدند. حرکت زمین آنقدر شدید بود که قسمت فوقانی درختان از وسط شکسته شدند. جابه‌جایی زمین در امتداد سیستم گسل *دانیل*^۱ موازی با خط ساحلی آلاسکا ۸۰۰ کیلومتر بود. بیش از ۱۲۰۰ پس‌لرزه در امتداد این گسل به ثبت رسیدند. در امتداد ساحل آلاسکا ارتفاع سونامی‌ها به فراتر از ۱۰ متر رفت و با فاصله‌های یک ساعته عرض اقیانوس آرام را درنوردیدند. ساحل غربی آمریکای شمالی تا *سان‌دیگو* خسارت دید. در *کرسنت‌سیتی* کالیفرنیا بیش از ۳۰ بلوک شهری زیر آب رفتند و ۷ میلیون دلار خسارت به بار آمد. بیشترین بالآمدگی و فرونشینی زمین در اثر این زلزله به ترتیب برابر با ۱۴/۴ و ۳ متر بوده است که بزرگ‌ترین دگرشکلی اندازه‌گیری شده ناشی از یک زلزله است. در برخی مکان‌ها پرتگاه‌های گسلی به ارتفاع ۶ متر ایجاد شدند. پرتگاه‌های ساحلی و غیر ساحلی در جنوب آلاسکا به سبب رانش زمین به شدت مورد تأثیر قرار گرفتند. در برخی مناطق که لایه‌های تحتانی از خاک رس تشکیل شده بود نشست زمین قابل توجه بود و در برخی نواحی روان‌شدگی خاک یا روانه گلی حادث گردید (شکل ۵-۱۰). روان‌شدگی خاک یا روانه‌گلی فرایندی است که به موجب آن مواد سفت ولی اشباع از آب دچار لرزش شده و به مایع تبدیل می‌شوند که آن وقت تحت تأثیر جاذبه زمین به سمت پایین دامنه‌ها جریان پیدا می‌کنند.



شکل ۱۰-۴- مشخصات زلزله و سونامی حاصل از زمین لرزه ۲۷ مارس ۱۹۶۴ آلاسکا: (A) مکان فعالیت‌های لرزه‌ای از سال ۱۹۳۸، (B) تغییر شکل زمین در خلیج آلاسکا ناشی از زلزله و محاسبه امواج سونامی اقیانوس آرام بصورت نظری؛ (C) جزئیات مربوط به پرنس ویلیام سوند (بر اساس ون دورن، ۱۹۶۴، پارارس-کارایانیس، ۱۹۹۸ و جانسون، ۱۹۹۹).

تقریباً ۶۰ درصد از خسارت ۵۰۰ میلیون دلاری ناشی از گسیختگی زمین بود. تنها ۵ رانش زمین موجب وارد آمدن ۵۰ میلیون دلار خسارت به **آنگوریج**^۱ شدند. در این شهر بیشتر گسیختگی زمین در **بوتلگر کاو کلی**^۲ در رسوبات یخچالی ورودی رودخانه به دریا رخ داد که دارای استحکام برشی پایین، حجم زیاد آب و حساسیت بالا به لرزش بود. در بندرهای **سی‌وارد**، **وایتیر** و **والدز**^۳ به خاطر گسیختگی‌های رخ داده در نهشته‌های دریایی اسکله‌ها و تأسیسات دریایی زیر آب رفتند. طی ۹ سال بعدی هر کدام از این شهرها با وقوع سونامی‌هایی به ارتفاع ۷-۱۰ متر زیر آب رفتند.

1- Anchorage
2- Bootlegger Cove Clay
3- Seward, Whittier, and Valdez



شکل ۱۰-۵- یکی از پرتگاه‌های حاصل از لغزش‌های فراوان در آنکوربیج آلاسکا که در اثر زمین لرزه ۲۷ مارس ۱۹۶۴ ایجاد شد. روانگرایی عدسی‌های ماسه و سیلت در سازند بوتلگر کاو باعث از دست رفتن مقاومت خاک گردید (عکس از سازمان زمین‌شناسی ایالات متحده آمریکا).

مخاطره‌ی زلزله کالیفرنیا

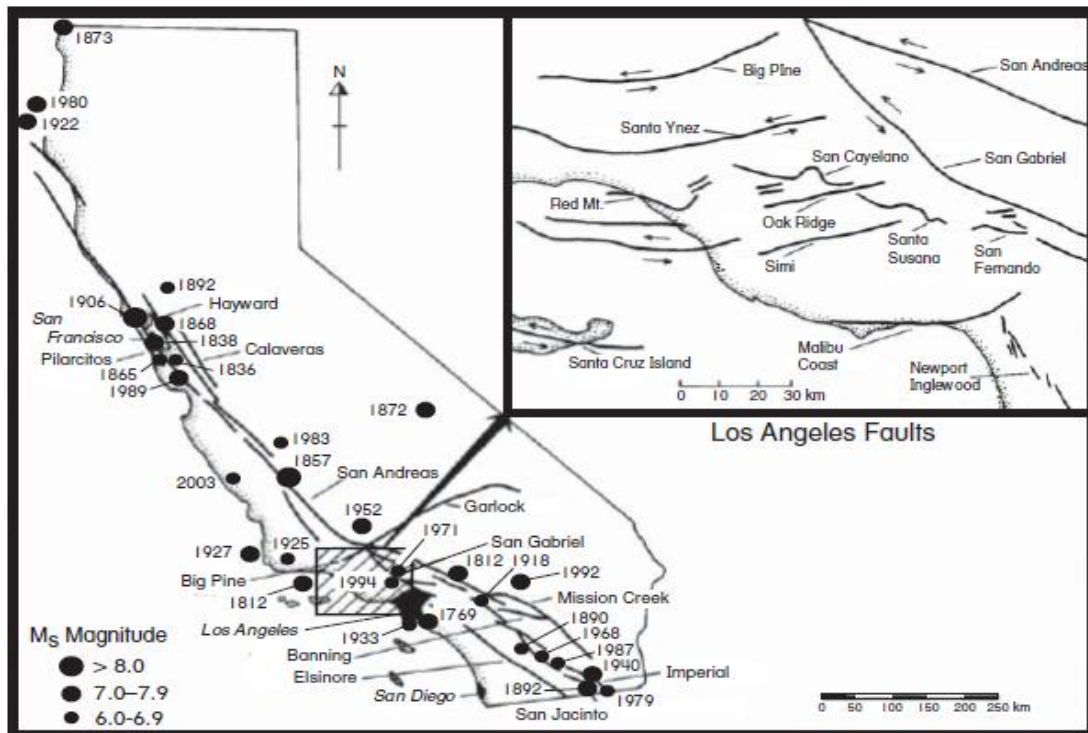
(کیلیبر، ۱۹۸۲؛ اوکیشوت، ۱۹۸۳؛ وود، ۱۹۸۶، پالم و هادگسون، ۱۹۹۲)^۱

نسبت به تمام مناطق زلزله‌ای دنیا، گسل سان‌آندریاس که از جنوب کالیفرنیا می‌گذرد، یکی از محتمل‌ترین زون‌های مخاطره‌آمیز برای زلزله است. بسیاری از شاخه‌های فرعی این گسل از منطقه‌ای می‌گذرند که در حال حاضر تقریباً ۲۳/۰۰۰/۰۰۰ نفر در آنجا سکونت دارند (شکل ۱۰-۶). بزرگ‌ترین و مخرب‌ترین زلزله در این منطقه، بر حسب تعداد تلفات جانی، زلزله سان‌فرانسیسکو در ۱۸ آوریل سال ۱۹۰۶ بود که موجب مرگ ۴۹۸ نفر یا به تعبیری ۳۰۰۰ نفر شد. برآورد این زلزله در مقیاس Ms برابر با ۸/۲۵ بود و دارای ماکزیمم جابه‌جایی عمودی و جانبی به ترتیب ۲/۵ و ۶ متری بود. آتش‌سوزی‌هایی که در پی این زلزله رخ دادند، عامل بیشتر خسارت‌ها بودند. این زلزله منحصر به فرد نبود. در دوران جدید زمین‌شناسی، زلزله‌های زیادی با بزرگی مشابه رخ داده است، وقوع زلزله فورتنجون^۲ در ۹ ژانویه سال ۱۸۵۷ بزرگ‌ترین زلزله ثبت شده تا به امروز در کالیفرنیا می‌باشد. لرزش دره اوون^۳ در ۲۶ مارس سال ۱۸۷۲ به عنوان سومین زلزله بزرگی در نظر گرفته می‌شود که در عصر جدید در کالیفرنیا رخ داده است. این زلزله موجب گسل خوردگی سطحی وسیعی شد که حداکثر ۱۵۰ کیلومتر وسعت یافت. حداکثر جابه‌جایی عمودی گسل در این زلزله ۴ متر بود. دیگر زلزله‌هایی بزرگ عبارتند از: زلزله سال ۱۷۶۹ در جنوب شرقی لس‌آنجلس، زلزله ۱۰ ژوئن سال ۱۸۳۶ در ناحیه شرقی سان‌فرانسیسکو، زلزله ژوئن سال ۱۸۳۸ در سانتا کلارا، زلزله ۸ اکتبر سال ۱۸۶۵ در کوهستان‌های سانتا کروز، زلزله ۲۱ اکتبر سال ۱۸۶۸ در جنوب سان‌فرانسیسکو و زلزله ۲۴ آوریل سال ۱۸۹۰ در چتیندن پاس^۴.

گسل سان‌فرانسیسکو از دوره ژوراسیک، یعنی ۱۳۵ میلیون سال قبل فعال گشته و موجب ۵۵۰ کیلومتر جابه‌جایی شده است. در طول دوره پلیستوسن (۲ میلیون سال قبل) جابه‌جایی افقی این گسل ۱۶ کیلومتر بوده است. سن یابی نهشته‌های زغال در طی چند هزار سال گذشته، بر روی خطوط گسلی مختلف نشان می‌دهد که زلزله‌های بزرگ با فاصله‌ی ۳۰۰-۵۰ سال رخ داده‌اند. صفحه آرام نسبت به صفحه آمریکای شمالی با سرعت ۵cm در سال به سوی شمال غربی در حرکت است. بیشتر این

1- Keller; Oakeshott; Wood; Palm & Hodgson
2- Fort Tejon
3- Owen Valley
4- Chittenden Pass

جابه‌جایی امتداد لغز است ولیکن در برخی مکان‌ها مؤلفه عمودی با حاشیه صفحه امریکای شمالی ایجاد می‌گردد. در اکثر مناطق این حرکت و جابه‌جایی به صورت مداوم است ولی در برخی مناطق صفحه‌ها به همدیگر می‌چسبند و حرکت آنها به شکل تکان‌های ناگهانی ظاهر می‌گردد. تا به امروز بیشترین رکورد میزان جابه‌جایی جانبی زمین - ۶ متر- در امتداد گسل سان‌آندریاس توسط زلزله سان‌فرانسیسکو ایجاد شده است. در این شرایط حتی اگر خزش آرامی هم رخ دهد، احتمال وقوع زلزله وجود دارد.



شکل ۱۰-۶- مجموعه گسل‌های فعال تاریخی جنوب کالیفرنیا و مراکز زلزله‌های بزرگ دو قرن گذشته (اقتباس از اوک شات، ۱۹۸۳ و رایبسون، ۲۰۰۲).

در جنوب کالیفرنیا در محدوده‌ی لس‌آنجلس هیچ حرکت بزرگی بعد از زلزله سال ۱۸۵۷ به ثبت نرسیده است. تازه‌ترین زلزله، در نورس‌بریج^۱ در ۱۷ ژانویه سال ۱۹۹۴ در مقیاس M_S یا ریشتر تنها ۶/۷ بزرگی داشت. بر اساس مدارک زمین‌شناسی این ناحیه به همراه ناحیه‌ی سان‌فرانسیسکو مستعد وقوع یک زلزله عظیم با بزرگی بیشتر از ۸ در مقیاس M_S هستند. هر دو شهر در نواحی وقفه لرزه‌ای قرار دارند که توسط زون‌هایی محاصره شده‌اند که اخیراً و در ۳۰ سال گذشته با زلزله روبرو بوده‌اند. در حال حاضر احتمال وقوع یک زلزله در این گسل‌ها ۵۰ درصد است. یکی از بدترین واکنش‌ها نسبت به مخاطره زلزله کالیفرنیا بی‌توجهی و مسامحه است. در منطقه پارک‌فیلد^۲ لس‌آنجلس، جایی که پیش‌بینی‌ها احتمال ۹۰ درصدی وقوع زلزله در بین سال‌های ۱۹۸۵ و ۱۹۹۳ را داشتند علی‌رغم تبلیغات گسترده در مورد احتمال وقوع حادثه، کمتر از ۲۰ درصد جمعیت این منطقه اقدام به بیمه نمودن اموالشان در برابر زلزله نمودند و کمتر از ۱۷ درصد خانه‌هایشان را در برابر زلزله مقاوم ساختند. به دنبال وقوع زلزله لوما‌پریته در سال ۱۹۸۹ افزایش بیمه در مناطق زلزله‌زده تنها ۱۱ درصد بود و هنوز بیش از ۵۰ درصد جمعیت تحت بیمه نیستند. پرجمعیت‌ترین بخش‌های کالیفرنیا در یکی از بی‌ثبات‌ترین زون‌های زلزله‌خیز جهان قرار گرفته‌اند و به طرز ضعیفی برای رویارویی با عواقب این حوادث آماده شده‌اند.

وقوع یک زلزله بزرگ در جنوب کالیفرنیا، فاجعه‌آمیز خواهد بود. بسیاری از زلزله‌های اخیر در جنوب کالیفرنیا موجب

1- Northridge
2- Parkfield

خسارت اندکی شدند، زیرا آنها در مناطق غیرمسکونی رخ دادند. بسیاری از این نواحی اکنون به طور متراکم مسکونی شده‌اند. زلزله سان‌فرانسیسکو در سال ۱۹۷۱ تنها با شدت ۶/۶ در مقیاس ریشتر موجب فرو ریختن ساختمان‌های عمومی از جمله دو بیمارستان شد؛ این بیمارستان‌ها بر اساس آیین‌نامه ساختمان‌سازی در برابر زلزله ساخته شده بودند. همچنین بخش‌هایی از پل‌های روگذر اتوبان‌ها نیز که بر طبق این موازین استاندارد ساخته شده بودند، در برابر امواج لرزه‌ای مقاومت نکردند و فرو ریختند. به دنبال این زلزله بسیاری از ابنیه‌های عمومی و جاده‌ها، تقویت یا بازسازی شدند. به دنبال خسارت‌های به وجود آمده توسط این زلزله نسبتاً کوچک آیین‌نامه‌های ساخت و ساز مورد تجدید نظر قرار گرفتند و جدی‌تر دنبال شدند. همچنین در این رویداد دو سد نیز فرو ریختند. سد اول، سد *وان‌نورمان سفلا*^۱، بود که فرو ریخت و موجب غرق شدن ۸۰۰۰۰ نفر در پایین دره سان‌فرانسیسکو شد. در منطقه سان‌فرانسیسکو، ۲۲۶ سد آب وجود دارد و بیش از ۵۰۰/۰۰۰ نفر در پایین دست این رودخانه‌ها زندگی می‌کنند. در پی این زلزله اکثر این سدها، همراه با دیگر سدهای جنوب کالیفرنیا تقویت شدند. برخی از این تمهیدات ترمیمی یا بازسازی مؤثر واقع نشدند. زلزله *لوما پریئا*^۲ در ۱۷ اکتبر سال ۱۹۸۹ در سان‌فرانسیسکو با بزرگی ۷/۱ در مقیاس ریشتر، موجب فرو ریختن و نابودی بخش بزرگی از طبقه بالای آزاد راه *نیمیتز*^۳ در *اوکلند*، علی‌رغم تقویت ستون‌های حامل این بزرگراه در دهه ۱۹۷۰ شد (شکل ۷-۱۰). بیشتر ساخت و سازها در منطقه‌ی سان‌فرانسیسکو از سال ۱۹۰۶ در رسوبات غیرمستحکم که امواج لرزه‌ای را تا ده برابر تقویت می‌کنند و موجب نابودی کلی ساختمان‌ها می‌شود، ساخته شدند. همین شرایط در زلزله اکتبر سال ۱۹۸۹ باعث فروپاشی کامل بسیاری از خانه‌ها در شهر *ماریئا* در این منطقه شد.

تمام شاخه‌های گسل سان‌آندریاس روی نقشه ترسیم نشدند. برای مثال، نیروگاه هسته‌ای *دیابلو کانیون*^۴ در شمال لس‌آنجلس برای مقاومت در برابر زلزله‌ای با شدت ۸/۵ در مقیاس ریشتر که توسط یک گسل دور ایجاد گردد، طراحی شده بود. در حالی که در طول ساخت این نیروگاه یک گسل بزرگ و فعال ساحلی در محدوده ۵ کیلومتری نیروگاه کشف شد. با وجودی که طراحی نیروگاه تغییر یافت، ولی هنوز در مورد مقاومت این سازه در برابر یک زلزله بزرگ ناشی از این گسل تردید وجود دارد. وقوع در صورت بروز زلزله‌ای با بزرگی ۷ در مقیاس ریشتر (Ms) در جنوب کالیفرنیا ویرانی‌های عظیم اجتناب ناپذیر هستند. این زلزله توانایی تخریب بخش‌های بزرگی از کلان شهرها را دارد. همچنین قادر است آتش‌سوزی‌های متعددی را ایجاد نماید و مانند زلزله سال ۱۹۰۶ موجب آتش‌سوزی شهری شود. بر اثر زلزله، سدهای متعددی فرو می‌ریزند و موجب سیلاب‌های بزرگ و تلفات جانی در پایین‌دست دره‌ها می‌شوند. فرایند روان‌شدگی خاک به خصوص در منطقه سان‌فرانسیسکو باعث ویرانی حومه‌های این شهر می‌شود.

مخاطره زلزله ژاپن

(هادگسون، ۱۹۶۴؛ هولمز، ۱۹۶۵؛ هادفیلد، ۱۹۹۲؛ ایکوی، ۱۹۹۵؛ باردت و همکاران، ۱۹۹۷)^۵

مهمترین زلزله ژاپن در قرن بیستم در اول سپتامبر سال ۱۹۲۳ در خلیج *ساگامی*^۶ واقع در ۵۰ کیلومتری جنوب غربی توکیو رخ داد (شکل ۸-۱۰). زلزله بزرگ *کانتو* موجب حرکت چرخشی پوسته‌ی زمین در جهت عقربه‌های ساعت با حداکثر ۴/۵ متر جابه‌جایی افقی و ۲ متر نشست عمودی شد. تا زمان زلزله آلاسکا، برخی از بزرگ‌ترین جابه‌جایی‌های پوسته‌ای به ثبت رسیدند.

-
- 1- Lower Van Norman
 - 2- Loma Prieta
 - 3- Nimitz
 - 4- Diablo Canyon
 - 5- Hodgson; Holmes; Hadfield; EQE; Bardet et al
 - 6- Sagami



تغییر ارتفاع در محدوده خود خلیج به سبب گسل خوردگی، به هم فشردن و رانش زمین در زیر دریا خیلی زیاد بود. اندازه‌گیری‌های بعد از وقوع زلزله نشان می‌دهند که بخش‌هایی از خلیج ۱۰۰-۲۰۰ متر با حداکثر ۴۰۰ متر جابه‌جایی، عمیق‌تر شدند. وقوع زلزله توکیو بلافاصله موجب نابودی نیم میلیون ساختمان و وقوع یک سونامی با ارتفاع ۱۱ متر در اطراف خلیج ساگامی شد. با این وجود، این وقایع عامل نهایی تعداد زیاد کشته‌شدگان نبودند، زیرا بسیاری از این ساختمان‌های فرو ریخته از مواد سبک ساخته شده بودند. این مرگ و میرها ناشی از آتش‌سوزی‌هایی بودند که بلافاصله پس از زلزله در شهرهای توکیو و **یوکاهاما** رخ دادند و آتشی که سه روز شعله‌ور بود بیش از ۵۰ درصد این شهرها را ویران کرد.

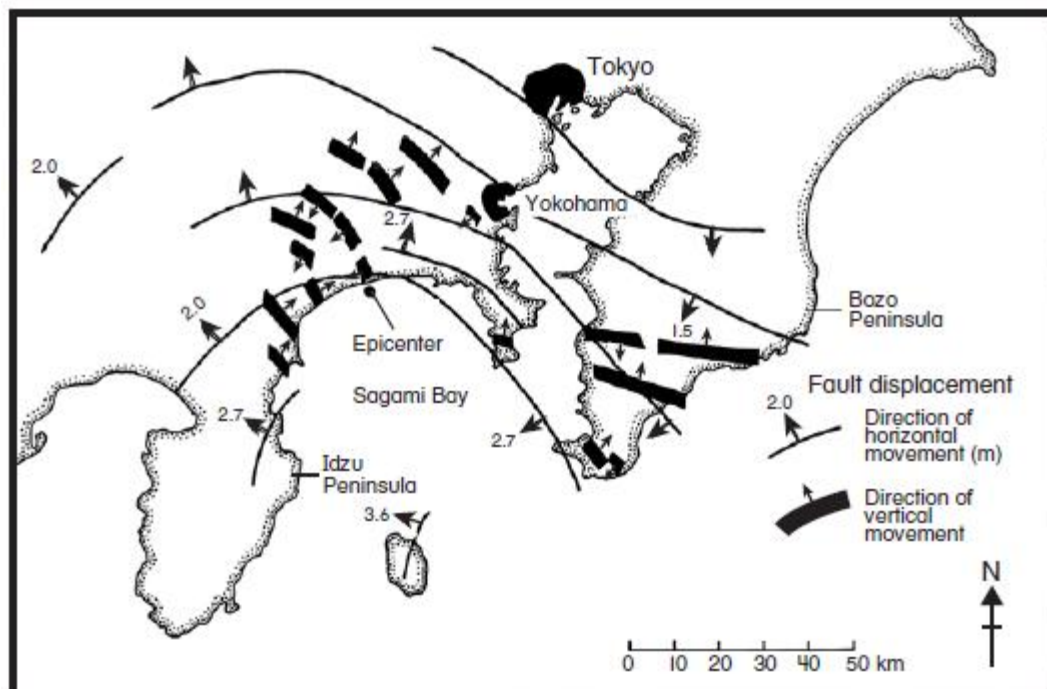
شکل ۱۰-۷- منظره هوایی بخش‌های فروریخته پل روگذر سایپرس بر روی بزرگراه بین ایالتی ۸۸۰ (اچ-جی ویلشیر، سازمان زمین‌شناسی ایالات متحده <<http://wrgis-wr-usgs-gov/dds/dds-29/>>).

این آتش‌سوزی‌ها در زمره یکی از بزرگ‌ترین آتش‌سوزی‌های شهری در تاریخ بودند- همسان با آتش‌سوزی‌های سال ۱۶۶۶ لندن، سال ۱۸۷۱ شیکاگو، سال ۱۸۱۲ مسکو در طول جنگ‌های ناپلئونی، سال ۱۹۰۶ سان‌فرانسیسکو در هنگام زلزله و در **سدان** و **هامبورگ** در طول جنگ جهانی دوم که ویرانی به بار آوردند. در ابتدا شروع آتش‌سوزی جزئی و کوچک بود ولی چون زلزله در زمان صرف نهار یعنی وقتی که از اجاق‌های روشن برای آشپزی استفاده می‌شد رخ داد تعداد زیادی آتش‌سوزی در هر دو شهر رخ دادند. ظرف مدت نیم ساعت، بیش از ۲۰۰ آتش‌سوزی کوچک شهر یوکوهاما را به آتش کشاندند و ۱۳۶ آتش در توکیو شعله‌ور شدند. گرد و خاک ناشی از فرو ریختن ساختمان‌ها در خیابان‌ها و شکستن لوله‌های انتقال آب، مقابله با آتش‌سوزی را با مشکل مواجه ساختند. مأموران آتش‌نشانی نمی‌توانستند آتش را خاموش کنند زیرا نتوانستند یک منبع پایدار آب برای خاموش کردن آن آتش‌ها پیدا کنند. وقتی آتش‌ها شعله‌ور شدند، خیابان‌های شلوغ مانع تخلیه شهر شدند. در شهر یوکوهاما، ۴۰/۰۰۰ نفر به یک ناحیه باز در اطراف یک انبار پوشاک نظامی که متعاقباً طعمه حریق شد، فرار کردند. تمام این افراد بر اثر گرمای طاقت‌فرسا یا خفگی ناشی از قطع اکسیژن، جانشان را از دست دادند.

در همان ابتدا آتش‌سوزی‌ها به سبب وزش بادهای شدید ناشی از سیکلون‌های حاره‌ای گسترش یافتند. در فصل مربوط به طوفان‌های حاره‌ای عنوان گردید که زلزله‌ها احتمالاً یک روز قبل از ورود یک سیکلون حاره‌ای به وجود می‌آیند. تغییر محاسبه

شده در بارگیری پوسته کره زمین به خاطر کاهش فشار و افزایش حجم آب ناشی از خیزاب‌های طوفانی ۱۰ میلیون تن در کیلومتر مربع است. به سبب بروز بادهای شدید ناشی از سیکلون‌ها در دامنه باد پناه کوهستان‌ها، این آتش‌سوزی‌ها تشدید شدند. این گرم بادهای (فون)، خشک‌کننده بودند. تمام توضیحات مربوط به آتش‌سوزی‌ها به بادهای شدیدی اشاره دارند که موجب از کنترل خارج شدن شعله‌های آتش شدند.

از سال ۱۹۲۳ اقتصاد ژاپن به عنوان یک قدرت کلیدی در اقتصاد جهانی رشد کرد. جهان همیشه نگران وقوع زلزله بعدی در توکیو است. با وقوع این زلزله تعداد تلفات بالای ۲۰۰۰۰۰ نفر خواهد بود و حداکثر ۳/۵ میلیون نفر بی‌خانمان خواهند شد. هزینه زلزله ۱۹۲۳ ژاپن برابر با ۳۷/۵ درصد تولید ناخالص ملی (GNP) بود. در سال ۱۹۸۷ خسارت یک حادثه مشابه برابر با ۲۳ درصد تولید ناخالص ملی یا برابر با ۸۵۰-۵۰۰ میلیارد دلار بود. این مقدار بزرگ‌تر از تمامی سرمایه‌گذاری‌های خارجی ژاپن بود. صنعت بیمه جهانی تنها می‌تواند درصد جزئی از این ضررها را تحت پوشش قرار دهد و ژاپن باید سرمایه‌گذاری بین‌المللی برای پرداخت بازسازی‌ها را جبران کند. در ۱۷ ژانویه سال ۱۹۹۵ یک زلزله شدید به بزرگی ۷/۲ در مقیاس ریشتر در منطقه **کوبه-اوساکا**، دومین ناحیه پرجمعیت ژاپن رخ داد. این زلزله که اکنون به عنوان زلزله بزرگ **هان‌شین**^۱ شناخته می‌شود، موجب مرگ ۵۵۰۰ نفر، زخمی شدن ۳۵۰۰۰ نفر دیگر و نابودی یا وارد آمدن خسارت به ۱۸۰/۰۰۰ ساختمان شد. روان‌شدگی خاک موجب نشست کارگاه‌های کشتی‌سازی به پایین‌تر از سطح دریا و جابه‌جایی ستون پل‌ها شد. طراحی نامناسب یا ساخت ستون‌های ضعیف موجب فرو ریختن اتوبان‌ها، خطوط راه‌آهن و ابنیه تجاری شدند. با وجود اینکه آیین‌نامه‌های ساخت و ساز برای جلوگیری از فرو ریختن ساختمان‌ها در طول چنین زلزله‌ای طراحی شده بودند؛ با این حال ۴ درصد از ساختمان‌هایی که بر اساس این آیین‌نامه‌ها ساخته شده بودند به طور قابل توجهی خسارت دیدند و ۲/۵ درصد فرو ریختند. بیش از ۲۵ درصد ساختمان‌های بالای ۸ طبقه به شدت آسیب دیدند.



شکل ۱۰-۸- توزیع گسله‌ها در زلزله‌ی ۱ سپتامبر ۱۹۲۳ توکیو (هولمز، ۱۹۶۵).

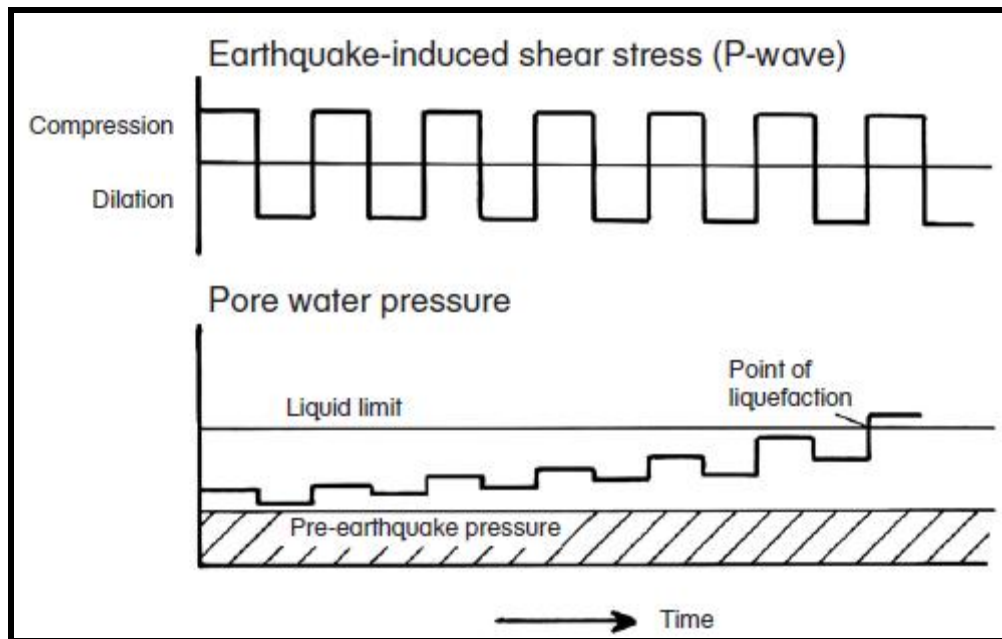
آتش‌سوزی بخش پرجمعیت و قدیمی‌ترین منطقه مسکونی را نابود کرد. کمتر از ۵ درصد خانه‌ها تحت پوشش بیمه بودند. مقدار کلی خسارت وارده برابر با ۱۵۰-۱۰۰ میلیارد دلار آمریکا یا ۱۳ درصد بودجه ملی بود، رقمی حیرت‌آور که بزرگی و اندازه زلزله را به خوبی نشان می‌دهد. در پی این حادثه، شاخص نیکی ۶/۵ درصد افت کرد و بازار سهام نیز همین مقدار کاهش یافت. قیمت سهام در بازارهای بورس به طور جهانی کاهش یافت. اقتصاد ژاپن که از قبل در حال رکود بود رونق خود را هر چه بیشتر از دست داد. مقررات بوروکراتیک دست و پا گیر سخت و زنجیره‌ای از قوانین و مقررات کهنه موجب توقف کامل اقدامات امدادی برای چندین روز شد. واکنش نیروهای غیر سازمانی به این حادثه به کنندی و با تأخیر پیش رفت و با سیاست‌های دولت بی‌نتیجه ماندند. تمام موارد مربوط به زلزله کوبه نشان می‌دهند که در صورت بروز حادثه‌ای بزرگ‌تر در توکیو، در آینده‌ای نه چندان دور، سناریویی از حوادث خیلی بدتر رخ خواهد داد.

روانشدگی خاک یا گل شدن

(هانسن، ۱۹۶۵؛ اسکایدیگیر، ۱۹۷۵؛ هایس، ۱۹۸۱؛ لومنیتز، ۱۹۸۸، بالت، ۱۹۹۳؛ پینتر و همکاران، ۲۰۰۳)

روانشدگی خاک فرایندی است که به موجب آن رُس نسبتاً پایدار فاقد ذرات ماسه و سیلت‌ها، آبگون یا مایع شده و به عنوان ماده‌ای سیال روان می‌شود. این امر منجر به فرو رفتن اشیاء مستقر بر روی آنها به داخل زمین می‌شود. مکانیسم‌های آبگونگی به تفصیل در فصل ۱۳ مورد بررسی قرار خواهند گرفت. در حال حاضر روان‌شدگی خاک از نظر کیفی به عنوان مخاطره‌ای ناشی از زلزله مورد بررسی قرار می‌گیرد. سنگینی خاک به وسیله ذرات به هم چسبیده خاک ایجاد می‌گردد. در زیر سطح ایستابی سفره‌ی آبی، فضای خالی یا خلأ خاک با آب پر می‌شود. مادامی که سنگینی خاک به وسیله ارتباط یا اتصال دانه به دانه ذرات برقرار است خاک به عنوان یک ماده جامد و محکم عمل می‌نماید. با این وجود، اگر فشار آب در خلل و فرج خاک به اندازه یا فراتر از وزن خاک افزایش پیدا کنند، آن وقت دیری نمی‌پاید که ذرات خاک از هم گسسته می‌شوند. در این نقطه از فشار، ذرات خاک در داخل یک گل آب یا دوغاب غلیظ که همچون مایع سیال است، شناور می‌شوند. این همان فرایندی است که به موجب آن یک خاک سفت و محکم به مایع تبدیل می‌شود و روان‌شدگی خاک نام می‌گیرد.

روانشدگی خاک بر اثر امواج برشی یا امواج فشاری ناشی از زلزله تحریک می‌گردد. امواج برشی ساختار دانه‌ای خاک را تغییر می‌دهند و موجب از بین رفتن خلل و فرج خاک می‌شوند. این فروریزش ناگهانی موجب انتقال بار زمین (وزن خود زمین و اشیاء روی آن) از رسوبات با ارتباط دانه به دانه به آب روزه‌ای می‌شود. با عبور هر موج لرزه‌ای امواج فشاری فشار آب روزه‌ای را افزایش می‌دهند. اگر فشار آب روزه‌ای قبل از ورود موج ضربه‌ای بعدی زمان کافی برای بازگشت به سطح نرمال نداشته باشد، مقدار آن به طور فزاینده‌ای با عبور هر موج افزایش می‌یابد (شکل ۱۰-۹). این فرایند را می‌توان تنها با رفتن به مرطوب‌ترین بخش انتهای ساحل در هنگام جزر توضیح داد. روی سطوح کم شیب انسان معمولاً می‌تواند به راحتی بر روی ماسه‌ها بدود، حتی در امتداد این زون از سواحل ماسه‌ای ریز، حرکت وسایل نقلیه نیز امکان‌پذیر است. با این وجود، اگر در این زون با پاهایتان آهسته به ماسه‌ها ضربه بزنید، این ماسه‌ها به طور ناگهانی نرم و خمیری می‌شوند و به سمت بیرون پخش می‌گردند. اگر ضربه زدن سبک و پیوسته باشد، قدرت تحمل ماسه کاهش خواهد یافت و پاهایتان داخل ماسه‌ها فرو می‌روند. تمام زلزله‌های خسارت آور در پایان قرن بیستم - زلزله لوماپرتتا، نورس بریج، کوبه و ایزمیت - همراه با روان‌شدگی خاک بودند.



شکل ۱۰-۹- اثر تجمعی امواج فشاری P بر فشار آب روزنه‌ای که منجر به روان‌گرایی می‌شود (پس از بولت و همکاران، ۱۹۷۵).

فشار آب روزنه‌ای تنها در صورتی که حرکت آب داخل خاک به صورت آزادانه وجود داشته باشد؛ می‌تواند به حالت طبیعی برگردد. ذرات کوچک‌تر مانع حرکت آب می‌شوند، زیرا کشش موئین آب بین ذرات بیشتر است. این کشش در ذرات خیلی ریز سیلت و رس آن قدر بزرگ است که فشار آب روزنه‌ای به نقطه روان‌شدگی خاک نمی‌رسد. ذرات متوسط تا ریز ماسه به صورت توأمان شرایط لازم برای رخداد روان‌شدگی را دارند. آنها به اندازه کافی ریز هستند تا مانع حرکت داخلی سریع آب شوند و در عین حال درشتی آنها نیز چسبندگی موئین را کاهش می‌دهد. از آنجا که این اندازه ذرات ماسه در رسوب گذاری‌های رودخانه‌ای یا دریایی اخیر (در ۱۰/۰۰۰ سال گذشته) متداول هستند؛ روان‌شدگی خاک تقریباً یک ویژگی جهانی زلزله‌ها محسوب می‌شود. هرچه نهشته رسوبی، جوان‌تر و فاقد انسجام باشند و سطح سفره آب بالاتر باشد، بیشتر در معرض روان‌شدگی قرار می‌گیرد.

فشار آب روزنه‌ای می‌تواند عامل فوران آب از شکاف‌های زمین باشد و همچنین منجر به ایجاد چشمه ماسه‌جوش سطحی یا فواره گلی گردد. در پی زلزله‌ای به بزرگی ۷/۶ در مقیاس ریشتر (Ms) در ۲۶ ژانویه سال ۲۰۰۱ در **ران آو کاجه**^۱ هند، بزرگی خروج آب زیرزمینی آنقدر زیاد شد که کانال قدیمی رودخانه را مجدداً فعال کرد و موجب پدید آمدن دریاچه‌های کم‌عمق با وسعت ۶۰۰۰۰ متر مربع گردید. اگر فشار روزنه آب با وزن خاک روی آن برابر گردد، آن وقت خاک در عمق زیرین همچون ماده‌ای سیال شروع به حرکت می‌کند. اشیاء با هر چگالی به راحتی در این ماسه‌های روان فرو می‌روند، زیرا در زیر سطح زمین در واقع هیچ نیروی مقاومی وجود ندارد. از این رو روان‌شدگی خاک موجب سه نوع گسیختگی شامل: پراکنش جانبی یا عرضی، گسیختگی جریان و از دست دادن قدرت تحمل بار می‌گردد. پراکنش جانبی یا عرضی شامل حرکت جانبی (رو به کنار) قطعات بزرگ خاک، در نتیجه‌ی روان‌شدگی خاک در لایه‌های زیرسطحی است که ناشی از لرزش زمین در طول زمین‌لرزه‌ها است. این نوع گسیختگی روی دامنه‌هایی با زاویه ۳-۰/۳ درجه، با حرکات افقی ۳-۵ متری رخ می‌دهد. هر چه مدت لرزش زمین بیشتر باشد، حرکت جانبی یا کناری بیشتر خواهد بود و هرچه لایه‌های سطحی از هم گسیخته شوند، شکاف و پرتگاه‌های بیشتری شکل می‌گیرند. در طول زلزله آلاسکا در سال ۱۹۶۴، رسوبات دشت‌های سیلابی در معرض این فرایند قرار گرفتند و پراکنش جانبی یا کناری تمام پل‌های منطقه‌ی زلزله زده را نابود کرد. گسیختگی جریان شامل حرکت خاک‌های

مخاطرات مخاطرات زلزله‌ها و سونامی‌ها / ۳۰۳

روان به سمت پایین دامنه است که به صورت گل و لای یا دوغاب و همچنین به صورت قطعات سطحی است که بر روی دوغاب عمقی سوار می‌باشند. این جریان‌ها بر روی دامنه‌هایی با شیب بزرگ‌تر از ۳ درجه شکل می‌گیرد. برخی از این جریان‌ها ده‌ها کیلومتر را با سرعتی فراتر از ۱۵ کیلومتر در ساعت طی می‌کنند. عموماً، این جریان‌ها در رسوبات دریایی زیر آب رخ می‌دهند. کاهش قدرت تحمل بار یا نیروی مقاومت صرفاً نشانگر انتقال یا واگذاری بار زمین از دوش اتصال دانه‌ای به آب روزه‌ای است. هر شیء که روی این مواد قرار دارد و به آن تکیه زده در معرض نابودی یا فرو رفتن در خاک قرار می‌گیرد. در حال حاضر شرایط دقیقی که موجب روان‌شدگی خاک در اثر زلزله می‌شود، مشخص نشده‌اند. شواهد و قراین نشان می‌دهند که شتاب و تعداد امواج لرزه‌ای این فرایند را کنترل می‌کند، با این وجود تاریخچه رسوبات را نیز نمی‌توان نادیده گرفت. تنها نقشه‌برداری از مواد زیرسطحی در نواحی مستعد زلزله می‌تواند مناطق تحت خطر این فرایند در طول زلزله را مشخص سازد.

تأثیر زلزله‌ای بر روی روان‌شدگی خاک چشمگیر است. برای مثال، زلزله **نیگاتا** در ژاپن در ۱۶ ژوئن ۱۹۶۴ به بزرگی ۷/۵ در مقیاس ریشتر را بررسی می‌نمایم:

زلزله در ۶۰ کیلومتری شمال شهر رخ داد و در **نیگاتا** حداکثر موجب ۰/۱۶ درصد شتاب زمین شد که مقداری زیادی به حساب نمی‌آید. از زمان جنگ جهانی دوم این شهر به داخل زمین‌های احیاء شده در دشت سیلابی رودخانه **شینانو** گسترش یافته بود. امواج لرزه‌ای زمین لرزه ساختمان‌ها را نابود نکرد. در این زمین لرزه امواج لرزه‌ای تقریباً رسوبات تثبیت نشده دشت سیلابی را آنگون ساختند و به طور ناگهانی نیروی مقاومتشان را کاهش دادند. مجتمع‌های بزرگ آپارتمانی در هر زاویه‌ای بر روی زمین واژگون شدند یا بدون خسارت قابل توجهی در زمین فرو رفتند (شکل ۱۰-۱۰). پس از این واقعه بسیاری از ساختمان‌ها را به صورت عمودی بالا آوردند و با نصب ستون در پایه‌ی پی، آنها را محکم و دوباره مورد استفاده قرار دادند.



شکل ۱۰-۱۰- روان‌گرایی پس از زمین لرزه ۱۶ ژوئن ۱۹۶۴ در نایاگاتا، ژاپن. این آپارتمان‌های کارگری از زلزله آسیب کمی دیده‌اند اما به دلیل روان‌گرایی ناشی از توزیع نایکنواخت عدسی‌های ماسه و سیلت در دشت سیلابی شینانو سرنگون گردیده‌اند. حداقل شتاب افقی ۰/۱۶ درصد در هر گرم است. ساختمان متعاقباً بالا رفته و دوباره فرود آمدند (عکس از سازمان زمین‌شناسی ایالات متحده، کاتالوگ بلایای

(B64F16 - 003).

زلزله سان‌فرانسیسکو در سال ۱۹۰۶ موجب برخی علائم روان‌شدگی خاک در اطراف این شهر شد. شکستن لوله‌های اصلی انتقال آب در نزدیکی بندرگاه که مانع خاموش کردن آتش‌سوزی شد؛ اساساً بر اثر پراکنش جانبی روان‌شدگی خاک ایجاد گردید. از مدت‌ها قبل از این حادثه بیشتر توسعه شهر بر روی گل‌های مصب رود با حجم زیادی از آب رخ داده بود. علاوه بر این، بیشتر سازه‌های نزدیک بندرگاه روی مناطق دفن نخاله‌های ساختمانی بنا شدند که با اشباع شدن با آب به سادگی در معرض روان‌شدگی خاک قرار می‌گیرند. زلزله **سان‌فرناندو** در سال ۱۹۷۱ باعث روان‌شدگی بسیاری از خاک‌ها و موجب رانش زمین بر روی دامنه‌های ناپایدار شد. در طی زلزله سان‌فرانسیسکو در اکتبر ۱۹۸۹ بر اثر روان‌شدگی خاک مشکلات مشابهی

ایجاد گردید. هر زمان که زلزله بزرگی در این شهر رخ بدهد، روان‌شدگی خاک دلیل اصلی خسارت به اموال محسوب خواهد شد. برای ایجاد روان‌شدگی خاک نیاز به امواج لرزه‌ای شدید نیست. همان گونه که در شکل ۱۰-۱۰ با مثال نشان دادیم، در آنجا فقط ظرفیت مقاومت خاک برای نگهداری وزن ساختمان‌های رویی کاهش می‌یابد و در واقع ساختمان‌ها بدون خسارت باقی می‌مانند. با این وجود ممکن است شدت امواج فشاری لرزه‌ای که موجب شروع روان‌شدگی خاک می‌شوند به طور قابل توجهی کمتر از مقدار تجربه شده در **نیگاتا** باشد. برای مثال، زلزله **مکارنیگ**^۱ در غرب استرالیا در سال ۱۹۶۸ موجب روان شدن ماسه‌های واقع در زیر بخش‌های زیادی از اتوبانی در **پرت**^۲ واقع در ۱۰۰ کیلومتری مرکز زلزله شد. در پرت، شدت زلزله در مقیاس مرکالی فقط ۳ بود ولی نه تنها حاشیه جاده‌ها ظرف چند ساعت پس از این زلزله ۴ سانتی‌متر فرو رفتند، بلکه این مشکل همچنین برای هفته‌ها بعد از حادثه باقی ماند و سرانجام منجر به خسارت گسترده‌ای به حاشیه‌ی جاده‌ها شد.

فرایند روان‌شدگی خاک معمولاً شامل حرکت آب در ماسه‌های بدون رس و رسوبات سیلنتی می‌شود. در رسوبات گس در چین، این هوا است که به عنوان واسطه بین ذرات عمل می‌کند. زلزله **کانسو**^۳ در ۱۶ دسامبر سال ۱۹۲۰ موجب کاهش مقاومت برشی بین ذرات خاک در تپه‌های گسی شد. نفوذپذیری کم مواد، مانع خارج شدن هوا از گس‌ها شده و این هوا متعاقباً گس‌ها را روان می‌سازد، این امر موجب زمین لغزش‌های بزرگی شد که به صورت گسیختگی‌های جریان‌ی در شهرها و روستاهای بی‌شماری رخ داد و موجب مرگ ۲۰۰/۰۰۰ نفر شد. زلزله سال ۱۵۵۶ در ایالت **شنسی** باعث گسیختگی گسی مشابهی و افزایش شمار کشته‌شدگان به فراتر از ۸۰۰/۰۰۰ نفر شد.

گل اشباع شده از آب نیز می‌تواند باعث تقویت مؤلفه‌های بلند مدت امواج لرزه‌ای شود. وقوع زلزله‌هایی در **نیوکاسل**، استرالیا در سال ۱۹۸۹ و زلزله مکزیک در سال ۱۹۸۵ علائم و نشانه‌های واضحی از این فرایند مؤثر را به اثبات رساند. در نیوکاسل، امواج لرزه‌ای حاصل یک زمین لرزه ضعیف که بزرگی آن فقط ۵/۵ درجه در مقیاس ریشتر بود در رس‌های رودخانه‌ای زیر شهر تقویت شد و شدت یافت. در نتیجه، آنچه که در واقع تنها یک لرزش کوچک محسوب می‌شد؛ موجب وارد کردن خسارت به بیش از ۱۰۰۰۰ ساختمان و برجای گذاشتن ۱۰۰۰ میلیون دلار خسارت گردید. در زلزله مکزیک میزان این خسارت‌ها حتی بیشتر بودند. **آزتک‌ها** در سال ۱۳۲۵ میلادی شهر مکزیکوسیتی را بر روی لایه‌ی ضخیمی از رسوبات خاکستر هوازده در بستر قبلی دریاچه **تکسکوکو**^۴ که بعدها توسط اسپانیایی‌ها زهکشی شد بنا نهادند. زمانی که این رسوبات هوازده می‌شوند خاک رس **مونت مورینولایت** را ایجاد می‌کنند که توانایی بالایی برای جذب آب در داخل ساختارهای داخلی‌اش دارد و از این رو حجم آبشان تا ۴۰۰-۳۵۰ درصد افزایش می‌یابد. از دیدگاه ژئوفیزیکی این خاک‌های رسی اگرچه ظاهری سفت و محکم دارند ولی می‌توانند به طور مؤثری شبیه آب عمل نمایند. امروزه جمعیت شهر مکزیکوسیتی فراتر از ۱۲ میلیون نفر رسیده است. دو زلزله در چهارصد کیلومتری جنوب‌غربی این شهر، نزدیک ساحل **ریوبالزاس** در ۲۰-۱۹ سپتامبر سال ۱۹۸۵ رخ دادند. بزرگی اولین زلزله ۸/۱ در مقیاس ریشتر بود در حالی که دومین زلزله که بعد از ۳۶ ساعت از تکان اول رخ داد ۷/۵ ریشتر بود. سه ایالت ساحلی **چالیسکو**، **میشیگان** و **گوررو**^۵ که در نزدیک مرکز زلزله قرار داشتند به طور گسترده‌ای خسارت دیدند و در حدود ۱۰/۰۰۰ نفر تلفات داشتند. با فاصله گرفتن از مرکز زلزله خسارات به سرعت کاهش می‌یافتند. در شهر مکزیک نقطه اوج شتاب مطابق با یک دوره بازگشت ۱:۵۰ ساله بود. با این وجود وقتی امواج تکانه‌ای از بستر دریاچه زیر شهر مکزیکوسیتی عبور می‌کردند، تشدید شدند و قدرت آنها تا ۶ برابر افزایش یافت به نحوی که رسوبات

1- Meckering
 2- Perth
 3- kansu
 4- Texcoco
 5- Jalisco, Michoacan, and Guerrero

زیرین همانند یک کاسه زله تکان می‌خورند. امواج کششی سطحی، شبیه به امواج روی سطح یک اقیانوس حوضه را در حدود ۳ دقیقه به صورت متقاطع طی می‌کنند. این امواج طولی موجی برابر با ۵۰ متر، درست برابر با ابعاد پایه بسیاری از ساختمان‌ها داشتند و موجب نابودی ۱۰ درصدی ساختمان‌های واقع در مرکز شهر در یک منطقه با وسعت ۳۰ کیلومتر مربع شدند. از تمامی ۴۰۰ ساختمان چند طبقه‌ای که نابود شد، تقریباً ۲ درصد آنها بین ۶ و ۱۸ طبقه ارتفاع داشتند... بسیاری از آنها در طول زمان مقاوم‌سازی شده بودند و دوره حیاتی تشدید را به ۲ ثانیه، یعنی مدت زمان لازم برای رسیدن امواج لرزه‌ای به نقطه اوج شتاب سطحی، توسعه داده بودند. ساختمان‌ها شبیه یک دسته ورق تا خوردند. تقریباً ۲۰/۰۰۰ نفر در شهر مکزیکوسیتی کشته شدند و میزان خسارت وارده تقریباً ۱/۴ میلیارد دلار آمریکا بود. زلزله مکزیک ضعف آگاهی ما نسبت به طبیعت و ماهیت حرکت زمین در حوضه‌های رسوبی را نشان می‌دهد، حوضه‌هایی که حاوی حجم زیادی از آب یا به طور متناوب دارای لایه‌های رسوبی خشک و مرطوب هستند.

تسونامی

تعریف

(ویگیل، ۱۹۶۴؛ شپارد، ۱۹۷۷؛ مایلیس، ۱۹۸۵؛ بریانت، ۲۰۰۱)^۱

تسونامی (هر دو شکل مفرد و جمع این کلمه یکسان هستند) موج آبی است که به وسیله‌ی امواج تکانه‌ای مرتبط با فعالیت زلزله، آتشفشان‌های انفجاری یا رانش‌های زیر دریا به وجود می‌آید. این امواج تکانه‌ای می‌توانند از داخل اقیانوس‌ها، دریاچه‌ها یا مخازن آب عبور کنند. تسونامی یا سونامی واژه‌ای ژاپنی به معنای موج بندر است (بندر: Tsu؛ موج: nami). زیرا چنین امواجی غالباً پس از وقوع زلزله در نزدیکی ساحل به عنوان پدیده‌ای بازتابی در بندرگاه‌ها ظاهر می‌شوند. به دلیل این که در برخی سونامی‌ها قبل از هجوم سریع موج در یک زمان ۱۲۰-۳۰ دقیقه‌ای آب دریا به سمت پایین کشیده می‌شود نام امواج کشندی یا جزر و مدی نیز برای توصیف این پدیده استفاده شده است. با این وجود، سونامی‌ها هیچ ربطی به جزر و مد ندارند و این کاربرد اکنون رد شده است. سونامی‌ها دارای طول موج، دوره و ارتفاع یا عمق هستند و می‌توانند در معرض کم عمق شدن، شکست و پراکنش قرار بگیرد.

بیشتر سونامی‌ها از ناهنجاری‌های لرزه‌ای زیر دریا سرچشمه می‌گیرند. در طی وقوع زلزله در بستر دریا جابه‌جایی پوسته زمین که می‌تواند به چندین متر هم برسد ممکن است ده‌ها هزار کیلومتر مربع را طی کند و انرژی بالقوه‌ی عظیمی را به سطح آب روی خود انتقال دهد. سونامی‌ها حوادث نادری هستند، زیرا تمام زلزله‌ها در بستر دریا باعث ایجاد سونامی نمی‌شوند. بین سال‌های ۱۸۶۱ و ۱۹۴۸ با وجود وقوع ۱۵۰۰۰ زلزله تنها ۲۴ سونامی به ثبت رسیده است. در امتداد ساحل غربی آمریکای جنوبی، وقوع ۱۰۹۸ زلزله در نزدیکی ساحل موجب ایجاد تنها ۱۹ سونامی شده است. تعداد اندک سونامی‌ها می‌توانند این حقیقت را نشان دهد که بیشتر سونامی‌ها دامنه کوچکی داشته و نادیده گرفته می‌شوند و یا این حقیقت را بازگو نماید که زلزله‌هایی می‌توانند موجب سونامی شوند که دارای عمق کانونی کم (سطحی) باشند و بزرگی آنها فراتر از ۶/۵ در مقیاس ریشتر باشد.

وقوع زلزله در بستر دریا امکان دارد زمین لغزش‌هایی را در امتداد شیب تند دامنه‌ی قاره‌ای که در کنار اکثر خطوط ساحلی قرار دارد ایجاد نماید. علاوه بر این، دامنه‌های پرشیب قاره‌ای در اطراف درازگودال‌های اقیانوسی، آتشفشان‌های اقیانوس، کوه‌های دریایی، جزایر مرجانی و گویوت‌ها در بستر دریا نیز وجود دارند. چون تشخیص چنین حوادثی مشکل است، رانش‌های زیر دریا به عنوان دلایل فرعی سونامی‌ها در نظر گرفته می‌شوند. با این وجود، زلزله‌های کوچک باعث پدید آمدن

سونامی و یک مکانیسم مثل رانش زمین برای ایجاد تسونامی می‌شوند. یک رانش بزرگ زیر دریایی یا حتی ادغام شدن بسیاری از رانش‌های کوچک، توانایی جابه‌جایی حجم زیادی از آب را دارا می‌باشند. به لحاظ زمین‌شناختی، رانش زیردریایی در برگیرنده حداکثر ۲۰ هزار کیلومتر مکعب از مواد می‌باشد. سونامی ناشی از این حوادث نسبت به امواج ناشی از زلزله‌ها خیلی بزرگ‌تر هستند. در طی ۳۰ سال گذشته شرایط ساحلی که منجر به این ابر سونامی‌ها شده باشد، کشف نشده است.

سونامی‌ها همچنین می‌توانند منشأ آتشفشانی داشته باشند. از ۹۲ مورد سونامی ثبت شده ناشی از آتشفشان‌ها، ۱۶/۵ درصد آنها متأثر از زمین‌لرزه‌های تکتونیکی مرتبط با فوران، ۲۰ درصد ناشی از جریان‌های آذر آواری یا امواج ورودی به اقیانوس و ۱۴ درصد از فوران‌های زیردریایی ناشی می‌شوند. تنها ۷ درصد سونامی‌ها ناشی از فروپاشی آتشفشان و در پی شکل‌گیری **کالدر** می‌باشند. زمین لغزش‌ها یا بهمن سنگ‌های سرد عامل ۵ درصد؛ بهمن مواد داغ ۴/۵ درصد؛ **لاهار** ۳ درصد؛ امواج تکانه‌ای جوی ۳ درصد و بهمن روانه‌های مذاب (لاوا) عامل یک درصد از این سونامی‌ها می‌باشند. حدوداً ۲۵ درصد از این سونامی‌ها منشأ قابل تشخیص ندارند، ولی احتمالاً به سبب فوران‌های آتشفشانی در زیر دریا پدید می‌آیند. فوران آتشفشان **کراکاتوا** در سال ۱۸۸۳ و **سانتورین** در سال ۱۴۷۰ قبل از میلاد عامل بزرگ‌ترین و قابل توجه‌ترین سونامی‌های ناشی از آتشفشان بودند.

تا کنون هیچ وقوع تاریخی از سونامی‌ها که ناشی از برخورد شهاب سنگ به اقیانوس‌ها باشد، وجود ندارد. با این وجود، این بدین معنی نیست که آنها خطری جزئی دارند یا بی خطر هستند. شهاب سنگ‌های کوچک با قطر ۳۰۰ متر باعث پدید آمدن سونامی‌هایی با ارتفاع بیش از ۲ متر می‌شوند و خط ساحلی را در محدوده‌ی به شعاع ۱۰۰۰ km از محل برخورد نابود می‌سازند. احتمال وقوع چنین حادثه‌ای در ۵۰ سال بعدی تقریباً زیر یک درصد است. یکی از بزرگ‌ترین سونامی‌های ناشی از برخورد شهاب سنگ در **چیکسولاب**^۱، مکزیک در ۶۵ میلیون سال قبل در کرتاسه به ترشیاری رخ داده است. هر چند برخورد شهاب سنگ عامل انقراض دایناسورها بوده است، ولی منتج به سونامی نیز شد که صدها کیلومتر دورتر از ساحل اولیه خلیج مکزیک را نابود ساخت. شواهد مرتبط با وقایع ناشی از برخورد شهاب سنگ‌ها در حال تکوین هستند. اخترشناسان مدارکی گردآوری کردند که نشان می‌دهد یک ستاره دنباله‌دار بزرگ به سمت داخل منظومه شمسی در حال پیشروی بوده ولی در ۱۴ هزار سال گذشته متلاشی شده است. کره زمین به طور مکرر از میان قطعات شکسته شده و تکه پاره‌های این ستاره دنباله‌دار می‌گذرد. با این حال، در طول تاریخ برخوردهایی نیز صورت گرفته است. تمدن‌های اولیه خاورمیانه، احتمالاً به سبب چنین برخوردهای در حدود سال ۲۳۵۰ قبل از میلاد نابود شده‌اند. آخرین برخورد اخیر در سال ۱۵۰۰ میلادی رخ داد؛ با این وجود، این برخورد در نیمکره جنوبی، جایی که شواهد تاریخی کمی از آن زمان وجود دارد، اتفاق افتاد. مدارک به دست آمده در دهه گذشته نشان می‌دهد، خط ساحلی استرالیا حاصل وقوع مگا سونامی‌های ناشی از آخرین حادثه برخورد است.

پراکندگی جغرافیایی سونامی‌ها در جدول ۱۰-۲ ارائه شده است در حالی که مکان سونامی‌های اقیانوس آرام از سال ۴۷ قبل از میلاد روی نقشه ترسیم شده است (شکل ۱۰-۱۱). بدترین مناطق وقوع سونامی در امتداد باریکه‌ی از جزایر اندونزی تا سراسر ژاپن و ساحل روسیه قرار دارند. بیشتر سونامی‌ها در این منطقه به صورت محلی پدید می‌آیند. از ۱۰۴ سونامی خسارت آور در قرن گذشته، تنها ۹ سونامی موجب خسارتی در خارج از خاستگاه اصلیشان شدند. در اقیانوس آرام، این سونامی‌ها بین ژاپن و شبه جزیره **کامچاتکا**، در امتداد جزایر **آلوشین** و ساحل جنوبی آلاسکا و در امتداد ساحل آمریکای جنوبی پدید می‌آیند. برای مثال، زلزله شیلی در سال ۱۹۰۶ بیشتر نواحی ساحلی اقیانوس آرام را مورد تأثیر قرار داد. در اینجا، زلزله‌های بزرگ‌تر از ۸/۲ ریشتر تمام اقیانوس آرام را مورد تأثیر قرار می‌دهند و دارای احتمال وقوع یک بار در ۲۵ سال هستند. تعداد زیاد سونامی‌ها در اقیانوسیه بعلاوه آنهایی که در هاوایی رخ می‌دهند تقریباً ۸۵ درصد تمامی سونامی‌هایی هستند که اقیانوس آرام را تحت تأثیر قرار می‌دهند. در حقیقت ژاپن و هاوایی دو مکان از مناطق خیلی مستعد سونامی در جهان هستند. هر کدام

مخاطرات مخاطرات زلزله‌ها و سونامی‌ها / ۳۰۷

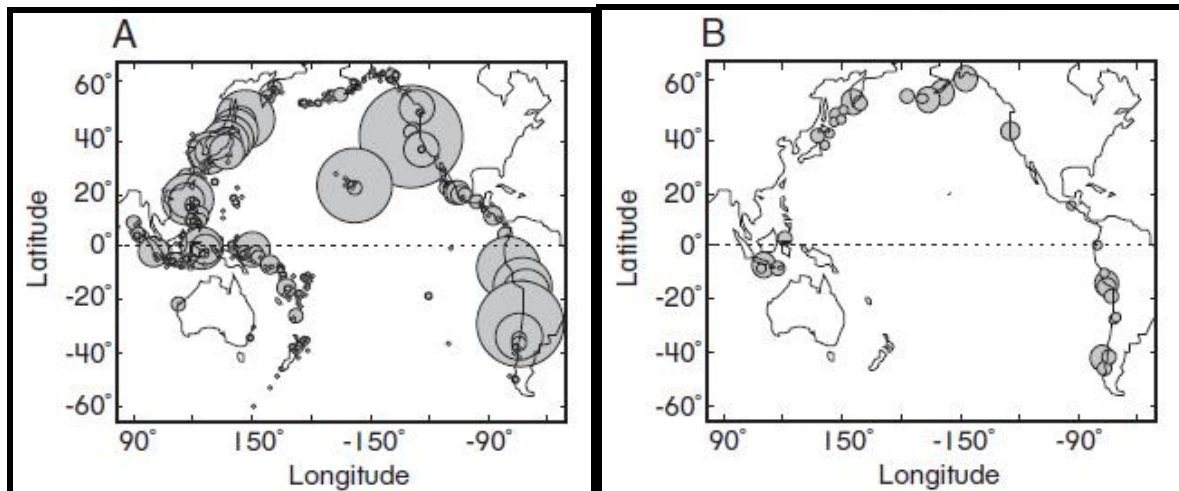
۱۹ درصد از تمام سونامی‌های ثبت شده را در بر می‌گیرند. به این دلیل هواایی تقریباً تمامی رخداد‌های سونامی در اقیانوس آرام را رصد می‌کند.

جدول ۱۰-۲- درصد سونامی‌ها در اقیانوس‌ها و دریا‌های کره زمین.

مکان	درصد
ساحل شرقی اطلس	۱/۶
مدیترانه	۱۰/۱
خلیج بنگال	۰/۸
جزایر هند غربی	۲۰/۳
اقیانوس آرام	۲۵/۴
ژاپن-روسیه	۱۸/۶
ساحل شرقی آرام	۸/۹
کارائیب	۱۳/۸
ساحل غربی اطلس	۰/۴

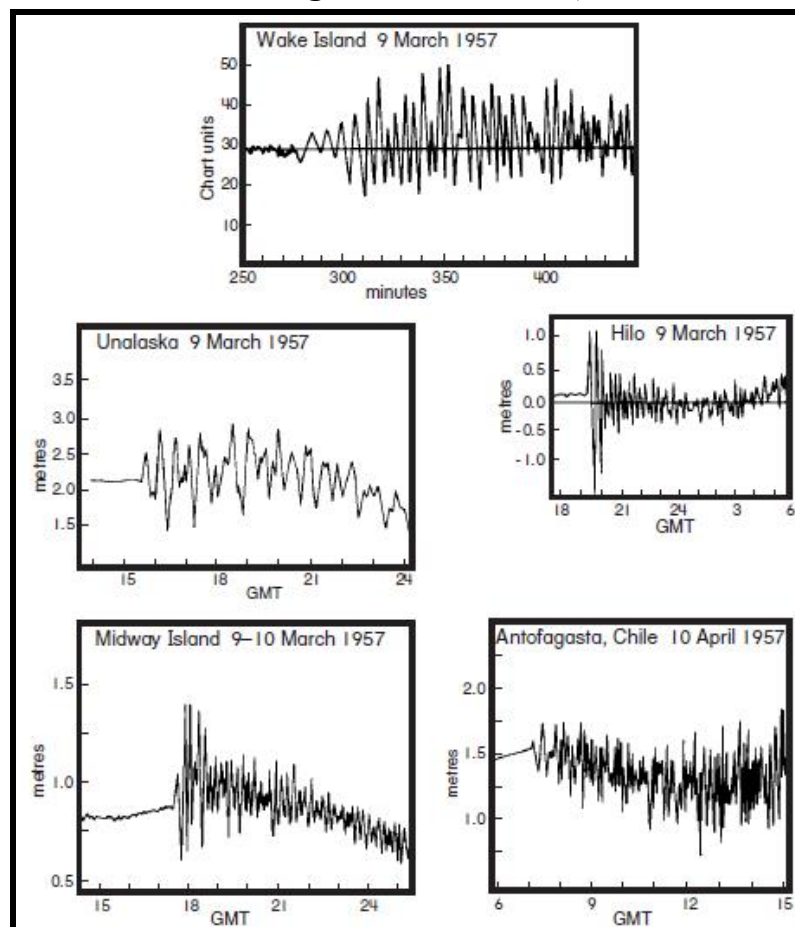
پرو و شیلی بیشتر از هر جای دیگری به وسیله‌ی زلزله‌های محلی مورد تأثیر قرار می‌گیرند. این خط ساحلی همچنین تنهاترین خاستگاه ناحیه‌ای است که بر منطقه جنوب شرقی اقیانوس آرام تأثیر می‌گذارد. ژاپن عمدتاً به وسیله‌ی سونامی‌های محلی مورد تأثیر قرار می‌گیرد و به همین دلیل بیشتر توجه در آنجا معطوف به پیش‌بینی وقوع زلزله‌های محلی است. از سال ۶۴۸ میلادی در منطقه ژاپن، ۷۳ سونامی رخ داده است که باعث مرگ ۲۰۰/۰۰۰ نفر شده‌اند. اندونزی و فیلیپین نیز به وسیله‌ی سونامی‌های محلی مورد تأثیر قرار می‌گیرد. سونامی‌های ثبت شده در فیلیپین فقط در دو حادثه مجزا در سال‌های ۱۸۶۳ و ۱۹۷۶ موجب مرگ ۵۰/۰۰۰ نفر شده‌اند. اندونزی نیز با چنین تعداد تلفاتی روبرو بوده است؛ با این حال، نصف این تعداد تلفات ناشی از سونامی‌های مرتبط با آتشفشان خیزی محلی بوده است. خط ساحلی **آتلانتیک** در واقع عاری از وقوع سونامی‌ها است. با این وجود، زلزله **لیسبون** در سال ۱۷۵۵ موجب یک موج ۳-۴ متری شد که در تمام اطراف آتلانتیک احساس شد. دامنه قاره‌ای واقع در **نیوفونلند**، کانادا به لحاظ زلزله‌خیزی فعال می‌باشد و موجب وقوع سونامی‌هایی شده است که این خط ساحلی را مورد تأثیر قرار داده‌اند. یکی از سونامی‌های ثبت شده از این مکان با ارتفاع ۰/۴ متر در ۱۸ نوامبر سال ۱۹۲۹ به بوستون رسید. یکی از طولانی‌ترین ثبت‌های رخداد سونامی در شرق مدیترانه صورت گرفته است. بین سال‌های ۴۷۹ قبل از میلاد و سال ۱۹۸۱ میلادی، ۷ درصد از ۲۴۹ زلزله ثبت شده موجب سونامی‌های خسارت آور و مصیبت‌باری شدند. در اینجا لازم به ذکر است که تقریباً ۳۰ درصد تمام زلزله‌ها موجب یک موج لرزه‌ای مشهود و قابل توجه می‌شوند.

سونامی‌های ایجاد شده در کنار ساحل به اندازه‌ی آنهایی که در آب‌های عمیق‌تر پدید می‌آیند بزرگ نیستند. سونامی‌ها در اقیانوس‌های آزاد دارای دوره موج دقیقه‌ای هستند تا ثانیه‌ای و ارتفاع آنها تا ۰/۵ متر هم می‌رسد. امواج در این دوره با سرعتی برابر با ۶۰۰-۹۰۰ کیلومتر در ساعت (۲۵۰-۱۶۶ متر در ثانیه) در بخش‌های عمیق اقیانوس و ۳۰۰-۱۰۰ کیلومتر در ساعت (۸۳-۲۸ متر در ثانیه) در سراسر دامنه قاره‌ای حرکت می‌کنند. در برخی موارد در اقیانوس آرام، دوره‌های موج اولیه به ۶۰ دقیقه می‌رسد. این طول دوره موج در آب‌های آزاد، اغلب به کمتر از ۲/۵ دقیقه در آب‌های کم‌عمق کاهش می‌یابد. سونامی‌های تشدید شده در بندرگاه‌ها معمولاً دارای دوره ۲۷-۸ دقیقه هستند. اگر دوره موج تا حدودی با بسامد طبیعی امواج در بندرگاه‌ها یا خلیج‌ها هماهنگ باشد، دامنه امواج سونامی در طی زمان تا حدود زیادی افزایش می‌یابد. این تشدید ممکن است دلیل تغییر دوره امواج به دوره‌ای طولانی‌تر (بسامد پایین‌تر) باشد. شکل ۱۰-۱۲ داده‌های ثبت شده

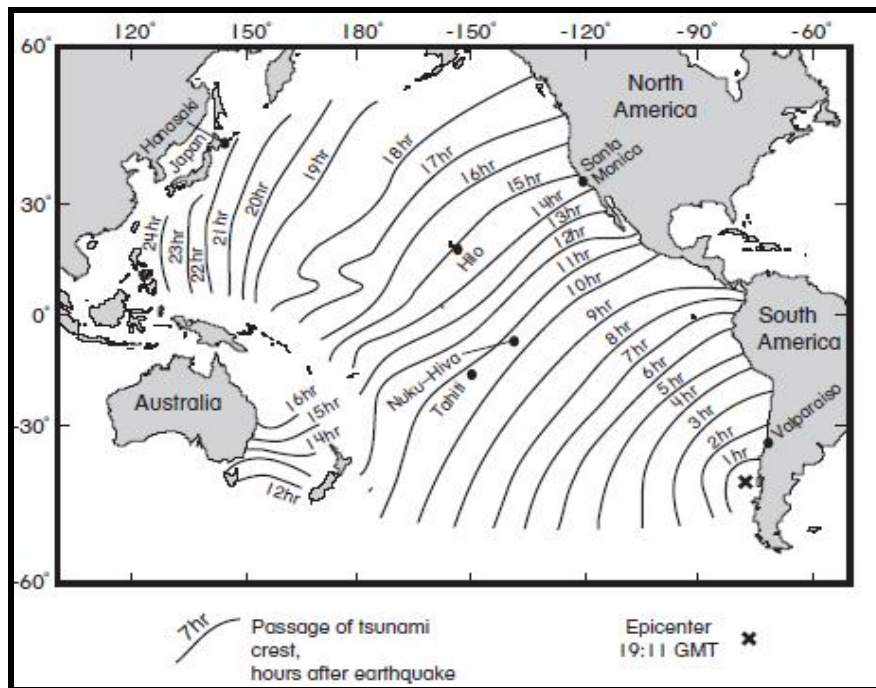


شکل ۱۰-۱۱- A) توزیع فضایی سونامی‌ها از ۴۷ سال قبل از میلاد؛ B) مناطق منشاء برای حوادث اقیانوس آرام (اقتباس از داده‌های مرکز ملی ژئوفیزیک و مرکز جهانی داده‌های ژئوفیزیک زمین جامد، ۱۹۸۴).

توسط جزر و مد سنج‌های سونامی‌ها در مکان‌های مختلفی اقیانوس آرام را به تصویر کشیده است. این مفهوم که یک سونامی تنها شامل یک الی دو موج می‌شود، به وسیله‌ی اطلاعات ثبت شده تأیید نمی‌شود. برخی از امواج دارای دوره موجی بین ۸ و ۳۰ دقیقه هستند و بیش از ۶ ساعت دوام می‌آورند. ویژگی‌های امواج تا حدود زیادی متغیر هستند. در برخی موارد،



شکل ۱۰-۱۲- نمودار یا کشتند نگارهای زنجیره امواج سونامی در جزر و مد سنج‌های مختلف منطقه اقیانوس آرام (پس از سالسمن، ۱۹۵۹؛ ون دورن، ۱۹۵۹؛ ویگل، ۱۹۶۴).



شکل ۱۰-۱۳- الگوی پراکنش امواج سونامی در زمین لرزه ۲۲ مه ۱۹۶۰ شیلی در اقیانوس آرام (بر اساس ویگل، ۱۹۶۴ و پیکرینگ و همکاران، ۱۹۹۱).

امواج از یک نقطه اوج آغازی شروع می‌شوند سپس طی ۴ تا ۶ ساعت به طور تصاعدی اندازه‌شان کاهش می‌یابد. در دیگر موارد، زنجیره موج سونامی شامل یک نقطه اوج است که در امواج بعد هم تکرار می‌گردد. طول موج یک سونامی متوسط ۸ دقیقه‌ای تقریباً ۳۶۰ کیلومتر است (عطف به رابطه ۸-۳). همان گونه که در فصل ۸ توضیح دادیم با چنین طول موجی، این امکان برای سونامی وجود دارد که کف اقیانوس را با هر عمقی لمس کند و در معرض اثرات شکست قرار بگیرند. نمودارهای شکست سونامی، باعث پیش‌بینی دقیقی از زمان ورود امواج در سراسر اقیانوس آرام می‌شوند، ولیکن حداکثر ارتفاع موج در نزدیکی ساحل را پیش‌بینی نمی‌کنند. همان گونه که نشان داده شد، پراکنش سونامی‌ها در نزدیکی سواحل و اطراف جزایر تئوری قدیمی پراش را دنبال می‌کنند (شکل ۸C-۳). شکل ۱۰-۱۳ حرکت موج سونامی شیلی در ۲۳ می سال ۱۹۶۰ را توصیف می‌کند که موجب برجای گذاشتن خسارت‌های فراوانی در سراسر اقیانوس آرام شد. این امر همچنین به طور واضحی نشان داد که امواج به طور سیستماتیک از مرکز زلزله به بیرون پراکنده می‌شوند و تا زمانی که به جزایر یا کوه‌های دریایی نرسند از توپوگرافی بستر متأثر نمی‌شوند. رشته جزایر واقع در غرب اقیانوس آرام به طور بارزی موجب شکسته شدن جبهه موج می‌شوند؛ هر چند بیشتر ژاپن امواج را به طور سالم و دست نخورده دریافت می‌کند.



این پدیده بسیار حائز اهمیت است زیرا که کشتی‌هایی که چندین کیلومتر دورتر از خط ساحل لنگر می‌اندازند، به سختی ورود یک موج سونامی را متوجه می‌شوند. با این حال، هنگامی که موج به ساحل نزدیک می‌شود، موج خیلی سریع با کم‌عمقی مواجه می‌شود و به حداکثر ارتفاعش می‌رسد. این ارتفاع حداکثری موج بر اندازه یا گستردگی خسارت تأثیر می‌گذارد، چون اکثر خطوط ساحلی در مقایسه با طول موج سونامی‌ها نسبتاً شیب‌دار هستند، امواج پراکنده نخواهند شد یا موج کوتاه به وجود نخواهند آورد، بلکه روی کمر بند ساحلی موج بزرگی ایجاد خواهند کرد (شکل ۱۰-۱۴). برای مثال، زلزله کناره دریایی گیزبرن^۱ واقع در نیوزلند، در ۲۶ مارس سال ۱۹۷۴ موجب پدید آمدن یک سونامی با ۱۰ متر ارتفاع در امتداد یک باریکه ساحلی ۱۳ کیلومتری شد، ولی فوران آتشفشان **کراکاتوا** در سال ۱۸۸۳ موجب پدید آمدن موجی شد که ارتفاع آن در امتداد محیط پیرامونی خط ساحلی حداکثر به ۴۰ متر می‌رسید. بزرگ‌ترین موج سونامی ثبت شده مربوط به یک موج ۶۴ متری است که سراسر دماغه‌ی جنوبی شبه جزیره **کامچاتکا** را درنوردیده است. این سونامی بر اثر وقوع زلزله سال ۱۷۳۷ در این شبه جزیره رخ داد. بزرگ‌ترین ارتفاع ثبت شده موج، ناشی از زلزله‌ای بوده است که منجر به ریزش سنگ به داخل خلیج **لیتویا** در آلاسکا، در ۹ جولای سال ۱۹۵۸ شده است.

شکل ۱۰-۱۴- عکس‌های متوالی از سونامی بزرگ ۹ مارس ۱۹۵۷ در ساحل لای‌پوینت اوهایو در هاوایی. سونامی توسط زلزله‌ای با بزرگی ۸/۳ که در جزایر آلوسین در فاصله ۳۶۰۰ کیلومتری رخ داد، ایجاد گردید. در این سونامی پنجاه و چهار نفر کشته شدند (عکس‌ها از هنری هلبوش منبع: سازمان زمین‌شناسی ایالات متحده، کانالوگ بلایا # 002 - B57C09).

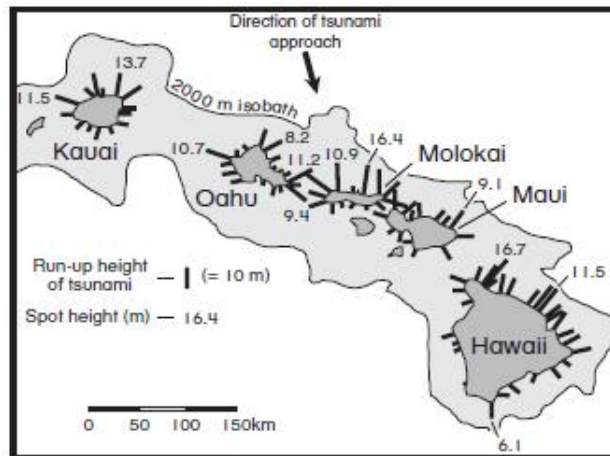
دیواره آب به وجود آمده موجی با ارتفاع ۵۲۴ متر در سمت مقابل خلیج ایجاد نمود که در امتداد خط ساحلی پیشروی کرد. شکل ۱۰-۱۵ توانایی پیشروی سیلاب‌ها به داخل خشکی در اثر چنین سونامی‌هایی را نشان می‌دهد. یک فروند کشتی جنگی آمریکایی به نام *واتری* و یک کشتی متعلق به پرو به نام *آمریکا* در طی سونامی *آریکا*^۱ در ۱۳ آگوست سال ۱۸۶۸ در شیلی دور از ساحل لنگر انداخته بودند. به سبب دو موج سونامی متوالی، این دو کشتی در امتداد ساحل ۵ کیلومتر به جلو کشیده شده و سه کیلومتر بر روی تل ماسه‌ها به سمت خشکی حمل شدند. کشتی‌ها در ۶۰ متری یک پرتگاه عمودی در پایین دامنه ساحلی متوقف شده بودند در زمانی که ارتفاع این سونامی ۱۴ متر بالای سطح دریا رسید. متأسفانه ۲۵۰۰۰ نفر بر اثر این حادثه در امتداد ساحل شیلی و پرو جانشان را از دست دادند.



شکل ۱۰-۱۵- کشتی جنگی واتری آمریکا در جلوی صحنه و ناو جنگی پرو با نام «آمریکا» در پس زمینه. هر دو کشتی در طی رویداد آریکا در پرو (در حال حاضر شیلی) در ۱۳ آگوست ۱۸۶۸ توسط سونامی با ارتفاع ۲۱ متر در حدود ۳ کیلومتر به داخل خشکی حمل شده‌اند. با عقب‌نشینی دریا از ساحل قبل از رسیدن موج بعدی هر دو کشتی به گل نشستند. کشتی واتری واژگون شد و کف آن بالا آمد و سپس امواج سونامی به آن آسیب رساندند. ناو آمریکا به صورت کشتی وارونه‌ای بارها و بارها توسط سونامی غلتانده شد (عکس از کاتالوگ بلایای سازمان زمین‌شناسی ایالات متحده آمریکا # A68H08 - 002).

ارتفاع حداکثری موج‌ها همچنین به پیکربندی یا شکل ساحل، شکست، ویژگی‌های موج و فرایند تشدید بستگی دارد. در محدوده‌ی تعدادی از خلیج‌ها برای رسیدن به ارتفاع حداکثری سونامی به چندین موج نیاز است. اگر اولین موج از رشته امواج سونامی، موجی مرتفع باشد، سونامی فروکش می‌کند. شکل ۱۰-۱۶ ارتفاع حداکثری موج سونامی‌ها در اطراف جزیره هاوایی ناشی از زلزله *آلوشین* در سال ۱۹۴۶ را روی نقشه نشان داده است. خط ساحل شمالی با پیشروی سونامی‌هایی که به ارتفاع حداکثری موج می‌رسیدند، روبرو است. به هر حال، در اینجا امواج همچنین بر حواشی جزایر نیز تأثیر منفی می‌گذارند و به شدت به بخش‌های ظاهراً محافظت شده سواحل به خصوص در جزایر *کاوایی* و هاوایی اصابت می‌کنند. همچنین دماغه‌ها به خاطر تأثیرات شکست امواج مرتفع که اغلب فراتر از ۵ متر هستند بسیار آسیب می‌بینند.

خطوط ساحلی، در جایی که عمق کناره‌های دریا با شیب تندی کاهش می‌یابد، به سختی آسیب می‌بینند، زیرا امواج سونامی با کمترین اتلاف انرژی به ساحل نزدیک می‌شوند. به این دلایل، ارتفاع حداکثری موج‌ها به لحاظ مکانی خیلی متغیر هستند. در برخی مکان‌ها، مثلاً در ساحل شمالی *مولوکایی*^۲ ارتفاع امواج به فراتر از ۱۰ متر رسیدند در حالی که چندین کیلومتر دورتر ارتفاع امواج به کمتر از ۲/۵ متر رسید.



شکل ۱۰-۱۶- ارتفاع بالاروی سونامی ۱ آوریل ۱۹۴۶ در اطراف جزایر هاوایی پس از زمین لرزه آلاسکا (بر اساس شپرد، ۱۹۷۷).

مقیاس‌های اندازه‌گیری شدت سونامی‌ها

(ابی، ۱۹۸۳، ۱۹۷۹؛ هاریکاوا و شیتو، ۱۹۸۳؛ هاتوری، ۱۹۸۶؛ شیتو، ۱۹۹۳؛ گیست، ۱۹۹۷)^۱

زلزله‌هایی که موجب سونامی می‌شوند، مرتبط با حوادثی با شدت فراتر از ۶/۵ در مقیاس ریشتر (M_S) هستند. دو سوم سونامی‌ها خسارت‌آور در منطقه آرام مرتبط با زلزله‌هایی به بزرگی ۷/۵ ریشتر یا بزرگ‌تر هستند. سونامی‌ها را می‌توان بر اساس اندازه حداکثر بالاآمدگی یا ارتفاع موج درجه‌بندی کرد. مقیاس زیر که به عنوان مقیاس *ایمامیورا-ایدا*^۲ شناخته شده است، تقریباً برای شناسایی ۱۰۰ سونامی در ژاپن که بین سال‌های ۱۷۰۰ و ۱۹۶۰ رخ داده‌اند استفاده شده است.

$$m_{II} = \log_2 H_{rmax} \quad \text{رابطه ۱-۱۰}$$

در اینجا m_{II} برابر با مقیاس اندازه‌گیری بزرگی سونامی *ایمامیورا-ایدا* است (بدون بُعد). H_{rmax} برابر با حداکثر ارتفاع موج سونامی است.

در مقیاس *ایمامیورا-ایدا*، بزرگ‌ترین سونامی در ژاپن؛ سونامی بزرگ *میچی* در *سانریکو*^۳ در سال ۱۸۹۶ است که موجی به ارتفاع ۳۸/۲ متر پدید آورد. بزرگی این سونامی برابر با ۴ است. دیگر سونامی بزرگ *سانریکو* در سال ۱۹۳۳ رخ داد. این سونامی که به عنوان دومین سونامی بزرگ ثبت شده در ژاپن رده‌بندی شده، بزرگی برابر با ۳ داشت. سونامی‌های ژاپن بین ۱ تا ۱۰ درصد از مجموع انرژی زلزله منشاء را به همراه دارند. با استفاده از مقیاس ریشتر این میزان را می‌توان به بزرگی سونامی‌ها تبدیل کرد (جدول ۱۰-۳). در ژاپن تنها زلزله‌هایی با شدت ۷ ریشتر یا بزرگ‌تر می‌توانند امواج سونامی چشمگیری را ایجاد نمایند که ارتفاع بالاروی آنها به فراتر از یک متر برسد. با این وجود، هنگامی که شدت یک زلزله بالای ۸ ریشتر برود؛ ارتفاع بالاروی و انرژی ویرانگر امواج به طور قابل توجهی افزایش می‌یابد. یک زلزله به بزرگی ۸ ریشتر می‌تواند باعث پدید آمدن سونامی با ارتفاع بالارویی بین ۴ تا ۶ متر شود. یک زلزله با شدت ۸/۷۵ ریشتر مثلاً در سونامی بزرگ *میچی* در *سانریکو* موجب پدید آمدن موجی با ارتفاع بالارویی در حدود ۳۸/۲ متر شده است.

1- Abe; Horikawa & Shuto; Hatori; Shuto; Geist
2- Imamura-Iida scale
3- Great Meiji Sanriku

جدول ۳-۱۰- بزرگی زلزله، بزرگی سونامی و ارتفاع سونامی‌ها در ژاپن (بر اساس آیدا، ۱۹۶۳).

بزرگی زمین لرزه در مقیاس ریشتر	بزرگی سونامی	حداکثر بالا رویی آب (متر)
۶	-۲	<۰/۳
۶/۵	-۱	۰/۵-۰/۷۵
۷	۰	۱/۰-۱/۵
۷/۵	۱	۲/۰-۳/۰
۸	۲	۴/۰-۶/۰
۸/۲۵	۳	۸/۰-۱۲/۰
۸/۵	۴	۱۶/۰-۲۴/۰
۸/۷۵	۵	>۳۲/۰

مقیاس شدت *ایمامیورا-ایدا* کاربرد جهانی دارد. با این وجود، چون ماکزیمم ارتفاع موج یک سونامی در امتداد یک ساحل خیلی متغیر می‌باشد *سولوویو*^۱ یک مقیاس کلی را به شکل زیر ارائه کرد.

$$i_s = \log_2(1/4\bar{H}_r) \quad \text{رابطه ۱-۲}$$

در اینجا i_s برابر با شدت سونامی سولوویو (بدون بُعد) و \bar{H}_r برابر با میانگین ارتفاع سونامی در امتداد یک باریکه ساحلی است.

این مقیاس و ارتباطش با ارتفاع متوسط و حداکثر یک موج حداکثری از امواج سونامی در جدول ۱۰-۴ خلاصه شده است. هیچ یک از مقیاس‌های *ایمامیورا-ایدا* و *سولوویو* صراحتاً با بزرگی زلزله ارتباط ندارند. برای مثال هر دو مقیاس سونامی دربردارنده‌ی اعداد منفی و یک نقطه اوج تقریبی معادل ۴ هستند. امواج سونامی به طور واضحی حاوی اطلاعات کمی در مورد جزئیات زلزله‌هایی هستند که در منطقه اصلی باعث دگر شکلی کف دریا می‌شوند. با دانستن بزرگی سونامی M_T محاسبه‌ی مساحت بستر دریا در تولید سونامی استفاده از فرمول زیر امکان‌پذیر می‌باشد.

$$M_T = \log_{10} S_T + 3/9 \quad \text{رابطه ۱-۳}$$

در اینجا S_T برابر با ناحیه‌ای از بستر دریا است که باعث تولید یک سونامی می‌شود (برابر با متر مربع). مقیاس‌های فوق نشان می‌دهند که وقتی بزرگی زلزله افزایش می‌یابد، اندازه‌ی سونامی نیز افزایش پیدا می‌کند. این امر در مورد اکثر سونامی‌های ناشی از دور لرزش‌ها (زلزله‌های با فاصله دور) در اقیانوس آرام صادق است؛ با وجود این امروزه مشخص شده است که بسیاری از زلزله‌های کوچک‌تر نیز می‌توانند سونامی‌های بزرگ ویرانگری را ایجاد نمایند. زلزله بزرگ *میچی سنریکو* در سال ۱۸۹۶ و زلزله آلاسکا در اول آوریل سال ۱۹۶۴ از این نوع حوادث بودند. زلزله سنریکو به طور گسترده‌ای در امتداد خط ساحلی مجاور احساس نشد. با این وجود، سونامی که ۳۰ دقیقه پس از زلزله به ساحل رسید موجب پدید آمدن موج‌های مرتفعی شد که ارتفاع آنها به فراتر از ۳۰ متر رسید و ۲۲۰۰۰ نفر را به کام مرگ کشانید. این نوع از حوادث به عنوان *سونامی‌های زلزله‌ای* شناخته می‌شوند. به نظر می‌رسد یکی از دلایل پدید آمدن سونامی‌های بزرگ بر اثر برخی زلزله‌های کوچک، زمین لغزش‌های زیر دریا هستند. ولی این موضوع به طور قطع به اثبات نرسیده است. در حال حاضر اعتقاد بر این است که گسیختگی آرام در امتداد خطوط گسلی باعث *سونامی‌های زلزله‌ای* می‌شود.

جدول ۱۰-۴- معیاس سولوویو از بزرگی سونامی (هوریکاوا و شوتو، ۱۹۸۳)

بزرگی تسونامی	میانگین ارتفاع بالا رویی (متر)	حداکثر ارتفاع بالا رویی (متر)
-۳/۰	۰/۱	۰/۱
-۲/۰	۰/۲	۰/۲
-۱/۰	۰/۴	۰/۴
۰	۰/۷	۰/۹
۱/۰	۱/۵	۲/۱
۲/۰	۲/۸	۴/۸
۲/۵	۴/۰	۷/۹
۳/۰	۵/۷	۱۳/۴
۳/۵	۸/۰	۲۲/۹
۴/۰	۱۱/۳	۴۰/۳
۴/۵	۱۶/۰	۷۳/۹

توصیف بلایا

(کورنیل، ۱۹۷۶؛ مایلیس، ۱۹۸۵؛ بریانت، ۲۰۰۱)^۱

طی دو هزار سال گذشته ۴۶۲۵۹۷ نفر بر اثر وقوع سونامی در منطقه اقیانوس آرام جانشان را از دست دادند. از این تعداد تلفات ۹۵/۴ درصد به سبب وقایعی بوده است که هر یک موجب مرگ بیش از یک هزار نفر شدند. تعداد تلفات ثبت شده ناشی از دلایل اصلی ایجاد سونامی در جدول ۱۰-۵ ارائه شده است، در عین حال وقایعی که موجب تلفات زیادی شده‌اند نیز در جدول ۱۰-۶ فهرست شده‌اند. سونامی‌های ناشی از تکتونیک عامل بیشترین تعداد تلفات یعنی ۸۴/۵ درصد و فوران‌های آتشفشانی عامل ۱۱/۲ درصد- به خصوص در طول دو حادثه، فوران **کراکاتوا** در ۲۷-۲۶ آگوست سال ۱۸۸۳ (۳۶۴۱۷ نفر تلفات) و فوران **یونزن**^۲، ژاپن در ۲۱ می سال ۱۷۹۲ (۱۴۵۲۴ نفر تلفات) - تلفات هستند. با گذشت زمان تعداد تلفات کاهش یافته است و این کاهش تا حدودی در جنوب شرقی آسیا از جمله ژاپن نیز رخ داده است. بزرگ‌ترین سونامی قرن بیستم در ۱۶ آگوست سال ۱۹۷۶ در خلیج **مورو** در فیلیپین جایی که ۸۰۰۰ نفر جانشان را از دست دادند اتفاق داد. بزرگ‌ترین رقم تلفات جانی در جزایر ژاپن رخ داده است جایی که ۲۱۱۳۰۰۰ نفر جان باختند. دو حادثه‌ای که منطقه **نانکایدو**^۳ ژاپن را در ۲۸ اکتبر سال ۱۷۰۷ و ۲۰ سپتامبر سال ۱۴۹۸ مورد تأثیر قرار دادند به ترتیب موجب مرگ ۳۰/۰۰۰ و ۲۶/۰۰۰ نفر شدند. ساحل **سنریکو** ژاپن از بداقبالی پرجمعیت‌ترین ساحل و مستعدترین ساحل برای وقوع سونامی در جهان است. تقریباً در هر قرن دو سونامی‌ها کشنده با فاصله زمانی ۴۰ ساله این خط ساحلی را درمی‌نوردند. در ۱۵ ژوئن سال ۱۸۹۶ وقوع یک زلزله کوچک در کف اقیانوس در ۱۲۰ کیلومتری جنوب شرقی شهر **کامیشی**^۴ موجب برخورد یک دیواره آب ۳۰ متری به خط ساحلی و جان باختن ۲۷۱۲۲ نفر شد.

1- Cornell; Myles; Bryant
2- Unzen
3- Nankaido
4- Kamaishi

مخاطرات مخاطرات زلزله‌ها و سونامی‌ها / ۳۱۵

جدول ۱۰-۵- علل سونامی در منطقه اقیانوس آرام در طول ۲۰۰۰ سال گذشته.

دلایل	تعداد رخداد	درصد حوادث	تعداد تلفات	درصد تلفات
زمین لرزه‌ها	۶۵	۴/۶	۱۴,۶۶۱	۳/۲
زمین لرزه‌ها	۱,۱۷۱	۸۲/۳	۳۹۰,۹۲۹	۸۴/۵
آتشفشانها	۶۵	۴/۶	۵۱,۶۴۳	۱۱/۲
ناشناخته	۱۲۱	۸/۵	۵,۳۶۴	۱/۲
مجموع	۱,۴۲۲	۱۰۰,۰	۴۶۲,۵۷۹	۱۰۰/۰

منبع: مرکز ملی داده ژئوفیزیک و مرکز جهانی داده ژئوفیزیک زمین جامد (۱۹۹۸) و کمیسیون بین دولتی اقیانوس‌شناسی (۱۹۹۹).

جدول ۱۰-۶- تلفات بزرگ سونامی‌ها در منطقه اقیانوس آرام در طی ۲۰۰۰ سال گذشته.

تاریخ	تلفات	مکان
۲۲ می ۱۷۸۲	۵۰,۰۰۰	تایوان
۲۲ اگوست ۱۸۸۳	۳۶,۴۱۷	کراکاتوا، اندونزی
۲۸ اکتبر ۱۷۰۷	۳۰,۰۰۰	نانکیدو، ژاپن
۱۵ ژوئن ۱۸۹۶	۲۷,۱۲۲	سانریکو، ژاپن
۲۰ سپتامبر ۱۴۹۸	۲۶,۰۰۰	نانکیدو، ژاپن
۱۲ اگوست ۱۸۶۸	۲۵,۶۷۴	آریکا، شیلی
۲۷ می ۱۲۹۳	۲۳,۰۲۴	خلیج ساگامی، ژاپن
۴ فوریه ۱۹۷۶	۲۲,۷۷۸	گوتمالا
۲۹ اکتبر ۱۷۴۶	۱۸,۰۰۰	لیما، پرو
۲۱ ژانویه ۱۹۱۷	۱۵,۰۰۰	بالی، اندونزی
۲۱ می ۱۷۹۲	۱۴,۵۲۴	اوزن، دریای آریاک
۲۴ آوریل ۱۷۷۱	۱۳,۴۸۶	جزایر ریوکیو
۲۲ نوامبر ۱۸۱۵	۱۰,۲۵۳	بالی، اندونزی
می ۱۷۶۵	۱۰,۰۰۰	گانزاهو، دریای جنوبی چین
۱۶ اگوست ۱۹۷۶	۸,۰۰۰	خلیج مورو، فیلیپین

منبع: مرکز ملی داده ژئوفیزیک و مرکز جهانی داده ژئوفیزیک زمین جامد (۱۹۹۸) و کمیسیون بین دولتی اقیانوس‌شناسی (۱۹۹۹).

این سونامی همچنین ۱۰/۵ ساعت بعد در طرف دیگر اقیانوس آرام یعنی در سان‌فرانسیسکو نیز به ثبت رسید. در سال ۱۹۳۳ یک بار دیگر این فاجعه تکرار شد با وقوع زلزله‌ای مشابه در این منطقه موجی به ساحل وارد شد و موجب کشته شدن ۳۰۰۰ نفر از اهالی این منطقه شد. سونامی‌های کشنده همچنین اندونزی و جنوب دریای چین را مورد تأثیر قرار دادند. در جنوب دریای چین، سونامی‌های ثبت شده موجب مرگ ۷۷۱۰۵ نفر شدند به ویژه در دو حادثه‌ای که در سال‌های ۱۷۶۲ و ۱۷۸۲ رخ دادند. در طی این دوره اندونزی نیز با تعداد تلفات قابل توجهی (۶۹۴۲۰) روبرو بوده است به ویژه در پی فوران

بزرگ **کراکاتوا** که در سال ۱۸۸۳ رخ داد. هر چند زلزله‌ها عامل اکثر سونامی‌های فاجعه بار هستند، ولی فوران آتشفشان‌های **ستورینی** و **کراکاتوا**، احتمالاً ویرانگرترین حوادث آتشفشانی بودند. فوران آتشفشان **کراکاتوا** در ۲۷ آگوست سال ۱۸۸۳ که به تفصیل در فصل بعد مورد بررسی قرار خواهد گرفت، موجب پدید آمدن یک موج سونامی شد که در سراسر کره زمین ثبت شد. این موج دماغه **امید نیک**^۱ واقع در جنوب آفریقا یعنی ۶۰۰۰ کیلومتر دورتر، را دور زد و ۳۷ ساعت بعد در امتداد کانال انگلیس مشاهده شد. در آن طرف اقیانوس آرام، سطح آب در امتداد ساحل غربی **پاناما** و خلیج سان‌فرانسیسکو مورد تأثیر قرار گرفت. برخی از سونامی‌ها در پهنه‌های آبی غیر مرتبط ایجاد می‌گردند، به نحوی که برقراری ارتباط بین آنها دشوار است، احتمالاً امواجی که جهان را در می‌نوردند با یک موج تکانه‌ای جوی مرتبط هستند. برای مثال پذیرفتن این امر که امواج سونامی از داخل مجمع‌الجزایر غرب اقیانوس آرام عبور می‌کنند و به جزیره سان‌فرانسیسکو می‌رسند، مشکل است. علاوه بر این نوسان ۰/۵ متری که در دریاچه **تاوپیو**^۲ واقع در مرکز نیوزلند ثبت شده همزمان با عبور موج تکانه‌ای جوی بوده است. فوران آتشفشان **ستورینی** در سال ۱۴۷۰ قبل از میلاد مسیح موجب پدید آمدن سونامی شد که تمام شهرهای ساحلی واقع در شرق مدیترانه را نابود ساخت. اندازه دهانه آتشفشان **ستورینی** ۵ بار بزرگ‌تر از دهانه آتشفشان **کراکاتوا** و دو برابر عمیق‌تر است. در جزایر مجاور، شواهدی از **پومس** به گل نشسته با ارتفاع حداکثر ۲۵۰ متر بالای سطح دریا وجود دارد. امواج اولیه سونامی وقتی به علت فوران **ستورینی** پخش شدند، ۶۰ متر ارتفاع داشتند.

وقوع زلزله **لیسون** در اول نوامبر سال ۱۷۵۵ که احتمالاً بزرگ‌ترین زلزله شناخته شده است (۹ درجه در مقیاس M_s) باعث ایجاد یک سونامی ۱۵ متری شد که منجر به زیر آب رفتن بخش کم ارتفاع‌تر شهر شد. امواج سطوح جزر و مد در **باربادوس** و **آنتی‌گوا**^۳ و جزایر هند غربی^۴ در آن سوی **آتلانتیک** را تا ۳-۴ متر بالاتر از حد نرمال افزایش دادند. سونامی‌ها همچنین ساحل غربی اروپا و ساحل **آتلانتیک** در کشور مراکش را مورد اصابت قرار دادند. بندر اسپانیای **کادیز**^۵ و **مادریا** در مجمع‌الجزایر **آزور**، به وسیله‌ی امواج ۱۵ متری مورد هجوم قرار گرفتند؛ در عین حال یک موج با ارتفاع ۳-۴ متر در امتداد کانال انگلیس پدید آمد و موجب غرق شدن کشتی‌ها گردید. نوسان‌های سطح آب در دریای شمال نیز درخور توجه بودند. دریای **کارائیب** نیز شاهد بخشی از سونامی‌های ویرانگر بود. این وقایع در سال‌های ۱۸۴۲ و ۱۹۰۷ و ۱۹۱۸ و ۱۹۴۶ رخ دادند. با این وجود بدترین سونامی ثبت شده که بندر **رویال** در **جامائیکا** را نابود ساخت در ژوئن سال ۱۶۹۲ رخ داد. زلزله‌ای که این سونامی را ایجاد نمود و شهر را نابود کرد به دلیل روان‌شدگی خاک لغزش بزرگی را در دریا ایجاد نمود. این سونامی منجر به پرتاب کشتی‌های لنگر انداخته در بندرگاه به بالای ساختمان‌های دو طبقه شد. البته به خاطر کوچک بودن شهر، خوشبختانه تعداد تلفات فقط ۲۰۰۰ نفر بود.

از لحاظ زلزله‌خیزی فعال‌ترین ناحیه‌ای که موجب پدید آمدن سونامی‌ها می‌شود در امتداد لبه شرقی صفحه **نازکا** و راستای خطوط ساحلی شیلی و پرو است. این منطقه به سبب سونامی‌های ویرانگر تقریباً در فواصل زمانی ۳۰ ساله - در سال ۱۵۷۰، ۱۵۶۲، ۱۶۰۴، ۱۵۷۵، ۱۷۳۰، ۱۶۵۷، ۱۷۵۱، ۱۸۱۹، ۱۸۳۵، ۱۸۶۸، ۱۸۷۷، ۱۹۰۶ و ۱۹۱۲ اخیراً در ۱۹۶۰ - به زیر آب رفته است. وقایع سونامی ۲۲-۲۱ ماه می سال ۱۹۶۰ به سبب بیش از ۴ جین زلزله که بزرگی آنها به بیش از ۸/۵ و ۹/۶ به ترتیب در مقیاس‌های M_s و M_w می‌رسید، ایجاد گردید. به دنبال این زلزله‌ها مجموعه‌ای از امواج سونامی در گرفتند که طی یک دوره ۱۸ ساعته در سراسر اقیانوس آرام ۲۵۰۰ نفر را به کام مرگ کشاندند و در مکان‌های گوناگونی همچون هاوایی، جزیره **پیت‌کارین**

-
- 1- Good Hope
 - 2- Taupo
 - 3- Barbados and Antigua
 - 4- West Indies
 - 5- Cadiz

و گینه نو^۱، نیوزلند، ژاپن، اوکیناوا و فیلیپین (شکل ۱۰-۱۳) خسارت زیادی به بار آوردند. سونامی‌ها حاصل جابه‌جایی ناگهانی ۴-۲ متری زمین در امتداد گسل بودند. ظرف مدت ۱۵ دقیقه از این گسل خوردگی، سه موج بزرگ شهرهای ساحلی شیلی را نابود کردند و ۱۷۱۰۰ نفر را کشتند. ورود اولین موج به هیلو^۲ در هاوایی دقیقاً ۵ ساعت جلوتر از زمان پیش‌بینی شده برای ورود این موج بود. متأسفانه ۶۱ نفر، عمدتاً توریست‌ها در هنگام برخورد موج با جزایر هاوایی جانشان را از دست دادند. ۲۴ ساعت بعد وقتی این موج به ژاپن رسید، هنوز انرژی کافی برای رسیدن به ارتفاع ۶-۳/۵ متری در امتداد خط ساحلی شرقی را داشت در این حادثه پنج هزار خانه ویران شدند صدها کشتی غرق و ۱۹۰ نفر جانانشان را از دست دادند. در هاوایی این حادثه حماقت برخی از افراد در رویارویی با خطر را نشان داد. علیرغم فراوانی هشدارها، تنها ۳۳ درصد ساکنان منطقه‌ی مخاطره را ترک کردند. بیش از ۵۰ درصد تخلیه شهر تنها بعد از ورود اولین موج رخ داد و ۱۵ درصد از ساکنان حتی بعد از ورود امواج بزرگ به ساحل در منطقه باقی ماندند بسیاری از ساکنانی که جانانشان را از دست دادند گردشگرانی بودند که برای دیدن نحوه برخورد سونامی به ساحل برگشتند.

پیش‌بینی در منطقه اقیانوس آرام

(اسوکولوسکی، ۱۹۹۹؛ بریانت، ۲۰۰۱؛ مرکز بین‌المللی اطلاعات سونامی، ۲۰۰۴)^۳

در دو قرن گذشته ویرانگرترین سونامی‌های اقیانوسی در اقیانوس آرام رخ داده است. به دنبال سونامی آلاسکا در سال ۱۹۴۶ دولت ایالت متحده به کمک سیستم اعلام هشدار امواج لرزه‌ای دریایی یک سیستم هشدار سونامی در اقیانوس آرام به راه انداخت. در سال ۱۹۴۸ این سیستم به مرکز هشدار سونامی آرام^۴ تبدیل شد. در آغاز هشدارها تنها برای ایالت متحده و نواحی هاوایی اعلام می‌شدند؛ ولی به دنبال زلزله شیلی در سال ۱۹۶۰ برنامه این مرکز در تمام کشورهای هم‌مرز با اقیانوس آرام گسترش پیدا کرد. تا سال ۱۹۶۰ کشور ژاپن شبکه اعلام هشدار خاص خود را داشت و در آن زمان معتقد بود که تمام سونامی‌هایی که بر ژاپن تأثیر می‌گذارند ریشه محلی دارند. سونامی شیلی در سال ۱۹۶۰ ثابت کرد که وقوع زلزله‌های بزرگ زیر دریا در منطقه اقیانوس آرام، می‌تواند باعث گسترش سونامی‌های اقیانوسی شود. سیستم اعلام هشدار سونامی اقیانوس آرام در پی زلزله ۱۹۶۴ آلاسکا مورد آزمایش جدی قرار گرفت. ظرف مدت ۴۶ دقیقه بعد از زلزله هشدار سونامی در اقیانوس آرام اعلام شد. این زلزله همچنین همکاری‌های بین‌المللی بیشتر در زمینه اعلام هشدار وقوع سونامی در اقیانوس آرام را تسریع بخشید. سازمان هواشناسی ملی ایالت متحده هم‌اکنون عهده‌دار مسئولیت این مرکز می‌باشد. در حال حاضر ۲۵ کشور در سیستم اعلام هشدار سونامی اقیانوس آرام در یکی از موفق‌ترین برنامه‌های کاهش بلايا موجود، با هم همکاری می‌کنند. این کشورها از جمله: کانادا، ایالت متحده و کشورهای تابعه‌اش، مکزیک، گواتمالا، نیکاراگوا، کلمبیا، اکوادور، پرو، شیلی، تاهیتی، مجمع‌الجزایر کوک، ساموای غربی، فیجی، نیوکالدونیا، نیوزلند، استرالیا، اندونزی، فیلیپین، هنگ‌کنگ، جمهوری خلق چین، تایوان، جمهوری خلق دموکرات کره، ژاپن و جمهوری فدرال روسیه می‌باشند. علاوه بر این ده کشور تابعه‌ی دیگر، هشدارهای مرکز هشدار سونامی اقیانوس آرام را دریافت می‌کنند. بسیاری از کشورهای اصلی همچنین دارای مراکز ملی اعلام هشدار سونامی هستند و خدمات اعلام هشدار را برای نواحی محلی‌شان ارائه می‌کنند.

سیستم اعلام هشدار سونامی اقیانوس آرام به هر زلزله‌ای با بزرگی ۵/۶ یا بیشتر (در مقیاس ریشتر) که در یکی از ۳۱ لرزه‌نگار منطقه آرام که در خارج از زون‌های سایه قرار دارند و امواج p یا s را ثبت می‌کنند اتکا می‌کنند (شکل ۱۰-۱۷). این ایستگاه‌ها به وسیله مرکز اصلی خود، مرکز ساحل غربی و مرکز اعلام هشدار سونامی آلاسکا، مرکز اطلاعات ملی بررسی

1- Pitcairn Island, New Guinea

2- Hilo

3- Sokolowski; Bryant; International Tsunami Information Center

4- Pacific Tsunami Warning Center (PTWC)

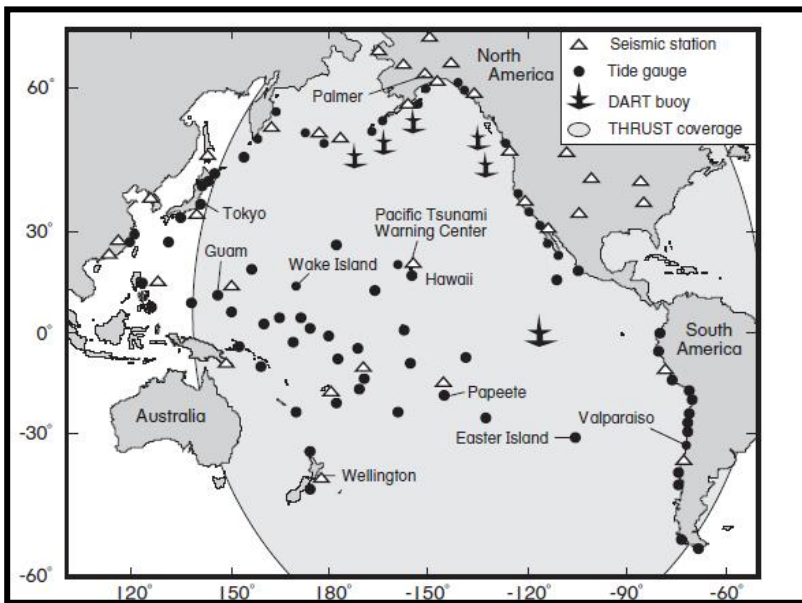
زمین‌شناسی زلزله ایالت متحده و دیگر سازمان‌های بین‌المللی اداره می‌شوند. هنگامی که یک زلزله مشکوک تشخیص داده می‌شود، اطلاعات به مرکز **هانولولا**^۱ مخابره می‌گردد، در آنجا تقاضا برای رصد نوسان سطح دریا به وسیله جزر و مد سنج‌ها برای کشورهای عضو که ۶۰ جزر و مد سنج پراکنده در سراسر اقیانوس آرام را اداره می‌کنند، فرستاده می‌شود. این اندازه‌گیری‌ها در همان زمان استعلام می‌شوند به طوری که سه ساعت قبل از ورود سونامی در صد نقطه پراکنده اعلام هشدار می‌شود. برای زلزله‌هایی با بزرگی سطحی ۷ ریشتر یا بزرگ‌تر هشدارها به مراکز محلی، ایالتی، ملی و بین‌المللی اعلام می‌شود و مسئولین به طور مرتب از طریق رادیو و تلویزیون به جامعه اطلاع‌رسانی می‌کنند. سیستم رادیویی اداره ملی جو و اقیانوسی (NOAA) از طریق کانال‌هایی با فرکانس بالا^۲ اطلاعات مربوط به سونامی را به اطلاع مردم می‌رساند. گارد ساحلی ایالت متحده همچنین هشدارهای اضطراری دریایی را از طریق امواج با فرکانس متوسط (MF) و رادیوهای دریایی فرکانس بالا پخش می‌کنند. پس از آنکه یک سونامی بزرگ تشخیص داده می‌شود مسیر حرکت آن مورد رصد قرار می‌گیرد تا اطلاعات مربوط به دوره و ارتفاع موج استخراج گردد. سپس این داده‌ها برای تشخیص مسیر حرکت سونامی با استفاده از نمودارهای شکست و پراش محاسبه شده به کار گرفته می‌شوند. البته تمامی این عملیات قبل از آنکه سونامی به هر بخشی از منطقه آرام برسد، صورت می‌پذیرد.

ایالت متحده با استفاده از ۶ انتقال‌دهنده نصب شده در بستر دریا که برای مخابره سریع‌تر به ماهواره‌ها وصل گردیدند این هشدارها را تکمیل می‌کند (شکل ۱۰-۱۷). این پروژه به عنوان بررسی عمقی اقیانوس و گزارش سونامی^۳ شناخته می‌شود. دستگاه‌های انتقال‌دهنده نصب شده در اعماق اقیانوس می‌توانند یک سونامی با ارتفاع یک سانتی‌متر در عمق ۶۰۰۰ متری را تشخیص دهند. ایالت متحده همچنین برای ساحل غربی خود به طور جداگانه هشدار صادر می‌نماید. مرکز اعلام هشدار سونامی ساحل غربی آلاسکا در پالم، بعد از زلزله آلاسکا در سال ۱۹۶۴ برای ارائه هشدارهای وقوع سونامی در مناطق ساحلی آلاسکا در پی زلزله‌های محلی تأسیس شد. در سال ۱۹۸۲ ناحیه تحت پوشش مرکز تا سواحل کالیفرنیا، اورگن، واشنگتن و بریتیش کلمبیا گسترش یافت. در صورتی که هر کدام از هشت ایستگاه لرزه‌نگاری امتداد ساحل غربی امریکای شمالی که به طور مداوم در حال رصد هستند زلزله بزرگ را تشخیص دهند هشدارها صادر می‌شوند. هشدارهای محلی ظرف مدت ۱۵ دقیقه بعد از وقوع هر زلزله‌ای که دارای شدت سطحی بیشتر از ۷ ریشتر باشد اعلام می‌شوند.

زلزله‌های محلی در بسیاری از کشورها موجب وضعیت‌های دشواری می‌شوند. سیستم‌های اعلام هشدار جداگانه در هاوایی، روسیه، پولینزی فرانسه، ژاپن و شیلی وجود دارد. سیستم اعلام هشدار روسیه در پی سونامی ویرانگر **کاماچاتکا** در سال ۱۹۵۲ برای منطقه کاماچاتکا به وجود آمد. این سیستم به منظور تشخیص سریع مرکز سونامی‌های ساحلی ناشی از زلزله به وجود آمد، زیرا در اینجا برخی سونامی‌ها تنها پس از ۳۰-۲۰ دقیقه به ساحل می‌رسند.

در پولینزی فرانسه در سال ۱۹۷۸ یک سیستم در **پاپیتی**^۴، **تاهیتی** برای تشخیص میدان سونامی‌های نزدیک و دور به وسیله‌ی اعلام هشدار سونامی پولینزی ایجاد شد. این سیستم از الگوریتم‌های اتوماتیک لرزش‌ها استفاده می‌کند و ارتفاع احتمالی سونامی‌ها را در هر مرکز زلزله‌ای از اقیانوس آرام محاسبه می‌کند. سونامی‌هایی با حوضه نزدیک به ژاپن به خصوص در امتداد خط ساحلی **سنریکو** در شمال شرقی **هون شو** جایی که تنها ۳۰-۲۵ دقیقه زمان بین آغاز زلزله و ورود امواج ناشی از سونامی به ساحل وجود دارد یک خطر محسوب می‌شوند.

1- Honolulu
2- very high frequency (VHF)
3- DeepOcean Assessment and Reporting of Tsunami (DART).
4- Papeete



شکل ۱۰-۱۷- محل ایستگاه‌های لرزه نگاری و جزر و مد سنجی مورد استفاده برای تهیه سیستم هشدار سونامی در اقیانوس آرام، بوی‌های تشکیل دهنده شبکه DART متعلق به NOAA و مساحت پوشش بالقوه سیستم‌های هشدار ماهواره‌ای THRUST (برنارد، ۱۹۹۱؛ گونزالز، ۱۹۹۹) <<http://vishnu.glg.nau.edu/wssp/tsunami/HI/Waves/waves00.html>> [سند شده در ۲۰۰۰، در حال حاضر وجود ندارد]

با استفاده از شبکه گسترده‌ای از لرزه‌نگارهایی می‌توان ظرف چند ثانیه امواج P را برای هر زلزله محلی تشخیص داد. در ظرف دو دقیقه بعدی، ارتفاع سونامی‌ها در امتداد خط ساحل مجاور را می‌توان با استفاده از مدل‌های گرافیکی، بر اساس اندازه زلزله‌های قبلی و فاصله مرکز زلزله پیش‌بینی کرد. در پایان لازم به ذکر است که کشور شیلی به دلیل این که خاستگاه سونامی‌های آن دور لرزه‌ای است (منشأ سونامی‌های آن زلزله‌هایی در فاصله دور است) نباید متکی به سیستم اعلام هشدار سونامی اقیانوس آرام باشد. زیرا این سیستم زمان کافی برای تخلیه ساحل فراهم نمی‌آورد. پروژه تراست^۱ (کاربرد سیستم‌های تکنولوژیکی کاهش مخاطرات سونامی) در ساحل **والپارایزو**^۲ شیلی در سال ۱۹۸۶ برای اعلام هشدار پیشرفته (دو دقیقه‌ای) سونامی‌های محلی در امتداد این خط ساحلی اجرا شد. وقتی یک سنسور نصب شده در کف دریا یک موج لرزه‌ای فراتر از آستانه خطر معین را تشخیص می‌دهد یک سیگنال به ماهواره زمین ثابت GEOS انتقال می‌دهد آن وقت این ماهواره یک پیام به ایستگاه زمینی می‌فرستد. این سیگنال مورد پردازش قرار می‌گیرد و سیگنال دیگری از طریق ماهواره به دریافت‌کننده ساحلی و آنتن ۲۴ ساعته‌ی نصب در امتداد خط ساحلی در مخاطره انتقال می‌دهد. طراحی این سیستم به گونه‌ای است که زمانی سیگنال را دریافت می‌کنند قابلیت فعال کردن چراغ‌ها و زنگ‌های اعلام خطر و شماره‌گیری تلفن‌ها و دیگر دستگاه‌های واکنشگر اضطراری را دارد. فقط با صرف یک هزینه ۱۵۰۰۰ دلاری، یک هشدار نجات‌بخش سونامی در عرض دو دقیقه بعد از زلزله ایجاد کننده سونامی در یک مکان دورافتاده پخش می‌شود. سیستم تراست توانایی کاربرد در ناحیه‌ای گسترده‌تر از اقیانوس آرام را نیز دارا می‌باشد (شکل ۱۰-۱۶).

سیستم اعلام خطر سونامی اقیانوس آرام سیستمی کامل یا بی‌عیب و نقصی نیست. در برخی مجمع‌الجزایر واقع در امتداد حاشیه غربی اقیانوس آرام این خطر همواره وجود دارد که زلزله‌های محلی نزدیک ساحل موجب سونامی‌هایی شوند که سیستم‌های اعلام هشدار قادر به اطلاع رسانی به موقع از آنها نباشند. زلزله ۷/۸ ریشتری فیلیپین در ۱۶ آگوست سال ۱۹۷۶، در خلیج **مورو** واقع در بخش جنوب غربی جزیره **میندانا** موجب پدید آمدن یک سونامی محلی با ارتفاع ۴/۵-۳ متر شد که بنا بر گزارش‌های رسیده موجب مرگ ۸۰۰۰ نفر شده است. این حادثه در واقع غیرقابل پیش‌بینی بود زیرا زلزله در ۲۰ کیلومتری خط ساحلی مسکونی رخ داد. به همین صورت در سونامی **پی‌ان‌جی**^۳ در ۱۷ جولای سال ۱۹۷۸ که موجب جان باختن ۲۲۰۰ نفر

1- THRUST (Tsunami Hazards Reduction Utilizing Systems Technology)
 2- Valparaiso
 3- PNG

شد نیز سیستم اعلام خطر سونامی اقیانوس آرام اطلاع‌رسانی به موقعی نداشت. در آخر باید اذعان گردد که دانش ما از وقوع سونامی‌ها در برخی کشورها و مناطق اقیانوس آرام ابتدایی است. هر چند نقشه‌های زمان حرکت سونامی برای مناطق اصلی که خاستگاه تاریخی این پدیده هستند، برای مثال سواحل آمریکای جنوبی، آلاسکا و مجمع‌الجزایر **کاماچاتکا**، ترسیم شده است ولی تمام خط ساحلی اقیانوس آرام مورد مطالعه قرار نگرفته‌اند. این امر به طور آشکار در ۲۵ مارس سال ۱۹۹۸ به وجود آمد وقتی که یک زلزله با بزرگی سطحی ۸/۸ در مقیاس ریشتر در منطقه جزایر **بالنی** در جنوب **تاسمانی** در استرالیا رخ داد. به دلیل بزرگی زلزله هشدار وقوع سونامی اعلام شد؛ ولیکن کسی نمی‌دانست این سونامی چه عواقب و پیامدهایی دارد. نزدیک‌ترین جزر و مد سنج در سواحل جنوبی نیوزلند و استرالیا قرار داشت. مرکز اعلام هشدار سونامی اقیانوس آرام در هاوایی نیز مجبور بود منتظر بماند تا ببیند کدام یک از این دستگاه‌های اندازه‌گیری اعلام سونامی می‌کنند تا آنها بتوانند هشدار خود را صادر نمایند. هر چند این قضیه ممکن است به ساکنان ایالت متحده یا ژاپن کمک کند ولی به طور قطع برای افرادی که در امتداد خط ساحلی روبروی جنوبگان زندگی می‌کنند آسودگی کمتری به همراه دارد. در شهرهایی از قبیل **آدلاید**، **ملبورن**، **هوبارت** و سیدنی نیروهای مقابله با حوادث غیر مترقبه می‌دانند که آنها نقش جزئی در سیستم اعلام هشدار دارند. خوشبختانه زلزله جنوبگان موجب پدید آمدن سونامی نشد و هیچ موج بزرگی در اقیانوس آرام منتشر نکرد.

نتیجه‌گیری

در بسیاری از مناطق جهان خطر لرزه‌ای بر اساس طراحی ساختمان‌ها و سازه‌ها و مقاومت آنها در برابر خسارت ناشی از زلزله‌ها مورد ارزیابی قرار می‌گیرد. با این وجود خطرات لرزه‌ای را در بسیاری از مناطق جهان حتی در کشورهای توسعه یافته یا در جاهایی که قرن‌ها زلزله را ثبت کرده‌اند نمی‌توان به صورت کامل مورد ارزیابی قرار داد. برای مثال احتمال خطر لرزه‌ای در استرالیا، تا حد زیادی نتیجه‌ی پراکندگی شهرهای کشور است (شکل ۱۰-۲). در آمریکای شمالی، بررسی احتمال خطر لرزه‌خیزی در بخش شرقی قاره هنوز ناقص است، زیرا زلزله‌های بزرگ آنقدر به ندرت رخ می‌دهند که حتی قرن‌ها بعد از اسکان، تا حدود زیادی این مخاطره ناشناخته باقی می‌ماند (شکل ۱۰-۲). این فصل بر زلزله‌های اخیر تأکیدی نداشت بلکه برای شرح نیروی آزاد شده در یک زمین‌لرزه و نابودی متعاقب آن بر دو حادثه بزرگ یعنی زلزله آلاسکا در سال ۱۹۶۴ و زلزله توکیو در سال ۱۹۲۳ تأکید کرد. زلزله آلاسکا یکی از بزرگ‌ترین حوادث قرن بیستم بود. گرچه این زلزله تقریباً در یک بخش دور افتاده در جهان رخ داد، ولی بزرگی آن و سونامی‌های بعد از آن توجه جهان را به خود جلب کرد. زلزله توکیو به خاطر تعداد زیاد تلفات جانی و وضعیتی که منجر به این مرگ و میرها شد، در خور توجه است. برای توصیف این وقایع به سادگی می‌توان شرایط کالیفرنای جنوبی را مثال زد منطقه‌ای که احتمال رخداد زلزله‌هایی با بزرگی زلزله آلاسکا به سادگی امکان پذیر است و تأثیر زلزله به دلیل تراکم انسانی نیز بسیار چشمگیر خواهد بود. در بررسی مخاطره زلزله کالیفرنیا، سعی بر این بود که بر وسعت و بزرگی مخاطره و نارسایی در تلاش‌های مردمی برای کاهش خسارت‌های آتی و تلفات جانی تأکید شود. علیرغم گذشت دهه‌ها از تعمیر اساسی سازه‌ها برای مقاومت در برابر زلزله‌ها کارشناسان مهندسی اخیراً این امر را پذیرفتند که تأثیر امواج لرزه‌ای بر روی ساختمان‌ها یا سازه‌ها ۴-۲ برابر کمتر برآورد می‌شود. زلزله‌های سان‌فرانسیسکو و **کوبه** به ترتیب در سال ۱۹۸۹ و ۱۹۹۵ مورد ارزیابی مجدد قرار گرفتند. لازم به ذکر است که مناطق گسترده‌ای وجود دارد که مستعد وقوع زلزله‌های بزرگ هستند. جایی که مردم باید با این خطر زندگی کنند و با آن کنار بیایند.

در آخر نیز به صورت بسیار کوتاهی به خطر سونامی‌ها در امتداد خطوط ساحلی مناطقی که مشاهدات و مدارک تاریخی اندکی وجود دارد پرداخته شد. این مسأله در مورد خط ساحلی استرالیا صادق است. مطالعات و مشاهدات مکتوب برای این کشور تنها از ۲۳۰ سال گذشته موجود است. به لحاظ تاریخی بزرگ‌ترین موج سونامی اندازه‌گیری شده در یک جزر و مد سنج - با ارتفاع ۱/۰۷ متر - در ماه می سال ۱۸۷۷ در سیدنی رخ داده است. اندازه‌گیری‌های بدست آمده از ساحل شمال غربی استرالیا

نشان می‌دهد که ارتفاع بالاروی آب در ساحل در پی فوران آتشفشان *کراکاتوا* در سال ۱۸۸۳ به ۴ متر و در آگوست سال ۱۹۷۷ در پی زمین لرزه اندونزی به ۶ متر رسیده است. افسانه‌های محلی‌ای مناطق ساحلی به کرات بر رخداد سونامی‌های بزرگ اشاره می‌کنند. آزمایش‌های میدانی از مجموعه علائم بر جای مانده از وقوع سونامی‌ها در نهشته‌های ساحلی و فرسایش سنگ بستر در سراسر استرالیا، نشان می‌دهد که سونامی‌ها تا ۳۵ کیلومتر به داخل خشکی‌های ساحل شمال‌غربی پیشروی کرده‌اند و به بالای دماغه‌های ۱۳۰ متری در جنوب سیدنی رسیده‌اند. وسعت و بزرگی این حادثه تنها می‌تواند به دلیل برخورد شهاب سنگ یا ستاره‌های دنباله‌دار با اقیانوس باشد. این وقایع حوادث باستانی نیستند. سن یابی رادیو کربنی نشان می‌دهد که این سونامی‌ها در طی ۳۰۰-۵۰۰ سال گذشته رخ داده‌اند. افسانه‌های بومیان استرالیا و بومیان *زلاندنو* نیز وقوع یک حادثه‌ی کیهانی در طی این زمان را نشان می‌دهند. اطلاعات ما در ارتباط با مخاطره سونامی‌ها چه از نظر منشاء و چه از لحاظ گستره اندک می‌باشد.

مأخذ و منابعی برای مطالعه بیشتر

- Abe, K. 1979. Size of great earthquakes of 1837–1974 inferred from tsunami data. *Journal Geophysical Research* 84: 1561–1568.
- Abe, K. 1983. A new scale of tsunami magnitude, Mt. In Iida, K. and Iwasaki, T. (eds) *Tsunamis: Their Science and Engineering*. Reidel, Dordrecht, pp. 91–101.
- Bardet, J.P., Idriss, I.M., O'Rourke, T.D., Adachi, N., Hamada, M., *Geotechnical Aspects of the Kobe, Loma Prieta, and Northridge Earthquakes Quakes*. Report to National Science Foundation, AirForce Office of Scientific Research and Japanese Geotechnical Society.
- Bernard, E.N. 1991. Assessment of Project THRUST: past, present, future. *Proceedings of the Second UJNR Tsunami Workshop*, Honolulu, Hawaii 5–6 November 1990, National Geophysical Data Center, Boulder, pp. 247–255.
- Bolt, B.A. 1993. *Earthquakes*. W.H. Freeman and Co., New York.
- Bolt, B.A., Horn, W.L., MacDonald, G.A., and Scott, R.F. 1975. *Geological Hazards*. Springer-Verlag, Berlin.
- Bryant, E. 2001. *Tsunami: The Underrated Hazard*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Cornell, J. 1976. *The Great International Disaster Book*. Scribner's, New York.
- EQE 1995. *The January 17, 1995 Kobe earthquake*. <<http://www.eqe.com/publications/kobe/kobe.htm>> (URL defunct as of 2004)
- Geist, E.L. 1997. Local tsunamis and earthquake source parameters. *Advances in Geophysics* 39: 117–209.
- Giardini, D., Grünthal, G., Shedlock, K. and Zhang, P. 1999. *Global Hazard Seismic Map*. Global Seismic Hazard Assessment Program, UN/International Decade of Natural Hazard Reduction.
- Gonza'lez, F.I. 1999. Tsunami! *Scientific American*, May: 44–55.
- Hadfield, P. 1992. *Sixty Seconds That Will Change the World: The Coming Tokyo Earthquake*. Tuttle, Boston.
- Hansen, W.R. 1965. Effects of the Earthquake of March 27, 1964 at Anchorage, Alaska. *United States Geological Survey Professional Paper* No. 542-A.
- Hatori, T. 1986. Classification of tsunami magnitude scale. *Bulletin Earthquake Institute* 61: 503–515 (in Japanese).
- Hays, W.W. 1981. Facing geologic and hydrologic hazards: Earthscience considerations. *United States Geological Survey Professional Paper* No. 1 240-B: 54–85.
- Hodgson, J.H. 1964. *Earthquakes and Earth Structure*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey.
- Holmes, A. 1965. *Principles of Physical Geology*. Nelson, London.
- Horikawa, K. and Shuto, N. 1983. Tsunami disasters and protection measures in Japan. In Iida, K. and Iwasaki, T. (eds) *Tsunamis: Their Science and Engineering*. Reidel, Dordrecht, pp. 9–22.
- Iida, K. 1963. Magnitude, energy and generation of tsunamis, and catalogue of earthquakes

- associated with tsunamis. Proceedings of the Tsunami meetings associated with the Tenth Pacific Science Congress. *International Union of Geodesy and Geophysics Monograph* 24: 7–18.
- Intergovernmental Oceanographic Commission 1999. *Historical tsunami database for the Pacific, 47 BC–1998 AD*. Tsunami Laboratory, Institute of Computational Mathematics and Mathematical Geophysics, Siberian Division, Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia, <<http://tsun.sccc.ru/HTDBPac1/>>(URL defunct as of 2004)
 - International Tsunami Information Center 2004. <http://www.prh.noaa.gov/itic/more_about/itic/itic.html>
 - Johnson, J.M. 1999. Heterogeneous coupling along Alaska-Aleutians as inferred from tsunami, seismic, and geodetic inversions. *Advances in Geophysics* 39: 1–106.
 - Keller, E.A. 1982. *Environmental Geology* (3rd edn). Merrill, Columbus, Ohio, pp. 133–167.
 - Lomnitz, C. 1988. The 1985 Mexico earthquake. In El-Sabh, M.I. and Murty, T.S. (eds) *Natural and Man-Made Hazards*, Reidel, Dordrecht, pp. 63–79.
 - Myles, D. 1985. *The Great Waves*. McGraw-Hill, New York National Geophysical Data Center and World Data Center A for Solid Earth Geophysics 1984. *Tsunamis in the Pacific Basin 1900–1983*. United States National Oceanic and Atmospheric Administration, Boulder, Colorado, map 1:17 000 000.
 - Oakeshott, G.G. 1983. San Andreas Fault: Geologic and Earthquake History. In Tank, R.W. (ed.) *Environmental Geology*. Oxford University Press, Oxford, pp. 100–107.
 - Palm, R. and Hodgson, M.E. 1992. *After a California Earthquake: Attitude and Behavior Change*. Geography Research Paper No. 233, University of Chicago.
 - Pararas-Carayannis, G. 1998. *The March 27, 1964 Great Alaska Tsunami*. <<http://www.geocities.com/CapeCanaveral/Lab/1029/Tsunami1964GreatGulf.html>>
 - Pickering, K.T., Soh, W., and Taira, A. 1991. Scale of tsunami-generated sedimentary structures in deep water. *Journal of the Geological Society London* 148: 211–214.
 - Pinter, B., Gobron, N., Verstraete, M.M., Mélin, F., Widlowski, J-L., Govaerts, Y., Diner, D.J., Fielding, E., Nelson, D.L., Madariaga, R., Tuttle, M.P. 2003. Observing earthquake-related dewatering using MISR/Terra satellite data. *EOS, Transactions, American Geophysical Union* 84: 37, 43.
 - Ritchie, D. and Gates, A.E. 2001. *Encyclopedia of Earthquakes and Volcanoes*. Facts on File, New York.
 - Robinson, A. 2002. *Earthshock*. Thames & Hudson, London.
 - Salsman, G.G. 1959. The tsunami of March 9, 1957, as recorded at tide stations. *U.S. Coast and Geodetic Survey Technical Bulletin* No. 6.
 - Scheidegger, A.E. 1975. *Physical Aspects of Natural Catastrophes*. Elsevier, Amsterdam.
 - Shepard, F.P. 1977. *Geological Oceanography*. University of Queensland Press, St Lucia.
 - Shuto, N. 1993. Tsunami intensity and disasters. In Tinti, S. (ed.) *Tsunamis in the World*. Kluwer, Dordrecht, pp. 197–216.
 - Sokolowski, T.J. 1999. The U.S. West Coast and Alaska Tsunami Warning Center. *Science of Tsunami Hazards* 17: 49–56.
 - United States Geological Survey 2002. *Most destructive known earthquakes on record in the world*. <<http://neic.usgs.gov/neis/eqlists/eqsmosde.html>>
 - Van Dorn, W.G. 1964. Tsunamis. *Advances in Hydrosociences* 2: 51–46.
 - Whittow, J. 1980. *Disasters: The Anatomy of Environmental Hazards*. Pelican, Harmondsworth.
 - Wiegel, R.L. 1964. *Oceanographical Engineering*. Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey.
 - Wood, R.M. 1986. *Earthquakes and Volcanoes*. Mitchell Beazley, London.

فصل یازدهم: مخاطرات آتشفشان‌ها

مقدمه

(بالت و همکاران، ۱۹۷۵؛ تازیف و ساپروکس، ۱۹۸۳)^۱

از تمام مخاطرات طبیعی، آتشفشان‌ها پیچیده‌ترین آنها هستند. در حالی که یک سیکلون حاره‌ای ساختاری قابل پیش‌بینی دارد یا یک خشک‌سالی می‌تواند مجموعه‌ای از حوادث قابل پیش‌بینی در جوامع روستایی را به دنبال داشته باشد، ولیکن چنین پیش‌بینی‌هایی را نمی‌توان در خصوص آتشفشان‌ها انجام داد. آتشفشان‌ها اشکال زیادی دارند و هر حادثه از نظر نحوه‌ی پیدایش، عملکرد و پیامدهای فیزیکی و انسانی حادثه‌ای منحصر به فرد است. این فصل به بررسی اشکال متفاوت آتشفشان‌ها و پیامدهای ثانویه مرتبط با وقوع آنها پرداخته، سپس با تعریف جامع از برخی بلاای آتشفشانی خارق‌العاده که در تاریخ مکتوب رخ داده‌اند، پایان می‌پذیرد.

آتشفشان‌ها کانال‌هایی در پوسته‌ی کره زمین هستند که از داخل آنها ماگما، سنگ‌های سیلیکاتی مذاب غنی از گاز، از اعماق پوسته زمین به سطح زمین می‌رسند. منشأ ماگما هنوز مورد بحث و تأمل است ولی با توجه به نشانه‌های لرزه‌ای عموماً اعتقاد بر این است که جُبه زمین تقریباً تا عمق ۷۵۰-۳۰۰ کیلومتری زیر سطح کره زمین مذاب است. دو نوع ماگما وجود دارد. اولین نوع ماگما در جُبه شامل ماگماهای بدون سیلیکا (از نظر سیلیکا فقیر) است که آتشفشان‌های بازی را تشکیل می‌دهد. دومین نوع شامل ماگماهای غنی از سیلیکا (سیلیکایی) می‌شود که از ذوب پوسته زمین در مناطق فرو رانش یا تفکیک پذیری جزئی از مواد مذاب جُبه سرچشمه می‌گیرند. ماگمای نوع دوم آتشفشان‌های آندزیتی را شکل می‌دهد که بزرگ‌ترین توده آن غرب اقیانوس آرام را احاطه کرده است، جایی که صفحه آرام در حال فرو رانش در زیر صفحه اوراسیا است (شکل ۹-۱). گدازه‌های آتشفشانی بازالتی دمای بین ۱۰۵۰ و ۱۲۰۰ درجه سانتی‌گراد دارند در حالی که گدازه‌های آندزیتی ۱۵۰-۱۰۰ درجه سانتی‌گراد دما دارند. برای هر ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد کاهش دما، سیالیت تا ده برابر کاهش می‌یابد. به همین دلیل و به خاطر درصد بالای سیلیکای موجود در گدازه‌های آتشفشانی آندزیتی، این گدازه‌ها نسبت به گدازه‌های آتشفشانی بازالتی ۲۰۰-۲۰۰۰ ویسکوزیته‌تر یا چسبنده‌تر هستند. گدازه‌های آندزیتی همچنین غنی از گاز هستند و ۹۰-۵۰ درصد گازها حاوی آب جذب شده از مواد حل شده پوسته‌ای می‌باشند. حجم بالای آب و ویسکوزیته زیاد، باعث تشکیل آتشفشان‌های آندزیتی می‌شود که روی زون‌های فرو رانش قرار دارند؛ در مقایسه با آتشفشان‌های بازالتی که روی لکه‌های داغ در مرکز صفحات پوسته‌ای قرار دارند، آتشفشان‌های آندزیتی خیلی انفجاری‌ترند.

ماگما الزاماً به وسیله فشار ناشی از جبهه خارج نمی‌شود بلکه گدازه‌ی آتشفشانی به خاطر فشار گاز، ده‌ها کیلومتر به داخل مناطق ضعیف و دارای شکست پوسته نفوذ می‌یابد. تمام ماگماها از جمله آندزیت و بازالت حاوی مقادیر گوناگونی از گاز حل شده هستند. از نظر گاز این ماگماها می‌توانند از طریق تبلور ماگما، پایین آمدن دما، کاهش فشار هیدرو استاتیک یا تغذیه از مولکول‌های بخار شده از ماگمای خارجی فوق اشباع شوند. گاز موجب حفره‌دار شدن (تخلخل) گدازه‌های آتشفشانی فوق اشباع یا تشکیل حباب‌هایی می‌شود؛ فرایندی که به سرعت ماگما را سبک‌تر یا شناور می‌سازد. اگر ماگما با فشار از زیر، سریعاً به سمت بالا بیاید، فشار هیدروستاتیکی روی ماگما که باعث حل شدن این حباب‌ها می‌شود، به سرعت کاهش می‌یابد و موجب واکنش زنجیره‌ای از شکل‌گیری حباب‌های جدید می‌گردد. اگر ماگما غنی از گازهایی مانند گدازه‌های آتشفشانی آندزیتی و واکنش زنجیره‌ای به قدر کافی سریع باشد، فوران انفجاری رخ می‌دهد. هنگامی که ماگما انفجاری به جو پرتاب می‌شود بر اثر گاز و نیروی فوران به قطعات کوچک‌تری شکسته می‌شود. این قطعات، فوران‌های آذر آواری یا تفران نامیده می‌شوند و بر اساس اندازه‌شان به شکل زیر دسته‌بندی می‌شوند: بمب‌ها (مایع، گلوله‌هایی به اندازه تخته سنگ)، بلوک‌ها (گوشه‌دار، تخته سنگ‌های جامد) تفاله (مواد خاکستر با هر اندازه‌ای)، لاپیلی (قطعاتی با ۶۰-۲ میلی‌متر قطر) و ماسه‌ها و خاکستر (< ۰/۱ میلی‌متر). بسته به اندازه و فاصله پرتاب شدن، بیشتر این مواد پس از فرود یک مخروط در اطراف دهانه آتشفشان شکل می‌دهند.

مطالعه مرحله‌ی گازی ماگما در تعیین اینکه آیا آتشفشان انفجاری خواهد بود یا خیر، عاملی تعیین‌کننده است. اگر ماگما به آهستگی بالا بیاید، به طور پیوسته مقدار کمی گاز از طریق دودکش خارج و به سطح زمین می‌رسد. این حرکت به کندی صورت می‌پذیرد زیرا ویسکوزیته ماگما مانع رها شدن حباب می‌شود. زمانی که حباب‌ها شکل می‌گیرند به سطوح مشترک مایع-جامد می‌چسبند و چگونگی شناوری برای آنها تفاوتی ندارد. این گازها همچنین زمان کافی برای حل شدن در آب زیرزمینی را دارند. رصد آب‌های زیرزمینی یا خروج گاز می‌تواند سرخ دقایقی از بلوغ ماگما و نزدیکی آن به سطح زمین را در اختیار ما قرار دهد. برخی از تکنیک‌های ژئوشیمیایی پیش‌بینی در فصل ۱۰ مورد بررسی قرار گرفتند.

در برخی از فوران‌های آتشفشانی این فرایند گاز زدایی تنها بر ماگمای بالایی تأثیر می‌گذارد. وقتی این ماگما به قدرت خارج می‌شود، ماگمایی که درست در زیر آن قرار دارد سریعاً و به صورت انفجاری گاززدایی می‌شود. بنابراین در این حالت انفجار بزرگی رخ نمی‌دهد، ولی مجموعه‌ای از انفجارهای پیوسته که هر کدام از چند ثانیه تا چندین دقیقه طول می‌کشند در طی چندین روز رخ می‌دهند. ماگمای گاز زدایی شده همچنین ممکن است به عنوان گدازه آتشفشانی از آتشفشان بیرون ریخته شود و بسته به ویسکوزیته، مقدار خروجی و شیب زمین می‌توانند از چندین متر تا چندین هزار کیلومتر از دهانه آتشفشان دور شوند. تمام گدازه‌های آتشفشانی به سرعت سفت می‌شوند و سنگ‌های سخت را شکل می‌دهند ولی با وجود این سال‌ها طول می‌کشد تا دمای لایه‌های خیلی قطور گدازه آتشفشانی به طور کامل پایین بیاید و به دمای محیط اطرافشان برسد. گدازه‌های بازالتی که از آتشفشان خارج می‌شوند سه نوع هستند: پاهوهو، *آآ* و گدازه *بلوکی*. پاهوهو نوعی گدازه بازالتی است که در حالی که قسمت بالایی آن سرد و منجمد شده ولی تغذیه آن از زیر به وسیله حفره لوله‌ای شکل ادامه می‌یابد. چنین گدازه‌ای دارای سطح همواره ولی پرچین و چروک است، کمتر از ۱۵ متر ضخامت دارد و با سرعت چندین متر در دقیقه جریان می‌یابد. *آآ* شبیه یک رودخانه گدازه‌ای باریکی است که کمتر از ۱۰ متر ضخامت دارد و دارای سطحی خاردار، زبر و خشن است. گدازه بلوکی صرفاً از آندزیت یا ریولیت تشکیل شده است و حداکثر ضخامت آنها ۳۰۰ متر است و دارای قطعاتی با دیوار هموار و صاف است. نسبت به همه گدازه‌ها، این نوع گدازه کندتر حرکت می‌کند و در هر روز تنها چند متر جابه‌جا می‌شود. هر دوی گدازه‌های *آآ* و *بلوکی* از تمام جهات شبیه یک رودخانه عمل می‌کنند و به وسیله کناره‌های خاکریزی مرزبندی می‌شوند.

کل انرژی یک رخداد آتشفشانی به چهار فرایند تقسیم می‌شود:

- انرژی آزاد شده به وسیله‌ی زلزله‌های آتشفشانی.

- انرژی لازم برای شکستن سنگ‌های روبنا (سقف).

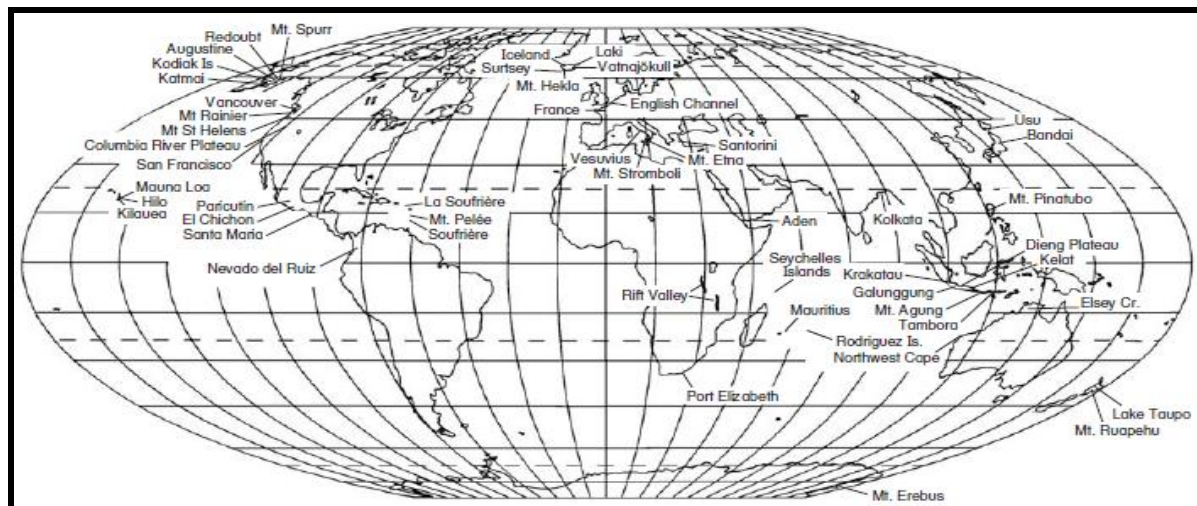
- انرژی مصرف شده برای خروج یا پرتاب مواد.

- انرژی مصرف شده برای تولید امواج تکانه‌ای جوی و در مواردی سونامی‌ها.

انرژی زلزله‌ای ناشی از لرزش آتشفشان را می‌توان به همان صورت حوادث زلزله‌ای مورد ارزیابی قرار داد. این روش‌های اندازه‌گیری انرژی در فصل ۱۰ تحت عنوان بزرگی زلزله مورد بحث و گفتگو قرار گرفتند. زلزله‌هایی به بزرگی ۷ ریشتر یا بزرگ‌تر به سبب فوران‌های انفجاری بزرگ پدید می‌آیند و حاوی بیش از $10^{15} \times 4$ ژول انرژی هستند. بر این اساس انرژی مورد نیاز برای شکستن روبنا بیش از $10^{15} \times 1$ ژول است. انرژی مصرفی برای پرتاب یا خارج ساختن مواد شامل انرژی جنبشی، انرژی پتانسیل و انرژی گرمایی می‌شود. این محاسبات برای بیشتر فوران‌های آتشفشانی به کار گرفته می‌شوند و نشان می‌دهند که میزان انرژی آزاد شده از انفجارهای آتشفشانی به اندازه نیروگاه‌های هسته‌ای - معمولاً $10^{15} \times 1$ ژول - است. انرژی به کار گرفته شده برای تولید امواج تکانه‌ای جوی به شکل زیر بیان می‌گردد:

$$E = 1/25 \times 10^{13} \sin\phi \cdot 0.5 A t^2 \quad \text{رابطه ۱-۱۱}$$

در اینجا E برابر با انرژی مورد نیاز برای تولید موج تکانه‌ای جوی، $\sin\phi$ برابر با فاصله از جایگاه اصلی انفجار بر حسب درجه بر روی زمین، A برابر با دامنه موج تکانه‌ای بر حسب میلی بار و t برابر با دوره موج بر حسب ثانیه است. برای اندازه‌گیری انرژی موجود در هر موج سونامی ناشی از فوران آتشفشانی نیز می‌توان رابطه‌ای مشابه با رابطه ۱-۱۱ را بکار گرفت. این امواج تکانه‌ای به انرژی مصرفی بزرگ‌تر از $10^{15} \times 1$ ژول نیاز دارند. روی هم رفته فوران‌های آتشفشانی در برگیرنده انرژی فراتر از $10^{16} \times 1$ ژول می‌باشند. برخی از فوران‌های بزرگ از قبیل فوران آتشفشان *کراکاتوا* در سال ۱۸۸۳ یا *تامبورا* در سال ۱۸۱۵ حاوی انرژی فراتر از $10^{18} \times 1$ ژول بودند (برای مشاهده‌ی اسم مکان‌های ذکر شده در این فصل و مکان‌هایی که روی نقشه‌های اصلی نشان داده نشده‌اند به شکل ۱-۱۱ نگاه کنید).



شکل ۱-۱۱ - نقشه مکانی.

با محاسبه‌ی مقدار انرژی تقسیم شده در میان این فرایندهای مختلف، امکان دسته‌بندی انواع آتشفشان‌ها و بزرگی آن وجود دارد. این امر به پیش‌بینی وقایع آتشفشانی کمک چندانی نمی‌کند، ولی در خصوص نوع فورانی که اتفاق می‌افتد اطلاعاتی در اختیار ما قرار می‌دهد. برای مثال آتشفشان‌ها انرژی قابل توجهی را صرف امواج تکانه‌ای جوی و سونامی‌هایی که به راحتی قابل اندازه‌گیری هستند، می‌کنند. آگاهی از این مقادیر انرژی، می‌تواند به ارزیابی انرژی کلی آتشفشان کمک کند. علاوه بر این با

رصد مداوم انرژی مصرفی و شیوهی تقسیم آن می‌توان برای پیش‌بینی رو به زوال رفتن یا افزایش فعالیت آتشفشانی استفاده نمود.

انواع فوران‌های آتشفشانی

(فیلدیر و ویلسون، ۱۹۷۵؛ بلانگ، ۱۹۸۴؛ وود، ۱۹۸۶)^۱

هر چند اکثر الگوهای طبقه‌بندی فوران‌های آتشفشانی به ویژگی‌های فوران در طول تاریخ استناد می‌کنند ولی باید اذعان داشت که هر فوران آتشفشانی حادثه‌ای منحصر به فرد و خاص است و ممکن است در طی زمان ویژگی‌های فورانی متغیری داشته باشد. دو نوع آتشفشان غیرانفجاری وجود دارد. آتشفشان‌هایی که گدازه‌های سیال یا سیلابی تولید می‌کنند. این نوع فوران نسبت به تمام فوران‌ها مخاطره کمتری دارد زیرا آنها خیلی کند و به تدریج رخ می‌دهند و زمان زیادی برای تخلیه شهر در اختیار قرار می‌دهند. گدازه‌های آتشفشانی سیال یا سیلابی ترکیبی از بازالت هستند. در حال حاضر چنین فوران‌هایی نادرند و فقط در ایسلند رخ می‌دهند، جایی که همراه با هشدار کافی برای تخلیه ایمن شهر اتفاق می‌افتند. در گذشته‌ی زمین‌شناختی برخی آتشفشان‌ها محفظه‌های ماگمایی خیلی بزرگ داشتند؛ که در طی دوره کوتاهی خالی شده و مسافت گسترده‌ای از چشم‌اندازهای زمین را پوشاندند. برخی گدازه‌های سیال با ۵۰۰ متر ضخامت بر روی یک مسافت ۳۰۰ کیلومتری ته‌نشین شدند. چنین حجم زیادی از نهشته بر روی کره زمین (گدازه‌های سیلابی در دیگر سیاره‌ها نیز رخ می‌دهند) باعث پدید آمدن فلات دکن در هند، جزیره ایسلند، دره گریت ریفت آفریقا و فلات رود کلمبیا در ایالت متحده شده است. فوران‌های نوع هاوایی خیلی شبیه به گدازه‌های سیلابی هستند. با این وجود، بعضی وقت‌ها آنها باعث تولید تفرا و جریان‌های سریع نازک گدازه می‌شوند. فوران‌های هاوایی دوره‌ای بوده و طی زمان موجب پدید آمدن متوالی نهشته یا رسوبات می‌شوند. این نوع فوران‌ها باعث پدید آمدن مخروط‌های بزرگی در اطراف جزایر شده که ده‌ها کیلومتر ارتفاع و صدها کیلومتر عرض دارند.

فوران‌های انفجاری خیلی پیچیده هستند. ساده‌ترین شکل آن پرت کردن مقدار متوسطی از مواد مذاب به بیرون است. آتشفشان‌های استرومبولی که بعد از فوران کوه استرومبولی در ایتالیا به این نام مشهور شدند، مواد گدازه‌ای سیال با هر اندازه‌ای را به بیرون پرتاب می‌کنند. در بیشتر فوران‌هایی از این دست، که ممکن است رخداد آنها سال‌ها حادث نشود، به طور دوره‌ای و هر چند ثانیه یک‌بار بمب‌هایی به هوا پرت می‌شود که چندین صد متر به بالا می‌روند. آنها همچنین می‌توانند جریان‌های متوسطی از گدازه را تولید کنند. آتشفشان‌های نوع استرومبولی به وسیله‌ی یک مخروط متقارن از تفاله‌های آتشفشانی که تا دهانه آتشفشان بالا می‌آیند مشخص می‌شوند. آتشفشان‌های نوع استرومبولی همچنین بیانگر یک مرحله میانی یا بینابینی، بین خروج ماگما بازالتی و اسیدی هستند. فوران‌های نوع **ولکانی** خیلی اسیدی هستند و قطعات بزرگ ماگما با ویسکوزیته بالا و داغ را به بیرون پرتاب می‌کنند. در این نوع آتشفشان جریان روان گدازه یا وجود ندارد یا اگر هم باشد بسیار اندک است. این مواد خیلی لزج یا چسبنده ممکن است تا ارتفاع ۱۰ کیلومتر به هوا پرتاب می‌شوند (در موارد شدید تا ۴۰ کیلومتر). فعالیت این نوع آتشفشان‌ها انفجاری است و برای دوره‌های حداکثر چند ماهه فعال هستند. این آتشفشان‌ها باعث پدید آمدن مخروط‌های تفرا و قطعه‌ای می‌شوند. معمولاً در فواصل بین فوران‌ها گدازه آتشفشانی در مجرای آتشفشانی یا دودکش منجمد می‌شوند، به طوری که قدرت سد شدگی دودکش آتشفشان است که در نهایت تعیین کننده مقدار فشار قبل از فوران بعدی می‌باشد. فوران‌های **سورتسین**^۲ انفجارهای ویرانگر و شدیدی دارند زیرا ماگما سیال داغ وارد آب دریا می‌شود. این نوع فوران‌ها «**فریتوماگماتیک**»^۳ نامیده می‌شوند و ۸/۸ درصد تمام حوادث آتشفشانی را تشکیل می‌دهند. به خاطر رابطه متقابل

1- Fielder & Wilson; Blong; Wood

2- Surtseyan

3- phreatomagmatic

ماگما و آب، ابرهای بزرگی از گرد و غبار بسیار ریز تولید می‌شوند که چندین کیلومتر در داخل اتمسفر بالا می‌روند. ذرات درشت‌تر در اطراف دهانه آتشفشان به جای ایجاد مخروط یا ورقه‌های بزرگ خاکستر تمایل به تشکیل حلقه یا کمر بند را دارند. روی هم کشیده شدن یا اصطکاک ذرات ریز گرد و غبار موجب تشکیل الکتریسیته ایستا یا ساکن می‌شود و این امر نوری اسرارآمیز و حیرت‌انگیز در اطراف ستون‌های فوران یا پرتاب مواد ایجاد می‌نماید.

حوادث **پلینیایی** نیز بسیار انفجاری بوده و قدرت بالایی در پراکنش تفرا دارند. در این نوع فوران ممکن است بیش از یک کیلومتر مکعب ماگما با سرعت ۷۰۰-۶۰۰ متر در ثانیه تا ارتفاع ۲۵ کیلومتری، به وسیله تداوم گازهای پرسرعت و انبساط گرمایی طی دوره چند ساعته، بالا برود. وقتی محفظه ماگما به تدریج خالی شود ویژگی ماگما تغییر می‌کند و فوران نیز محتاج مواد می‌شود. معمولاً در این حالت آتشفشان بر اثر وزنش از داخل فرو می‌ریزد و یک **کالدر** به وجود می‌آید. فوران کوه آتشفشانی **وزوویوس** در سال ۷۹ میلادی، فورانی از این نوع بود؛ این آتشفشان در بخش‌های بعدی به تفصیل مورد بررسی و توضیح قرار خواهد گرفت. هر چند چنین وقایعی بر روی کره زمین قابل توجه هستند ولی در روی دیگر سیاره‌ها با جاذبه پایین و اتمسفر نازک‌تر فوران‌هایی از نوع پلینیایی وحشتناک هستند.

اگر ستون خاکستر حاصل فوران یک آتشفشان انفجاری تحت تأثیر جاذبه فرو بریزد، این امر باعث تولید یک بهمن واریزه از خاکستر و گازهای داغ می‌شود که با سرعت ۶۰ کیلومتر در ساعت به سمت پایین دامنه‌ها حرکت می‌کند. این نوع فوران بعد از فوران کوه **پله** در سال ۱۹۰۲، فوران **پله‌ای** نامیده می‌شود. ابرهای واریزه، جریان آذر آوری یا **ثوآردنت** (ابر سوزان) نامیده می‌شوند و در نتیجه‌ی ته‌نشینی این واریزه‌ها **یگنیمیریت** یا **توف** آتشفشانی ایجاد می‌گردد. تلفات زیاد ناشی از آتشفشان وزوویوس در سال ۷۹ میلادی را می‌توان به رخداد جریان آذر آوری نسبت داد. این جریان‌های آذر آوری، پس از توضیح مخاطرات ثانویه آتشفشانی، به تفصیل در این فصل مورد بررسی قرار خواهند گرفت. ویرانگرترین و بزرگ‌ترین فوران از نوع پله‌ای، «فوران نوع **کاتمایی**» نامیده می‌شود که بعد از فوران آتشفشان **کاتمایی** در انتهای شرقی شبه‌جزیره آلاسکا در ۶ ژوئن ۱۹۱۲ شناسایی شد. این فوران در مقایسه با حادثه آتشفشان کوه پله در سال ۱۹۰۲ ده برابر بیشتر مواد خارج کرد. وقتی محفظه ماگما از هرگونه ماگمایی خالی شد کوه ۲۵۰۰ متری در داخل یک کالدر آتشفشانی با ۵ کیلومتر عرض و یک کیلومتر عمق فرو ریخت. غرش حاصل از این فوران ۱۲۰۰ کیلومتر دورتر به گوش رسید و خاکستر آن در فاصله‌ای ۱۵۰۰ کیلومتر دورتر ته‌نشین شد. جریان آذرآوری این فوران در داخل یک دره تا ۲۰ کیلومتر جریان یافت و به طور تقریبی موجب به جا ماندن ۱۱ کیلومتر مکعب خاکستر داغ با عمق ۲۵۰ متر شد.

فوران‌های پله‌ای را نباید برای تمامی حوادث آتشفشانی که موجب جریان‌های خاکستر داغ می‌شوند به کار برد. بسیاری از جریان‌های ویرانگر آذر آوری از فرو ریختن ستون‌های خاکستر بر اثر جاذبه زمین نشئت نمی‌گیرند، بلکه به وسیله انفجارهای زمینی یا قاعده‌ای ناشی از فوران جانبی آتشفشان به وجود می‌آیند. این نوع فوران، فوران «**بندیان**»^۱ نامیده می‌شود. فوران کوه **سنت‌هلن** در ایالت متحده در سال ۱۹۸۰ از این نوع بود که بیشتر با عنوان فوران قاعده آتشفشان شناخته می‌شوند. چون نیروی فوران ذرات را با سرعتی فراتر از ۱۵۰ کیلومتر در ساعت به بیرون پرت می‌کند، موج انفجار به صورت سیکلون‌های خاکستر در می‌آید. اشیاء قرار گرفته در مسیر چنین موج انفجاری داغ و مخربی خُرد و نابود می‌شوند. فوران‌های قاعده‌ی آتشفشان اغلب به عنوان پیش‌قراولان حرکت کُند و بزرگ آذر آوری و ویرانگرترین نوع فوران‌ها در تمامی انواع آتشفشانی هستند.

مخاطرات آتشفشانی

(بالت و همکاران، ۱۹۷۵؛ ویتو، ۱۹۸۰؛ هایس، ۱۹۸۱؛ تازیف و سابروکس، ۱۹۸۳؛ یلانگ، ۱۹۸۴؛ وود، ۱۹۸۶؛ ریتیچی و گیتز، ۲۰۰۱)^۱

تعداد زیادی پدیده مخاطره‌آمیز وجود دارند که به طور مستقیم یا به صورت اثرات ثانویه توسط فوران آتشفشان‌ها پدید می‌آیند. رابطه‌ی زلزله‌ها و سونامی‌ها با آتشفشان‌ها در فصل ۱۰ مورد بررسی قرار گرفت و ارتباط آنها با حوادث خاص آتشفشانی نیز در پایان این فصل به تفصیل مورد بررسی قرار خواهد گرفت. به استثنای این دو پدیده می‌توان مخاطرات آتشفشانی را به شکل زیر در ۶ مقوله طبقه‌بندی کرد:

- جریان‌های گدازه‌ای
- ابرهای بالستیک و تفرا
- جریان‌های آذر آواری و فوران قاعده‌ی آتشفشان
- گازها و باران‌های اسیدی
- لاهار (جریان گل)
- و سیلاب‌های یخچالی

جریان‌های گدازه‌ای

از قرن ۱۶ به بعد هر ساله ۲۰ کیلومتر مربع از زمین‌ها زیر جریان‌های گدازه‌ای دفن می‌شوند. در هر قرن تقریباً ۶۰ حادثه جریان گدازه‌ای به وجود می‌آید که منجر به مشکلات اجتماعی و اقتصادی می‌شوند. مهم‌ترین دلیل برای چنین مشکلات این است که؛ جریان‌های گدازه‌ای در نواحی آتشفشانی موجب حاصلخیزی زیاد زمین‌های کشاورزی می‌شود. قابلیت کشاورزی بسیار بالای این زمین‌ها منجر به تراکم اسکان در این مناطق می‌شود. از این رو فوران مجدد آتشفشان‌ها در این نواحی علاوه بر نابودی زمین‌های کشاورزی، باعث تلفات جانی بسیار زیاد نیز می‌شود. با استفاده از نقشه‌برداری و اجتناب از اسکان در نواحی‌ای که به کرات زیر جریان‌های گدازه‌ای می‌روند، می‌توان به سادگی مانع بسیاری از این نابودی‌ها شد. تکنیک‌هایی نیز برای تغییر حرکت جریان‌های گدازه‌ای به ویژه برای جریان‌های گدازه **پاهومو** و **آآ** وجود دارد.

بر اساس داده‌های به‌دست آمده از بیش از ۱۰۰۰ جریان رخ داده در طول تاریخ مشخص شده که جریان‌هایی با ویسکوزیته پایین دارای طول متوسط ۴/۱ کیلومتر و ضخامت متوسط ۱۰ متر هستند در حالی که جریان‌های گدازه‌ای با ویسکوزیته بالا دارای میانگین طول ۱/۳ کیلومتر و میانگین ضخامت ۱۰۰ متر هستند. با این حال یک احتمال یک درصدی وجود دارد که جریان‌های گدازه‌ای با ویسکوزیته بالا یا پایین به ترتیب به مسافتی فراتر از ۱۱ و ۴۵ کیلومتر برسند. سریع‌ترین، داغ‌ترین و سیال‌ترین جریان‌های گدازه‌ای، جریان‌های کم ویسکوزیته «هاوایی» و فوران‌های نوع ایسلندی هستند. به نظر می‌رسد این جریان‌ها با وجودی که ضخامت کمی دارند و اغلب از گدازه‌های نوع آذر آواری که به سرعت خنک می‌شوند نیز تشکیل شده‌اند، بسیار خطرناک هستند. گدازه‌های آتشفشانی **پاهومو** ممکن است کانال‌های گدازه‌ای با قطر زیاد را در زیر جریان گدازه‌ای پدید بیاورند که تا چندین کیلومتر امتداد یابد. وقتی جریان اصلی در روی سطح زمین سرد می‌شود، این لوله‌ها باعث پدید آمدن مجراهایی برای گدازه‌ی آتشفشانی می‌شوند. چنین جریان‌هایی می‌توانند فاصله‌ی زیادی را طی کنند ولی به راحتی منحرف می‌گردند. جریان‌های **آآ** ضخامت و ویسکوزیته بیشتری دارند. آنها کانالی با عمق نزدیک به ۳۰ متر را ایجاد می‌نمایند. جریان‌های گدازه‌ای **آآ** و قطعه‌ای به سختی منحرف می‌شوند.

ویژگی جریان‌های گدازه‌ای با توجه به دما، ویسکوزیته، بازدهی نیرو و میزان خروجی متفاوت است. به خاطر دمای بالای

جریان ($1130^{\circ}\text{C} - 880^{\circ}\text{C}$) تمام مواد کربنی از قبیل لباس، کاغذ و چوب به محض تماس با گدازه به راحتی مشتعل می‌شوند. زمانی که دما به پایین‌تر از 800°C می‌رسد یک پوسته روی ماگما تشکیل می‌شود که به طور مؤثری مانع از کاهش گرمای می‌گردد. گدازه‌هایی پیدا شده است که ۶-۵ سال بعد از متوقف شدن جریانشان هنوز دارای دمای داخلی بالایی بوده‌اند. هنگامی که دما کاهش بیاید، ویسکوزیته افزایش می‌یابد و این همان فاکتوری است که اغلب جریان‌های گدازه‌ای را متوقف می‌سازد. هر چند سرعت یک جریان به جاذبه یا شیب زمین بستگی دارد ولی سرعت اولیه خروج گدازه نیز در سرعت حرکت دخالت دارد. بیشترین میزان خروجی جریان گدازه بین ۱۵ تا ۴۵ متر مکعب بر ثانیه است ولی مقادیر بالای ۱۰۰۰ متر مکعب در ثانیه نیز به ثبت رسیده است. مسافتی که گدازه به آنجا می‌رسد، تابع مستقیمی از میزان خروجی است به طوری که فاصله‌ی طی شده توسط جریان گدازه بر حسب کیلومتر، تقریباً ۳ برابر میزان خروجی اندازه‌گیری شده بر حسب کیلومتر مکعب بر ثانیه است. سرعت واقعی جریان گدازه بین ۱۰۰-۹ کیلومتر بر ساعت و میانگین تقریبی آن در حدود ۳۰ کیلومتر در ساعت است.

هر چند حجم بیشتر جریان‌های گدازه‌ای ثبت شده به ندرت فراتر از ۴ کیلومتر مکعب می‌رود، ولی در برخی موارد موجب خسارت‌های هنگفتی می‌شوند. فوران شکاف **لاکی**^۱ در سال ۱۷۸۴-۱۷۸۳ در ایسلند، ۵۵۰ کیلومتر مربع را پوشاند. طول این جریان به ۸۸ کیلومتر و حجم کلی آن ۱۲/۳ کیلومتر مکعب رسید. این فوران باعث ذوب یخچال‌ها و زیر آب رفتن زمین‌های زراعی ارزشمندی شد. در این حادثه بخار گوگردی متصاعد شده از گدازه‌ها هفته‌ها بر روی نواحی روستایی و شهری نشست. «قحطی سیاه» ناشی از این فوران موجب مرگ ۲۰ درصد از جمعیت ایسلند، نابودی ۵۰ درصد گله‌های گاو، نابودی ۷۵ درصد گوسفندان و اسب‌ها شد. با سرازیر شدن جریان‌های گدازه‌ای عظیم از دامنه‌های کوه **وزوویوس** در سال ۱۹۰۶ شهر **بوسکوتریکیس**^۲ در پایه آن به محاصره درآمد و همین حادثه شهر **سان سباستینو** را در سال ۱۹۴۴ گرفتار نمود. گدازه‌های آتشفشانی کوه **اتنا** در سال ۱۶۶۹ به دیواره‌های شهر فئودالی **کاتانیا** در فاصله ۲۵ کیلومتری کانون آتشفشان رسیدند و سرانجام از بالای دیواره‌ی حایل ریزش کرده و به تدریج در داخل شهر جریان یافتند. در سال ۱۹۲۸ شهر **ماسکالی** نیز به سبب گدازه‌های آتشفشانی کوه **اتنا** نابود شد. در سال ۱۹۴۶ آتشفشان **پاریکاتین**^۳ در مکزیک قبل از اینکه به طور کامل شهر **سن جوآن پارانگاریترو**^۴، در ۵ کیلومتری مجرای اصلی آتشفشان را نابود سازد، ۲۴۰۰ هکتار از جنگل‌ها و زمین‌های زراعی را زیر گدازه مدفون ساخت. فوران آتشفشان‌های **مائونالوا** و **کی‌لاوی‌یا** در هاوایی به طور مداوم موجب زیر آب رفتن زمین‌های زراعی و نابودی روستاهای کوچک در اطراف مخروط‌های آتشفشانی شده است، شهر بزرگ **هیلو** نیز چندین بار مورد تهدید قرار گرفته است. در ژانویه‌ی سال ۲۰۰۲ گدازه‌های آتشفشانی کوه **نیراکونگو**^۵ در جمهوری دموکرات **کنگو**، شهر **گوما** را زیر ۱/۵ متر گدازه‌ی آتشفشانی دفن کرد و موجب فرار بیش از ۵۰۰۰۰۰ نفر شد.

ساده‌ترین راه برای متوقف کردن حرکت گدازه تقویت فرآیندهایی است که سرعت آنها را کم می‌کند. میزان سیالیت جریان گدازه به «قدرت استحکام» آن بستگی دارد که به وسیله کاهش دمای ماده‌ی مذاب، افزایش سرعت خروج گاز از جریان، به هم زدن و یا باروری گدازه آتشفشانی با هسته خارجی افزایش می‌یابد. در برخی موارد افزایش قدرت استحکام جریان گدازه، تنها یک جریان سیال را به جریان با ویسکوزیته بالایی تبدیل می‌کند و آن را ضخیم‌تر و توقف آن را مشکل‌تر می‌کند. به دلیل ویژگی عایق‌بندی گدازه‌ی جامد، خنک‌سازی گدازه به وسیله‌ی آب همیشه مؤثر واقع نمی‌شود. طبق مشاهدات جریان‌های گدازه‌ای حتی وقتی به داخل دریا هم می‌ریزند به حرکتشان ادامه می‌دهند. یک استثنای قابل توجه در تلاش برای توقف جریان

1- Laki fissure
2- Boscotrecase
3- Parícutín
4- San Juan Parangaricutiro
5- Nyiragongo

گدازه‌ی بلوکی در سال ۱۹۷۳ که شهرک **وست مانایچار**^۱ در ایسلند در معرض خطر قرار داشت به چشم می‌خورد. برای چندین ماه به صورت فشرده آب بر روی گدازه و قسمت عقب جبهه‌ی در حال حرکت آن پاشیده می‌شد تا در نهایت ویسکوزیته ماگما را افزایش داد و میزان پیشروی آن را کند ساخت. پراکنده ساختن جریان گدازه به‌جز با منفجر ساختن امکان‌پذیر نمی‌باشد. این کار در مورد یک مجرای تغذیه کننده جریان گدازه **پاهومو** آزمایش شد، که شهر **هیلو** در هاوایی را در سال ۱۹۳۵ در معرض خطر قرار داد. پس از این اقدام جریان گدازه به قدر کافی متوقف شد و به یک جریان با ویسکوزیته بالای **آآ** تبدیل شد و مجرای تغذیه مسدود شد. البته ممکن است بمباران آتشفشان دلیل بند آمدن جریان گدازه‌ای نبوده باشد زیرا این جریان در مرحله پایانی تخلیه بود. با این وجود اگر در آینده نیز این قبیل جریان‌های گدازه‌ای شهر هیلو را در معرض خطر قرار دهند مجدداً این طرح‌های احتیاطی مانند منفجر کردن جریان‌های گدازه‌ای مطرح می‌گردند. یک جریان گدازه‌ای می‌تواند انشعاب یابد و از این طریق به یک مسیر امن‌تر منحرف گردد. با این وجود نظرات در این خصوص نسبی است و آنچه که شخصی ممکن است امن فرض کند برای شخص دیگر ممکن است یک خطر تلقی گردد. این مشکل متأسفانه در سال ۱۶۶۹ ساکنان **کاتانیا** را که بر اثر فوران آتشفشان کوه **اتنا** به ستوه آمده بودند، گرفتار نمود. ساکنان شهر در اولین تلاش سعی کردند با دیوارکشی جریان گدازه را منحرف سازند. آنها با پوشیدن بدن خود با پوست خیس حیوانات و حفر یک کانال برای جریان گدازه، مسیر جریان گدازه به سمت شهرشان را به کنترل درآوردند. متأسفانه عملیات تغییر جهت یا منحرف کردن، جریان گدازه را به سمت شهر **پاترنو**^۲ فرستاد. در همین زمان ۵۰۰ شهروند عصبانی این شهر برای حمله به شهروندان **کاتانیا** به سرعت از دامنه‌ها بالا رفتند و بعد از پیروزی در میدان نبرد به تلاش آنها برای منحرف کردن گدازه پایان دادند. جریان گدازه تمامی منافذ را پر کرد و به سمت کاتانیا پیشروی کرد، این جریان از دیواره‌های ۲۰ متری عبور کرد و بخش‌های بزرگی از شهر را زیر گدازه مدفون ساخت. در سال ۱۹۴۲ چنین اقدامی در هاوایی به جای انحراف جریان گدازه فقط آن را به مسیری موازی فرستاد.

همچنین سازه‌های سد کننده برای انحراف جریان گدازه **آآ** یا برای فراهم آوردن زمان بیشتر برای تخلیه مؤثر شهر به کار برده می‌شوند. در بیشتر موارد جریان‌های گدازه‌ای که در پشت موانع کم استقامت مسدود می‌شوند به سادگی از بالای این موانع سرریز می‌شوند، درست همانند اتفاقی که در کاتانیا افتاد. بنابراین نباید برای متوقف کردن جریان گدازه از موانع سد کننده استفاده کرد بلکه باید آنها را منحرف ساخت. چون جریان‌های گدازه‌ای وقتی سرد می‌شوند بسیار چسبنده بوده (نسبت به آب ۱۶۰ بار ویسکوزیته بیشتر)، به مقداری ناچیزی حرکت می‌کنند و نیروی کمی را وارد می‌سازند. از این رو، با گذاشتن موانع به صورت مایل بر سر مسیر آنها به شرطی که مسیر انحرافی پرشیب باشد به طور موفقیت‌آمیزی منحرف می‌شوند. با این وجود، حرکت سریع برخی جریان‌های گدازه‌ای باعث غیر عملی شدن ساخت سازه‌های سد کننده تأخیری می‌شود. حتی در مواردی ایجاد موانع در مسافت‌های دورتر از جبهه پیشروی گدازه نیز ممکن است غیرعملی باشند زیرا احتمال دارد جریان گدازه به سادگی و به طور طبیعی قبل از رسیدن به موانع متوقف شوند. در مقایسه با گدازه موانع باید از مواد متراکم‌تری (چگال‌تر) تشکیل شده باشند، به زمین چسبیده و عرض پایه آنها نسبت به ضخامت جریان گدازه سه برابر پهن‌تر باشند. مواد کم‌تراکم به سادگی به وسیله‌ی جریان گدازه شناور و حذف خواهند شد. اگر موانع تنها جریان گدازه را منحرف می‌سازد، انتخاب مسیر انحرافی امن‌تر کار بسیار مشکلی است زیرا باید این انحراف بر روی زندگی یا دارایی فرد یا افراد دیگری تأثیر نگذارد. با مطالعات بیشتر در زمینه مکانیسم‌های حرکت یا طرز عمل جریان گدازه‌ای می‌توان کارایی سازه‌های سد کننده را به طور مؤثرتری افزایش داد.

ابراهای تفرآ و مواد پرتابی

(پرابهاران، ۲۰۰۲)^۱

فوران آتشفشان *وزوویوس* در سال ۱۹۴۴ مخاطره بزرگ دیگری از مخاطرات فوران‌های آتشفشانی را نشان داد. در آن زمان فرودگاه‌های نظامی متفقین به شدت آسیب دیدند البته نه به وسیله‌ی نیروهای آلمانی بلکه به سبب بمباران توسط گلوله‌های گدازه مایع پرتاب شده از آتشفشان و این امر مانع ادامه درگیری نیروهای متفقین در منطقه شد. فوران‌هایی از نوع *استرومبولی*، *ولکانی*، *سورتسین* و *پلینیایی* با هم موجب پرتاب خاکستر به ارتفاع بیشتر از ۳۰ کیلومتر به هوا شدند. قطعات بزرگ‌تر، شامل تکه‌هایی به اندازه تخته سنگ از ماگمای سیال و قطعات باقی مانده از دیواره آتشفشان بودند. سرعت‌های اندازه‌گیری شده دامنه‌ای از ۲۰۰-۷۵ متر در ثانیه و ماکزیمم مسافت طی شده در زاویه ۴۵° مسیر به دست آمده است. مسافت‌های محاسبه شده برای مواد تخته سنگی به ندرت فراتر از ۵ کیلومتر می‌روند، با وجود این موادی با وزن ۳۰-۸ تن به فواصل یک کیلومتری یا بیشتر پرتاب شده‌اند. این نوع بارش مواد می‌تواند پر حجم و سوزان باشد و می‌تواند روی یک منطقه کوچک فرود بیاید، لذا می‌تواند بسیار ویرانگر باشد. به دلیل اینکه تراکم یا غلظت مواد پرتابی به طور قابل توجهی فرق می‌کند انرژی جنبشی ناشی از اصابت با زمین نیز بسیار متفاوت است. بمب‌های بزرگ‌تر به لحاظ تأثیر انفجاری دقیقاً همانند اصابت راکت‌های انسان ساز به زمین عمل می‌کنند. تصاویر گرفته شده از چشم‌اندازهایی با پوشش گیاهی که در معرض بمباران مکرر این مواد پرتابی قرار گرفته‌اند دقیقاً شبیه به صحنه بمباران‌های جنگی هستند.

تولید تفرآ یا خاکستر آتشفشانی نیز می‌تواند ویرانگر باشد (شکل ۱۱-۲). فوران کوه *هکلا*^۲ واقع در ایسلند در سال ۱۹۴۷ مواد را با سرعت ۱۰۰۰۰۰ متر مکعب در ثانیه پرتاب کرد و ۲ روز بعد باعث بارش خاکستر در فاصله‌ای به دوری *فنلاند* شد. تفرآ می‌تواند با سرعت ۳۰-۸ متر در ثانیه صعود نماید و در جهت باد به میزان ۱۰۰-۲۰ کیلومتر در ساعت جابه‌جا گردد. هر چند بیشتر این خاکستر به صورت محلی فرود می‌آید، ولی مواد ریز با اندازه < 0.1 میلی‌متر می‌توانند تا ارتفاع بیش از ۲۷۰۰۰ متر به داخل اتمسفر بالا بروند. در این شرایط زمان ماندگاری ممکن است از ۲ تا چند سال باشد. فوران آتشفشان *تامبورا* در اندونزی در ۱۰-۵ آوریل سال ۱۸۱۵ بزرگ‌ترین فوران تفرآی ثبت شده است. این فوران موجب پرتاب ۱۵۱ کیلومتر مکعب خاکستر ریزدانه به داخل اتمسفر شد، این فرایند موجب سرد شدن دمای سطح کره زمین بین $0.5-1.0^{\circ}C$ شد. همان گونه که در فصل ۹ ذکر شد، خاکستر آتشفشانی تأثیر زیادی بر دمای کره زمین دارد به نحوی که بسیاری از تغییرات دمایی در طی سه قرن اخیر با نوسان در تولید خاکستر آتشفشانی هم‌خوانی دارد.

ناحیه پوشیده شده از نهشته تفرآ نیز دارای اهمیت است، زیرا بیشتر حجم تفرآی معلق در جو در فواصل کوتاهی از آتشفشان پایین می‌آید. خاکستر آتشفشانی ریزدانه ناشی از فوران آتشفشان *کراکاتوا* در سال ۱۸۸۳ یک ناحیه به وسعت ۸۰۰۰۰۰ کیلومترمربع را پوشاند. این مواد آتشفشانی زمانی که به صورت گرد و غبار ریزدانه به خاک وارد می‌شوند موجب حاصلخیزی زیاد خاک می‌شوند؛ هرچند که می‌توانند عواقب محیطی وحشتناکی نیز در پی داشته باشند. تنها درصد کمی از مرگ و میرهای ناشی از آتشفشان را می‌توان مستقیماً به ریزش خاکستر نسبت داد ولی با این وجود، ریزش خاکستر در فوران آتشفشان *کراکاتوا* حتی در فاصله ۷۰-۸۰ کیلومتری نیز به حد کافی داغ بود که سوراخ‌هایی را در لباس‌ها و پوشش گیاهی ایجاد نماید.



شکل ۱۱-۲- تفرای خارج شده از کوه سنت هلن در ۲۲ جولای ۱۹۸۰. جریان مواد آذر آواری ابرهای کم ارتفاعی از خاکستر را در سمت راست تولید نموده است. به گسترش ابر خاکستر در تروپوپاوز و ریزش ذرات درشت در مسیر باد توجه نمایید (عکس از سازمان زمین شناسی ایالات متحده آمریکا).

تفرا همچنین می تواند شامل عناصر سمی فلوراید نیز باشد که به ویژه برای حیواناتی که علوفه های آلوده را می خورند بسیار خطرناک و مسموم کننده هستند. قحطی سیاه در سال ۱۷۸۴ در ایسلند و مرگ ۸۰۰۰۰ نفر در اثر گرسنگی به دنبال فوران آتشفشان **تامبورا** در سال ۱۸۱۵ را می توان به نابودی پوشش گیاهی در اثر ریزش تفرا نسبت داد. تفرا شیشه ای ناشی از فوران آتشفشان کوه **سنت هلن** در سال ۱۹۸۰، تأثیرات شدیدی بروی شرایط جاده ای و وسایل نقلیه موتوری داشت. در حوادثی جداگانه، تفرای ناشی از فوران آتشفشان **گالونگ گنگ**^۱ در سال ۱۹۸۲ در غرب **جاوا**، موجب فرود ۲ هواپیمای مسافربری ۷۴۷ در محدوده ای استرالیا شد. فوران اولیه آتشفشان مورد توجه قرار نگرفت و به مسئولین هواپیمایی نیز گزارش نشد. اولین هواپیما یک جت ۷۴۷ متعلق به خطوط هوایی انگلیس بود که بین سنگاپور و استرالیا در حال پرواز بود و در ارتفاع ۱۱۳۰۰ متری وارد ابر خاکستر شد. در این حادثه هر چهار موتور هواپیما یکی پس از دیگری از کار افتادند. ۱۳ دقیقه طول کشید تا خلبان بتواند سه موتور را مجدداً به کار بیندازد و در این مدت هواپیما تا ارتفاع ۷۳۰۰ متری نزول کرد. بر اثر برخورد با خاکستر شیشه جلوی کابین خلبان آنچنان سوراخ سوراخ شده بود که خلبان مجبور شد با نگاه کردن از شیشه بغل کابین، هواپیما را فرود بیاورد. دو هفته بعد یک هواپیمای ۷۴۷ از خطوط هوایی سنگاپور در همان مسیر در حال پرواز بود که به داخل ابر خاکستر دیگری منحرف شد و قبل از اینکه خلبان مجدداً کنترل هواپیما را در دست بگیرد ۲۵۰۰ متر پایین آمد. از آن به بعد بیش از ۸۰ هواپیمای تجاری از داخل ابرهای خاکستر آتشفشان پرواز کردند. فوران آتشفشان کوه **پیناتوبو** در سال ۱۹۹۱ به ۲۰ هواپیمای تجاری در حین عبور خسارت ۱۰۰ میلیون دلاری وارد کرد. انفجار آتشفشان های **ریدابت**^۲، **گالونگ گنگ**، کوه **سپور** و کوه **پیناتوبو** موجب تشکیل ابرهایی از خاکستر در داخل اتمسفر شدند که به ترتیب ۱۵۰، ۲۰۰، ۱۲۰۰ و ۱۷۴۰ کیلومتر دورتر از مکان فوران ها به هواپیماها خسارت وارد کردند.

1- Galunggung
2- Redoub

جریان‌های آذر آواری و فوران‌های قاعده آتشفشان

(براننی و زالاسیویکز، ۱۹۹۹)^۱

همان‌طور که قبلاً اشاره کردیم ستون‌های ویرانگر خاکستر آتشفشان-*تئوآردنت* یا جریان‌های آذر آواری (شکل ۱۱-۳) و غلیان‌های قاعده‌ی آتشفشانی به سبب انفجار جانبی آتشفشان‌ها پدید می‌آیند. فوران قاعده‌ی آتشفشان مثل امواج جانبی یک انفجار هسته‌ای است و می‌تواند علاوه بر خاکستر تولید شده توسط خود آتشفشان مقدار قابل توجهی گرد و غبار از زمین بلند کند. فوران آتشفشان *باندا* در سال ۱۸۸۸ موجب پرتاب سنگ‌های خرد شده آتشفشانی به هوا تا ۳۰۰ متر و ایجاد یک بهمن واریزه شد. سرعت موج انفجاری می‌تواند به فراتر از ۱۵۰ کیلومتر در ساعت برسد و گردوغبار می‌تواند اشیاء را ماسه فرسایبی کند. در سال ۱۹۶۵ فوران آتشفشان *تال*^۲ در فیلیپین، ۱۵ سانتی‌متر از چوب تنه درختان را در محدوده یک کیلومتری کانون آتشفشان فرسایش داد. فوران قاعده‌ی آتشفشانی ممکن است با صورت جریان آذر آواری ادامه پیدا کند. فوران کوه آتشفشان *سنت هلن* این توالی را دنبال نمود. توصیف کلاسیک جریان آذر آواری به این صورت است: بهمنی از مواد چگال و بی‌نهایت داغ، مملو از گاز، خروج مداوم گاز از گدازه، بخش اعظم آن به صورت منفک از هم، فوق‌العاده سیال و بدون اصطکاک، در واقع به سبب تراکم بالای گاز هر ذره از ذره کناریش جدا است (پرت، ۱۹۳۵). در جریان آذر آواری ذرات ریز معلق هستند و به وسیله‌ی گردبادهای متلاطم گازی جابه‌جا می‌شوند. آنها هر چند مانند ابرهای متراکم خاکستر به نظر می‌رسند، ولی بین ذراتشان آنقدر فضای باز وجود دارد که به ندرت با هم برخورد می‌کنند. وقتی این گردباد طوفانی از روی یک نقطه می‌گذرد لایه‌های متناوبی از رسوبات نرم و درشت را ته‌نشین می‌کند چون سرعت جریان همانند وزش باد دچار افت و خیز یا بالا و پایین می‌شود. از این رو، نیروی مخرب جریان آذر آواری طی فاصله کوتاهی تغییر می‌کند. جریان آذر آواری کوه آتشفشانی *وزوویوس* در سال ۷۹ میلادی در برخی مکان‌ها موجب ریزش دیواره‌ها و مجسمه‌ها شد ولی در فاصله کمی دورتر اسباب و وسایل ساختمان‌ها دست نخورده باقی ماندند. در جایی که ابرهای تفر با زمین برخورد می‌کنند شرایط فرق می‌کند. تراکم رسوبات افزایش می‌یابد، از نظر اندازه نیز ذرات رسوبی دامنه‌ای از سیلت تا تخته سنگ (که در معرض میلیون‌ها بار برخورد هستند) را در بر می‌گیرد. سرعت جریان ذرات معلق با جریان هوا برابر است. در برخی موارد ممکن است ذرات به طور مستقل از هر جریانی، حرکت کنند که این پدیده را جریان دانه‌ای می‌نامند. جریان دانه‌ای منجر به بیرون راندن ذرات درشت‌تر به سطح زمین می‌شود؛ هر چند افزایش سیالیت جریان از این طریق که فرایند سیال‌سازی نامیده می‌شود ممکن است موجب شود ذرات رسوبی داخل دوغاب غلیظ به صورت ماده‌ای سیال حرکت کنند و بدون دسته‌بندی باقی بمانند. احتمالاً در سطوح مختلف جریان‌های آذر آواری، فرایندهای متفاوتی عمل می‌کنند. جریان‌های متلاطم، ذرات ریزتر را به داخل جریان بالاتر می‌کشاند در حالی که همین فرایند در سطح زمین باعث افزایش سیال‌سازی می‌شود. به همین ترتیب فرو ریزش دوغابی در نزدیکی سطح باعث گیر افتادن ذرات ریزتر در رسوب و تخلیه آب می‌شود. هر از گاهی که چرخه‌های متلاطم در بستر رخنه می‌کنند، باعث ته‌نشینی لایه‌های متفاوتی از مواد نرم و درشت می‌شود. نتیجه این فرایند تشکیل نهشته‌هایی با اندازه‌ی ذرات بسیار متفاوت و بی‌نظم است که نشانه‌هایی از لایه‌بندی را دارا می‌باشد.

نه تنها موج انفجار جریان می‌تواند ویرانگر باشد، بلکه خود جریان آذر آواری نیز می‌تواند به طور قابل توجهی داغ و سوزان باشد. به خاطر وجود واریزه‌های داغ و سوزان در داخل جریان‌های آذر آواری «بهمن سوزان» نامیده می‌شوند. جریان آذر آواری کوه *سنت هلن* باعث افزایش دما تا 3500°C در مرکز و 200°C - 50°C در حاشیه شد. این دماها برای کمتر از ۲ دقیقه ادامه یافتند. ذوب جزئی سکه‌های طلا و بطری‌ها در جریان آتشفشان کوه *پله* در سال ۱۹۰۲ نشان می‌دهند که دما تا 1075°C افزایش یافته

1- Branney & Zalasiewicz

2- Taal

است. به همان نسبتی که سرعت تغییر می‌کند دما نیز تغییر می‌کند. برای مثال جریان آذر آواری کوه *وزوویوس* در سال ۷۹ میلادی در برخی مکان‌ها برای تبدیل چوب به زغال به حد کافی داغ و سوزان بود ولی در برخی مناطق حتی به اندازه پختن غذا هم نبود. نهشته‌های ناشی از جریان‌های آذر آواری برای مدت قابل توجهی گرم باقی می‌مانند. در یکی از نهشته‌های حاصل از فوران آتشفشان *اگوستین* در سال ۱۹۷۵ در آلاسکا، دمای نهشته چند روز بعد از حادثه فراتر از 400°C بود.

جریان‌های آذر آواری می‌توانند با سرعت زیادی حرکت کنند، زیرا آنها همانند یک جریان چگال تحت تأثیر جاذبه زمین عمل می‌کنند. دامنه سرعت در جریان‌های ریز خاکستر بین ۳۰-۱۰ متر در ثانیه متفاوت است ولی در جریان‌های بزرگ‌تر سرعت‌های فراتر از ۲۰۰ متر در ثانیه نیز به دست آمده است. با این قبیل سرعت‌ها، جریان‌ها می‌توانند از موانع توپوگرافیکی بلند عبور کنند. جریان‌های آذر آواری آتشفشان *پله* در سال ۱۹۰۲ در نزدیکی موانع توپوگرافی برگشت خوردند و به نظر سرعت‌شان به سمت دریا افزایش یافت. هم جریان‌های آذر آواری و هم فوران‌های قاعده‌ی آتشفشان به خاطر سرعت‌شان و این حقیقت که آنها مقادیر زیادی از گازهای داغ و سمی را به همراه دارند، بسیار کشنده هستند.



جریان‌های آذر آواری تاریخی نواحی بزرگی را پوشانده‌اند. فوران آتشفشان *کاتماپی* در آلاسکا در سال ۱۹۱۲- یکی از بزرگ‌ترین جریان‌های آذر آواری اندازه‌گیری شده- ۱۲۶ کیلومتر مربع را پوشاند در حالی که جریان آذر آواری کوه *سنت هلن* یک ناحیه با مساحت ۶۰۰ کیلومتر مربع را پوشاندند. فوران آتشفشان *ریپول*^۱ در ۱۴۰۰ سال قبل موجب ایجاد جریان با ضخامت ۲ متر بر روی محدوده‌ای به وسعت ۱۲۰۰ کیلومتر مربع شد. فوران‌های زون آتشفشانی *تائوپو* واقع در نیوزلند، بزرگ‌ترین فوران‌های اتفاق افتاده در روی کره زمین هستند. نشانه‌های زمین‌شناختی وجود دارد که نشان می‌دهند فوران *تائوپو* مواد آذر آواری را با سرعت یک کیلومتر مکعب در دقیقه خارج ساخت.

شکل ۱۱-۳- شروع جریان آذر آواری یا ابر سوزان در کوه ناگراهوی، نیوزیلند در ژانویه ۱۹۷۴. تفرای انفجاری به صورت عمودی به بیرون پرتاب می‌شود ولی در اثر سنگینی به زیر خود سقوط می‌کند. جریان آذر آواری شامل خاکستر معلق از دی اکسید کربن داغ است که می‌توان آن را به صورت ابری چسبیده به زمین که به سرعت حرکت می‌کند در سمت چپ عکس دید (عکس از سازمان زمین‌شناسی ایالات متحده، کاتالوگ بلایای # ۰۴۰۱-۰۹۰۹). (J)

فوران آتشفشان *تائوپو* در سال ۱۸۶ میلادی موجب پدید آمدن ۶۰۱۰۰ کیلومتر مکعب تفراف شد، این مقدار ۵ برابر بیشتر از تفراف ناشی از فوران *کراکاتوا* در سال ۱۸۸۳ می‌باشد. تفراف تمامی *نورث آیلند* یا جزیره شمالی نیوزیلند را با ضخامت حداقل ۱۰ سانتی‌متر خاکستر پوشاند در حالی که جریان‌های شدید آذر آواری از برآمدگی‌های ۱۰۰۰ متری اطراف دهانه آتشفشان عبور کردند و یک ناحیه با وسعت ۱۵۰۰۰ کیلومتر مربعی را مدفون ساختند.

از رسوبات *ایگنیمبریت‌ها* حاصل از جریان‌های آذر آواری نشانه‌هایی به دست آمده که مشخص می‌کند در برخی موارد جریان‌ها تا ۱۰۰۰-۵۰۰ متر ارتفاع گرفته‌اند و تا ۵۰ کیلومتری خاستگاه فوران‌ها نیز پیش رفته‌اند. همچنین با این سرعت زیاد جریان‌ها می‌توانند عامل فرسایش باشند و کانال‌هایی را در رسوبات با مقاومت پایین حفر نمایند. ایگنیمبریت‌های ناشی از آتشفشان‌های *پله‌ای* با نهشته‌های حاصل از ریزش خاکستر در فوران‌های نوع *پلینی* تفاوت دارند. زیرا در نهشته‌های تفراف ذرات از حالت معلق در هوا فرونشاند می‌شوند و به همین علت ذرات دارای جورشدگی خوب هستند و به صورت متوازن بر روی چشم‌اندازها پراکنده می‌شوند. از طرف دیگر ایگنیمبریت‌ها شامل ذراتی در تمامی اندازه‌ها می‌شوند که از طریق هوا به صورت واسطه میان شبکه‌ای جابه‌جا می‌شوند. آنها از ماگماهای فرار و غنی از گازهایی با ویژگی ریولیت یا آندزیت تشکیل و به طور بی‌نظمی دسته‌بندی می‌شوند. این مواد تمایل به تجمع در گودال‌ها را دارند زیرا جریان آنها تحت تأثیر جاذبه می‌باشد. گرمای یک جریان آذر آواری می‌تواند باعث جوش خوردن مواد ایگنیمبریت به هم دیگر شود، در حالی که نهشته‌های نوع پلینی غیرمستحکم باقی می‌مانند. برخی ایگنیمبریت دارای دانه‌بندی معکوس هستند یعنی در این حالت مواد ریزتر توسط قطعات درشت‌تر پوشانده می‌شوند. برای رخداد چنین فرایندی ابر تفراف باید بسیار متراکم باشد و با حداکثر سرعت حرکت کند و در نهایت رقیق گردد. چنین فرایندی جورشدگی برشی نامیده می‌شود و بالا آمدن قطعات بزرگ در آن درست شبیه به زمانی است که کیسه شکر را تکان می‌دهیم و قطعات بزرگ به سطح کیسه می‌آیند. به طور متناوب این نهشته‌های خوب جورشده ممکن است نشانه‌هایی از فوران قاعده‌ی آتشفشان باشند که معمولاً بسترهای نازک و خوب جور شده‌ای با ضخامت کمتر از ۱۰ متر پدید می‌آورند. به نظر می‌رسد در مقایسه با حرکت کند جریان‌های بزرگ آذر آواری، فوران زمینی نقش بیشتری در قرارگیری ایگنیمبریت‌های بی‌نظم بر روی نهشته‌های خوب جور شده حاصل فوران قاعده آتشفشان دارند. حضور زیاد ایگنیمبریت‌های کم‌انرژی و خوب جور شده نشان می‌دهد که احتمالاً فوران قاعده آتشفشانی نسبت به آنچه که قبلاً تصور می‌شد معمولی‌تر باشند.

گازها و باران‌های اسیدی

(*سایمونز و همکاران، ۱۹۸۸*)^۱

در ابتدا اعتقاد بر این بود که بسیاری از جریان‌های آذر آواری تنها از گازهای سوزان و داغ تشکیل شده‌اند. هر چند بعداً مشخص شد که این موضوع نادرست است ولی با وجود این نمی‌توان گازها را به مثابه یک مخاطره در نظر نگرفت. روی هم رفته آتشفشان‌های انفجاری سالانه 4×10^6 تن دی‌اکسید سولفور وارد جو می‌کنند. این مقدار هر ساله تغییر می‌کند. برای مثال فوران کوه *پیناتوبو* در ۱۵ ژوئن سال ۱۹۹۱ طی چند هفته موجب آزادسازی 20×10^6 تن دی‌اکسید سولفور در جو شد. هر چه فوران انفجاری‌تر باشد انتقال گاز نیز بیشتر می‌باشد. آتشفشان‌های غیر فعال که فقط در مرحله خروج گازی هستند سالانه 9×10^6 تن دی‌اکسید سولفور آزاد می‌سازند. در حالی که ظاهراً این مقدار بسیار زیاد است ولی با این وجود مقدار مذکور تنها ۱۰-۵ درصد مقداری است که توسط فعالیت‌های انسانی به جو وارد می‌شود. با وجود این خارج شدن دی‌اکسید سولفور به وسیله آتشفشان‌ها دارای اثرات قابل توجه محلی و منطقه‌ای به ویژه بر روی محصولات می‌باشد. خارج شدن منواکسید کربن خیلی خطرناک‌تر می‌باشد. این گاز حتی به میزان کم هم برای پستانداران سمی می‌باشد و مانع تنفس برگ گیاهان می‌شود. مطالعات نشان می‌دهد گاز CO_2 نیز مضر است. آتشفشان‌ها می‌توانند مقادیر بالایی از این گاز (۹۵-۲۰ درصد از گاز خارج

شده) را تولید نمایند، به علت چگالی بیشتر این گاز نسبت به هوا در چاله‌ها و سطح زمین تجمع می‌یابد و باعث خفگی موجودات زنده می‌شوند. در ۲۱ آگوست سال ۱۹۸۶ رانش زمین در نهشته‌های عمیق دریاچه نیوس^۱ که یک کراتر آتشفشانی خاموش در کامرون است باعث خروج این گازها (دی‌اکسید سولفور، منواکسید کربن و CO₂) به علاوه دی‌اکسید سولفور و سیانور شدند. ابرهای متشکل از گازهای کشنده که غلظت آنها به ۲۰-۳۰ برابر CO₂ می‌رسید چسبیده به سطح زمین و تحت تأثیر جاذبه به طرف توپوگرافی‌های پست جریان می‌یابند و موجب مرگ تمام موجودات زنده مسیر حرکتشان شدند. ظرف کمتر از چند دقیقه بیش از ۱۷۰۰ نفر کشته شدند و ۱۰۰۰۰ نفری هم که جان سالم به در بردند دچار سوختگی پوست گردیدند. خروج گاز از مجاورت دریاچه‌ی مونون در کامرون در سال ۱۹۸۴ نیز ۳۷ نفر را به کام مرگ کشانید. در حادثه‌ای مشابه دیگری در سال ۱۹۷۸ خروج گاز از فلات دینگ در جاوه موجب مرگ ۱۸۰ نفر شد.

تحت شرایط دمای بالا در فوران‌های آتشفشانی بسیاری از گازها با بخار آب واکنش نشان می‌دهند و اسید هیدروکلراید، اسید سولفوریک، اسید کربنیک و اسید هیدروفلوریک تشکیل می‌دهند. آتشفشان‌های غیر فعال و فومرولی که فقط در حال خروج گاز هستند سالانه ۴/۷-۰/۵ میلیون تن فلئوئور و ۱۰-۰/۳ میلیون تن کلر به ترتیب به شکل اسید هیدروفلوریک و اسید هیدروکلراید یا اسیدکلریدریک آزاد می‌سازند. فوران‌های ایسلندی به نحو بارزی مملو از گازهای فلئوئور هستند. میزان اسیدکلریدریک در فوران آتشفشان هکلا واقع در ایسلند در سال ۱۹۷۰ به ۱۷۰۰ ppm رسید. فوران‌های قابل توجهی که حاوی مقادیر بالای از HCl^۲ هستند عبارتند از: آتشفشان آگونگ در بالی (۱/۵ میلیون تن) در سال ۱۹۶۳، آگوستین در آلاسکا (۵۲۵۰۰۰ تن) در سال ۱۹۷۶؛ سوفریر در گوادلوپ (یک میلیون تن) در سال ۱۹۷۹ و کوه ارباس در جنوبگان (۳۷۰۰۰۰ تن) در سال ۱۹۸۳. در تروپوسفر اسید از طریق فرایند تراکم، ترکیب با خاکستر و حل شدن در ستون‌های دود غنی از آب، از اتمسفر تخلیه می‌شوند. در دمای بالای ۶۰۰۰ °C اسید هیدروفلوریک، کلسیم فلئوئورسیلیکات را به وجود می‌آورد که به سطح شیشه‌ای ذرات تفرات می‌چسبند. علیرغم تمامی این صدمات اسیدها می‌توانند مخاطره را در ناحیه بزرگ‌تری گسترش دهند. فوران آتشفشان کتامای در سال ۱۹۱۲ موجب باران اسیدی شد که به لباس‌های آویزان در ونکوور در ۲۰۰۰ کیلومتری جنوب صدمه زد. فوران آتشفشانی لاکمی واقع در ایسلند در سال ۱۷۸۴-۱۷۸۳ آسمان بیشتر نواحی آتلانتیک شمالی، اوراسیای غربی و شمالگان را با مه خشک سولفوری پوشاند و منجر به زمستان سردی شد. فوران‌های انفجاری همچنین می‌توانند کلر را به شکل HCl مستقیماً به داخل استراتوسفر وارد نمایند، جایی که این گاز با لایه اوزون واکنش شیمیایی نشان می‌دهد. آتشفشان‌های تامپورا در سال ۱۸۱۵ و کراکاتوا^۳ در سال ۱۸۸۳ که فوران‌های انفجاری داشتند به ترتیب حداقل ۲/۱ و ۳/۶ میلیون تن کلر به شکل HCl آزاد ساختند. فوران آتشفشان ال‌چی چون واقع در مکزیک در سال ۱۹۸۲ بین عرض‌های ۲۰ و ۴۰ درجه شمالی ۴۰۰۰۰ تن HCl وارد استراتوسفر نمود.

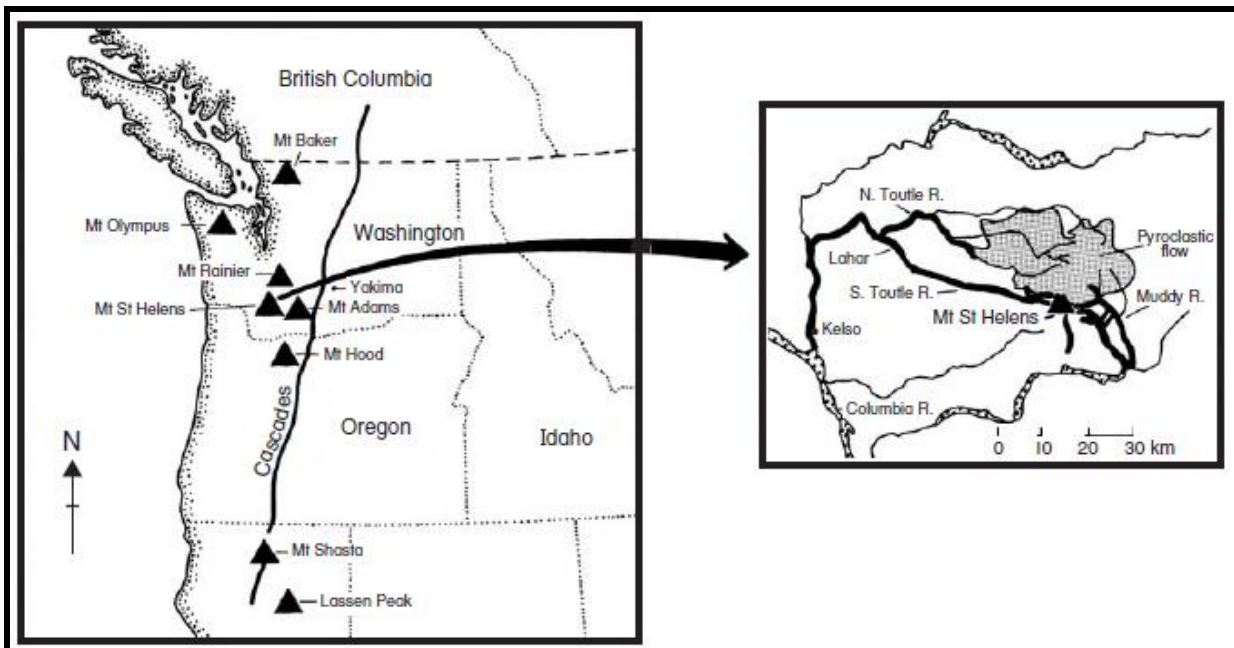
لاهار

(نیوهال و پانونگبایان، ۱۹۹۶)^۲

یکی از غیر عادی‌ترین پدیده‌های (در عین حال مخاطره‌آمیز) ایجاد شده توسط آتشفشان‌ها لاهار یا جریان گل است که احتمال رخداد آن هم در زمان فوران (لاهار اولیه) و هم تا چندین سال پس از فوران آتشفشان (لاهار ثانویه) وجود دارد. در ۱۰۰۰۰ سال گذشته تقریباً ۵/۶ درصد از فوران‌های آتشفشانی در برخی اوقات موجب پدید آمدن لاهار یا روانه گل شده‌اند. لاهارهای اولیه به سبب جریان‌های آذر آواری یا فوران دریاچه‌های کراتری پدید می‌آیند. در مورد اولی یک جریان آذر آواری

1- Lake Nios
2- Hydrogen chloride
3- Newhall & Punongbayan

وقتی به سمت توپوگرافی‌های پست پایین می‌آید به راحتی می‌تواند آب جویبارها و رودخانه‌ها را به دنبال خود بکشد. در این فرایند بسته به میزان آب وارد شده، جریان غنی از گاز به تدریج به یک جریان پرسرعت و گل‌آلود گرم تبدیل می‌شود. لاهار رودخانه **توتل**^۱ (به شکل ۱۱-۴ نگاه کنید) ناشی از فوران آتشفشان کوه **سنت هلن** در سال ۱۹۸۰ چنین منشأیی داشت. در آتشفشان‌های دارای کراترهای دریاچه‌ای در هر زمانی که فوران موجب شکسته شدن دیواره کراتر دریاچه‌ای گردد لاهار یا جریان گل پدید می‌آید. از این رو اندازه روانه گل مستقیماً به حجم آب دریاچه بستگی دارد. فوران سال ۱۹۱۹ آتشفشان کوه **کلات**^۲ در **جاوه** موجب خروج آب از یک دریاچه کراتری، مدفون کردن ۲۰۰ کیلومترمربع از مزارع در زیر لاهار و مرگ ۵۰۰۰ نفر شد. برای کنترل وضعیت کلات اقداماتی از قبیل حفر تونل‌هایی در داخل دیواره‌های دهانه آتشفشان، برای پایین بردن سطح دریاچه، انجام گرفت. اولین اقدام در سال ۱۹۲۹ صورت گرفت وقتی مهندسان هلندی حجم آب دریاچه را از ۲۱ به ۱ میلیون مترمکعب کاهش دادند. فوران بعدی در سال ۱۹۵۱ تونل‌ها را مسدود کرد و حتی بعد از بازسازی آنها، فوران سال ۱۹۶۶ موجب پدید آمدن لاهارهایی شد که صدها نفر را به کام مرگ کشاندند. مهندسان اندونزیایی از آن زمان به بعد برای خنثی کردن خطر لاهارهای آتی تونل‌های بیشتری تعبیه کردند و آب دریاچه را به صورت کامل تخلیه کردند.



شکل ۱۱-۴- نقشه موقعیت کوه سنت هلن (اقتباس شده از بلانگ ۱۹۸۴).

لاهارهای ثانویه بر اثر بارش باران بر روی تفرای تازه ته‌نشین شده و متراکم نشده به وجود می‌آیند. این قبیل مواد در صورت اشباع با آب بسیار ناپایدار می‌شوند و به صورت جریان گل از دامنه‌ها سرازیر می‌شوند و می‌توانند در مسیرشان تمامی واریزه‌ها را به دنبال خود بکشند. اگر اسیدها از تفرای خارج نشده باشند آن وقت لاهار به قدر کافی اسیدی است که بتواند سوختگی‌های شدید را ایجاد نماید. چنین جریان‌هایی در نواحی بزرگی رخ می‌دهند. در ۵۰۰۰ سال قبل جریان لاهاری از کوه **راینیر**^۳ واقع در ایالت واشنگتن حجم $1/9 \times 10^9 \text{ m}^3$ را با خود همراه داشت و تا ۶۰ کیلومتری قله جریان یافت. لاهارهای به جای مانده دیگری نیز در پیشینه زمین‌شناختی ایالات متحده وجود دارد که زمین‌هایی با وسعت بیش از ۳۱۰۰۰-۵۰۰۰ کیلومترمربع را پوشانده‌اند. لاهارهای ثانوی متعاقب فوران نوع پلینی کوه آتشفشانی **پیناتوبو** واقع در فیلیپین در ژوئن سال

- 1- Toutle
- 2- Kelat
- 3- Mt Rainier

۱۹۹۱، بیش از ۵۰۰۰۰ نفر را آواره و بی‌خانمان ساخت و وسیله امرار معاش بیش از ۱۴۰۰۰۰۰ نفر را در ۳۹ شهرک و چهار شهر بزرگ در ناحیه‌ی با وسعت ۱۰۰۰ کیلومترمربع (شکل ۱۱-۵)، را از بین بردند. این فوران یکی از بزرگ‌ترین فوران‌های قرن بیستم بود که در ۱۵ ژوئن و با یک فوران انفجاری به اوج خود رسید. این فوران موجب فروپاشی قله کوه و تبدیل آن به یک کالدر با قطر ۲/۵ کیلومتر شد. حجم جریان‌های آذرآواری به فراتر از ۶-۵ کیلومتر مکعب رسید و تا ۱۶ کیلومتری آتشفشان پخش شدند و ناحیه‌ای با وسعت بیش از ۴۰۰ کیلومترمربع را پوشانند. فوران پایانی ۴/۴-۳/۴ کیلومتر مکعب خاکستر خارج ساخت. در روز اوج فوران، هاریکان **یانیا**^۱ نیز از نزدیکی آتشفشان عبور کرد. ابتدا بادهای ناشی از این طوفان تفر را با ضخامت ۱۰-۳۳ سانتی‌متر در محدوده با وسعت ۲۰۰۰ کیلومترمربع پراکنده ساخت، سپس باران حاصل از این طوفان، خاکستر آتشفشانی را خیس کرد و موجب ریزش و نابودی بسیاری از ساختمان‌ها شد و سوم اینکه رواناب‌ها جریان‌های آذر آواری را به لاهارهای بزرگی تبدیل کردند. در پی بارندگی‌های موسمی خطر همچنان ادامه یافت و به کرات لاهارهای داغ و سوزانی ایجاد شدند که شهرک‌ها و زمین‌های زراعی را زیر ۳۰-۵ متر خاکستر مدفون ساختند، پل‌ها را نابود کردند و راه‌ها را مسدود ساختند. یک لاهار معمولی ۳-۲ متر عمق و ۵۰-۲۰ متر عرض دارد. این لاهار شامل ۵۰ درصد خاکستر سیال همچون دوغاب است که با سرعت ۸-۴ متر در ثانیه حرکت می‌کند و دبی حداکثر آن ۱۲۰۰-۲۰۰ متر مکعب در ثانیه می‌باشد. البته لاهارهایی وجود داشته که دبی اوج آنها به ۵۰۰۰ مترمکعب در ثانیه و سرعت‌شان به ۱۱ متر در ثانیه رسیده است. ظرف مدت نیم ساعت پس از بارشی به اندازه ۶ میلی‌متر لاهارها پدید می‌آیند. تا پایان فصل موسمی‌ها، این لاهارها تقریباً ۰/۹ کیلومتر مکعب رسوب را حرکت دادند و ۳۰۰ کیلومترمربع از زمین‌های پست را مدفون ساختند.



شکل ۱۱-۵- لاهار در بامبان پس از فوران کوه پیناتوبو در ژوئن ۱۹۹۱. لاهار جاده اصلی اتصال شهرهای بزرگ در شمال را قطع نمود. همچنین باعث بالا آمدن بستر رودخانه گردید. برای جلوگیری از سرایت آب مملو از رسوب در سراسر دشت سیلابی و همچنین به داخل شهر خاکریزهای ساخته شده است تا لاهار را نیز کنترل نماید (عکاس کیس جی. ون وسترن از موسسه بین‌المللی مطالعه هوا و فضا و علوم زمین، هلند- گرفته شده از بخش تصاویر مخاطرات مرکز داده‌های ملی ژئوفیزیک NOAA).

http://www-ngdc-noaa-gov/seg/hazard/slideset/36/36_728_slide-shtml

موسمی‌های سال ۱۹۹۲ باعث ریزش بیش از ۲۰۰۰ میلی‌متر باران شدند و موجب پدید آمدن لاهارهایی شدند که ۰/۶-۰/۵ کیلومتر مکعب از رسوبات را جابه‌جا کردند. به طور معمول هر یک میلی‌متر بارشی که در هر کیلومترمربع از سرزمین مرتفع رخ می‌دهد می‌تواند ۱۰۰۰ مترمکعب از رسوبات و خاکستر آتشفشانی را جابه‌جا نماید. در فصول موسمی بعدی نیز این فرایند تکرار می‌شود، ولی هر بار حجم رسوبات جابه‌جا شده کاهش می‌یابد. به خاطر نصب سیستم‌های اعلام خطر، لاهارهای بعد از فوران اصلی تعداد اندکی قربانی می‌گیرند.

چون لاهارها به گودال‌های توپوگرافی محدود می‌شوند، آنها را می‌توان از قبل پیش‌بینی کرد. مقدار تفرای تشکیل شده بر روی دامنه‌های آتشفشانی به راحتی قابل اندازه‌گیری است و می‌توان از آن به عنوان معیاری برای تخلیه مردم از مکان‌های در معرض خطر استفاده کرد. بعد از فوران آتشفشانی *یوسو*^۱ در سال ۱۹۷۷ در ژاپن محاسبات نشان داد که با ته‌نشینی تفرایی با ضخامت بیشتر از ۰/۵ متر بر روی دامنه‌هایی با طول بیش از ۳۰۰ متر و شیب بزرگ‌تر از ۱۸-۱۷ درجه، پدید آمدن لاهار تنها به ۲۰ میلی‌متر باران با شدت ۱۰ میلی‌متر در ساعت نیاز دارد. ۸۶ مورد لاهاری که بعد از این حادثه اتفاق افتادند، دقیقاً از این پیش‌بینی تبعیت کردند. در نیوزلند لاهارها میدان اسکی *واکاپا* واقع در دامنه‌های شمال‌غربی کوه *روآپایو*^۲ را تهدید می‌کنند. در این منطقه برای تشخیص زمین‌لرزه‌های خیلی کوچک که باعث حرکت لاهار می‌شوند لرزه‌نگارهایی نصب شده‌اند. به محض اعلام خطر در این زمین اسکی، اسکی بازان ۱۰-۵ دقیقه فرصت دارند که با اسکی از دره خارج شوند. هر چند لاهارها پدیده‌ای خیلی عادی هستند و می‌توانند به سرعتی فراتر از ۲۰ کیلومتر در ساعت هم برسند، ولی در برخی موارد می‌توان مانع آنها شد. متأسفانه لاهارها همچنین می‌توانند از فرسایش تفرای قدیمی، سال‌ها یا ده‌ها بعد از رخداد فوران اصلی پدید آیند. برای مثال لاهاری سال ۱۹۴۷ در کوه *راینیر* در شرایطی رخ داد که از لحاظ تاریخی هیچ فوران آتشفشانی در آنجا ثبت نشده بود.

سیلاب‌های یخچالی یا جاکالاهلایس

(هالدارسون و برندسدوتیر، ۱۹۹۸)^۳

یکی از خطرهای خاص در طول یک فوران آتشفشانی، ذوب شدن یخچال‌ها یا برف چال‌ها بر اثر گدازه‌ها یا گازهای داغ است. بر اثر این گدازه‌ها آب متعاقباً گرم می‌شود و برای تشکیل یک لاهار داغ با جریان گل و لای مخلوط شود. این حوادث *جاکالاهلایس*^۴ نام دارند. این کلمه‌ای ایسلندی به معنای سیلاب‌های یخچالی است. سیلاب‌های یخچالی اساساً محدود به ایسلند و رشته کوه‌های *آند* هستند ولی با این وجود آنها در هر جای دیگری نیز رخ می‌دهند. برای مثال لاهارهای کوه آتشفشانی *سنت هلن* احتمالاً به سبب ذوب برف و یخ ناشی از گازهای داغ و سوزان شدید شدند. در نوامبر سال ۱۹۸۵ بیش از ۲۰۰۰۰ نفر به وسیله روانه گل سیلاب‌های یخچالی آتشفشان *نوادا دل رویز* در کلمبیا کشته شدند. این بدترین حادثه در قرن بیستم بود. جاکالاهلایس یا سیلاب‌های یخچالی در ایسلند به سبب ذوب پیوسته کلاهک یخی *میردالس جاکول* یا *وتناجاکول*^۵ که بر روی آتشفشان‌های فعال قرار دارند پدید می‌آیند. کلاهک یخی *وتناجاکول* به وسعت ۴۰ کیلومتر مربع روی کالدرا آتشفشان *گریمسوتن*^۶ قرار دارد که به طور پیوسته گازهای داغ خارج می‌سازد. ضخامت این یخچال‌ها مانع خروج گرما می‌شود و در عین حال وزن آنها نیز مانع جاری شدن آب از کالدرا می‌شود. به تدریج آب‌های حاصل از ذوب در زیر یخ تجمع می‌یابند و با تداوم این روند زمانی می‌رسد که عمق آب برای شناور کردن یخچال‌ها کافی می‌گردد. سیلاب‌های یخچالی عمدتاً در ایسلند فعال هستند و برای اولین بار رخداد آنها در قرن دوازدهم گزارش شده است. تا قرن بیستم هر ۱۵-۵ سال یک‌بار رخ دادند. در طول قرن بیستم سیلاب‌های یخچالی بزرگ در سال ۱۹۰۳، ۱۹۱۳، ۱۹۲۲، ۱۹۳۴، ۱۹۳۸، ۱۹۹۶ به‌وقوع پیوستند. در دوره کنونی وقایع کوچک‌تر ۲-۳ بار در هر دهه رخ می‌دهند. دبی‌های رخ داده در طی بعضی از جاکالاهلایس‌ها برخی از بزرگ‌ترین سیلاب‌های روی کره زمین را ایجاد نموده است. در سال ۱۹۱۸ دبی سیلاب یخچالی (جاکالاهلایس) ناشی از

1- Usu

2- Mt Ruapehu

3- Halldórsson & Brandsdóttir

4- Jökulhlaups

5- Myrdalsjökull or Vatnajökull

6- Grimsvötn

کلاهیخ یخی *میردالس جاکول* به بیش از سه برابر میزان آب‌دهی آمازون، بزرگ‌ترین رودخانه کره زمین، رسید. آتشفشان *کاتالا* در ایسلند با ذوب یخچال *وتنا جاکول* موجب سیلاب‌های یخچالی شد که دبی آن به فراتر از ۹۲۰۰۰ متر مکعب در ثانیه رسید و حجم کل آن به فراتر از ۶ کیلومتر مکعب بالغ گردید. این سیلاب در آن زمان یک دشت سیلابی با مساحت ۱۰۰۰ کیلومترمربع به وجود آورد. آخرین سیلاب یخچالی بزرگ در ۵ نوامبر سال ۱۹۹۶ در *گریمسوتن* رخ داد. در طی ۳ روز اوج این جریان با دبی ۴۵۰۰۰ مترمکعب در ثانیه یا ۳ کیلومتر مکعب، آب‌های گرم دشت سیلابی جنوبی ایسلند را طی کردند. قطعات یخ با قطر ۱۵ متر و وزن ۱۰۰۰ تن پل‌ها و بزرگراه‌های اصلی را نابود کردند.

در مناطق بدون برف و یخ نیز ممکن است فوران‌های آتشفشانی به همراه تخلیه آب باشند. فوران آتشفشانی سال ۱۹۰۲ در کوه *پله* و *سوفریر* در جزایر هند غربی همراه با طغیان گسترده در رودخانه‌های خشک بودند. فوران کوه آتشفشانی *هکلا* واقع در ایسلند در سال ۱۹۴۷ منجر به تخلیه ۳۰۰۰۰۰۰ مترمکعب آب شده است؛ که به هیچ صورت نمی‌توانست تنها حاصل ذوب یخ یا برف باشد. این حوادث آخری نشان می‌دهند که ممکن است خروج گازها در طول برخی از فوران‌های آتشفشانی باعث تخلیه آب از سفره‌ی آب گردد. همیشه هم این تخلیه‌ها همراه با فوران آتشفشانی نیستند. در سال ۱۹۴۵ آتشفشان *روآپایو* در نیوزیلند فوران کرد و دریاچه کراتری خالی شد. این دریاچه مجدداً و به تدریج در درون کراتر جدیدی که به وسیله کلاهیخ یخی سد شده بود، شکل گرفت. در سال ۱۹۵۳ یک غار یخی در زیر کراتر شکل گرفت. در شب عید میلاد مسیح آن سال دیواره دهانه آتشفشان در نزدیکی غار یک دفعه فرو ریخت و ظرف دو ساعت بعد از فرو ریختن غار سطح دریاچه با سرعت ۹۰۰ مترمکعب در ثانیه ۶ متر پایین رفت. آب سیلابی گل و لای و تخته سنگ‌های بستر رودخانه *وانگائو* را با خود برد و موجب شکل‌گیری یک لاهار شد. دو ساعت بعد یعنی در ساعت ۱۰:۰۰ شب آب مملو از واریزه سه دقیقه قبل از رسیدن قطار شب *ولینگتون-اوکلند* بخشی از پل ریلی *تانگیوی*^۱ را نابود کرد. قطار در شکاف به وجود آمده در پل سقوط کرد و موجب مرگ ۱۵۱ نفر شد.

بلایای آتشفشانی

آتشفشان‌ها از نظر ظاهری یکی از خارق‌العاده‌ترین مخاطرات طبیعی و بر حسب تلفات جانی نیز احتمالاً یکی از ویرانگرترین آنها هستند. حتی خشک‌سالی‌های ساحل یا زلزله‌هایی که به طور کامل شهرها را با خاک یکسان می‌کنند در مقایسه با تعداد کشته‌ها، تعداد بازماندگان بیشتری بر جای می‌گذارند ولی آتشفشان تمام جمعیت را نابود می‌کند. در پی فوران کوه *پله* در سال ۱۹۰۲ از جمعیت ۳۰۰۰ نفری شهر کوچک *سنت پیری* فقط دو نفر جان سالم به در بردند. در پهنه تاریخ چهار حادثه آتشفشانی مشهور و بارز هستند، سه تا از آنها *وزوویوس*، *کراکاتوا* و کوه *پله* به خاطر عظمت فوران و یا تعداد زیاد کشته‌های‌شان مشهور هستند و آخری هم که فوران کوه *سنت هلن* است، به دلیل اینکه بیانگر یک فوران بزرگ و آغاز یک دوره فعالیت آتشفشانی در اواخر قرن بیستم است، حائز اهمیت است.

سانتورینی، در حدود ۱۴۷۰ پیش از میلاد

(*یاکویاما*، ۱۹۷۸؛ *پپچلیر و فردریک*، ۱۹۸۰؛ *کاستنر و سیتا*، ۱۹۸۱؛ *سیتا و همکاران*، ۱۹۹۶؛ *پاراراس-کرایانن*، ۱۹۹۸)^۲

فوران پیش از تاریخ *سانتورینی* که به نام *استرانگیلی*^۳ -جزیره مدور- نیز شناخته می‌شود، تقریباً در سال ۱۴۷۰ قبل از میلاد در ساحل جزیره *ترا* واقع در شمال *کرت* در جنوب دریای *اژه* رخ داد (شکل ۱۱-۶). احتمالاً این فوران یکی از بزرگ‌ترین

1- Tangiwai Rail Bridge

2- Yokoyama; Pichler & Friedrich; Kastens & Cita; Cita et al.; Pararas-Carayannis

3- Stronglyli

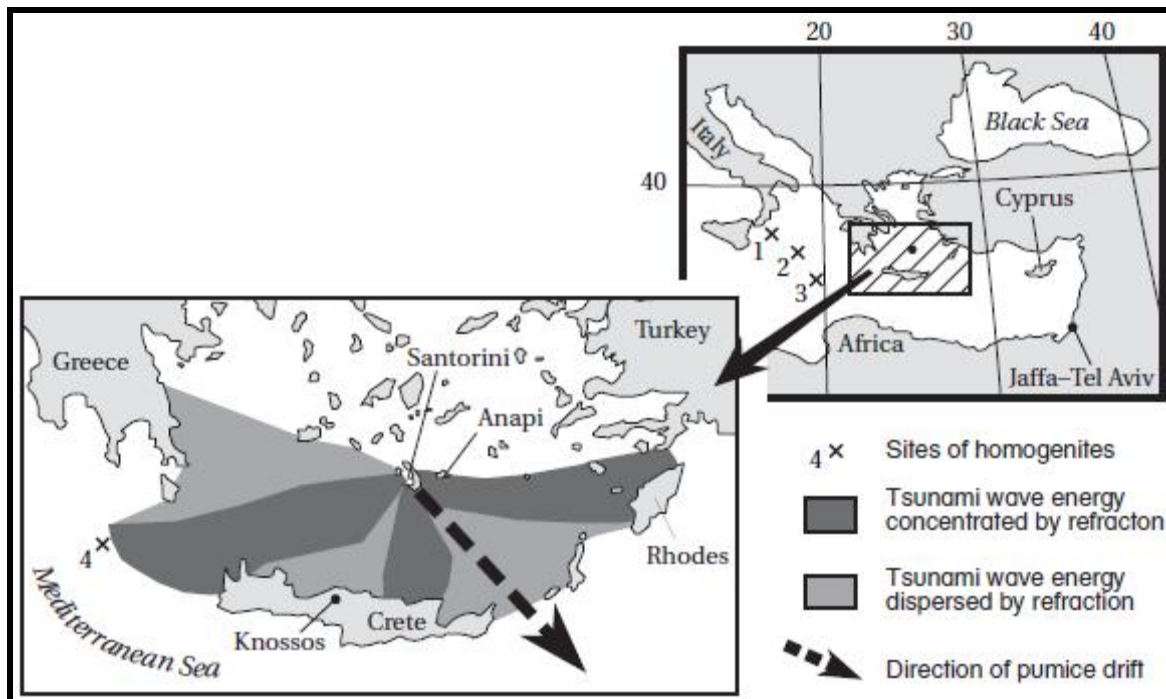
انفجارهای آتشفشانی مشاهده شده توسط بشر و همچنین یکی از جنجالی‌ترین آنهاست، زیرا در ارتباط با آن غالباً افسانه‌ها، اسطوره‌ها و حقایق باستان‌شناسی در هم پیچیده شده‌اند و به همین علت فهم و تفسیر واقعیت را مشکل ساخته است. این فوران به گم شدن شهر **آتلانٹیس** (تشریح شده توسط افلاطون در کریتیاس)، نابودی تمدن **مینوان**^۱ در ۱۲۰ کیلومتری جنوب جزیره کرت (شکل ۱۱-۶) و خروج بنی‌اسرائیل از مصر که در کتاب مقدس مصری آمده است، ربط داده شده است. یقیناً افسانه‌های سیل یونانیان یا حوادث مشابهی که موجب سونامی در دریای اژه شده‌اند نیز به این حادثه اشاره دارند. داستان **افلاطون** در مورد آتلانتیس بر اساس یک داستان مصری است که شباهت‌های زیادی با افسانه‌های **کارتاژی** و **فنیقیایی** دارد. هیچ شکی نیست که امپراتوری عظیم **مینوان** در عصر برنز تقریباً همزمان با فوران **سانتورین** سقوط کرده است.

سانتورینی قسمتی از یک زنجیره جزایر آتشفشانی است که موازی با ساحل آسیای صغیر امتداد یافته است. این آتشفشان در طول ۲۰۰ هزار سال قبل حداقل ۱۲ بار به طور انفجاری فوران کرده است. در طول این زمان ارتفاع این کوه از ۱۵۰۰ متر به یک کالدرای زیردریایی محصور در بین سه جزیره با ارتفاع کمتر از ۵۰۰ متر، کاهش یافته است. زمان‌بندی آخرین فوران بزرگ در حدود ۱۴۷۰ قبل از میلاد مسیح نیز مورد تردید است. این حادثه به طاعون مصر (خروج بنی‌اسرائیل ۶:۲۸-۱۴:۳۱) و خروج بنی‌اسرائیل از آن کشور ارتباط داده شده است. در دوره پادشاهی اول ۶:۱، خروج بنی‌اسرائیل از مصر در ۴۷۶ سال قبل از پادشاهی سلیمان که ۹۶۰ سال قبل از میلاد بود رخ داده است، با این حساب خروج بنی‌اسرائیل از مصر تقریباً در ۱۴۳۶ قبل از میلاد مسیح اتفاق افتاده است. اسناد و نشانه‌های دیگر نشان می‌دهند که خروج مردم بنی‌اسرائیل از مصر ۱۴۷۷ قبل از میلاد بوده است. هر دو تاریخ مذکور متعلق به سلسله هیجدهم پادشاهی و همزمان با دوران پادشاهی **حتشپسوت**^۲ یا پسرش به نام **تاموس سوم**^۳ بوده‌اند. زمان انتقال قدرت بین این دو پادشاه به عنوان زمان فاجعه شناخته می‌شود. در روایت‌های کتاب مقدس رودخانه خون ممکن است به خاکستر صورتی ناشی از فوران سانتورینی در قبل از انفجار اشاره کند. این خاکستر بعد از اینکه ته‌نشین شد به راحتی با آب باران ترکیب می‌شود و به هر جویبار یا رودخانه‌ای که جریان یابد رنگ آن را قرمز می‌سازد. سه روز تاریکی احتمالاً به عبور ابرهای تفرها به سمت جنوب و بر روی مصر در آغاز فوران اشاره دارند. این تاریکی به عنوان تاریکی که می‌شد آن را احساس کرد توصیف شده است. اسناد مصری حول وحوش ۱۴۷۰ قبل از میلاد به دوره‌ی طولانی از تاریکی و سرو صدا اشاره دارند، «به یک دوره ۹ روزه پر از خشونت و طوفان»، «دوره‌ای که کسی نمی‌توانست به صورت هم نوعش نگاه کند و به نابودی شهرک‌ها و ضعیف شدن مصر علیاً» منتهی شد. ویژگی‌های اسیدی به‌دست آمده از هسته‌های یخی گرینلند نشان می‌دهند که فوران بزرگ در 50 ± 1390 قبل از میلاد مسیح اتفاق افتاده است، گرچه سن یابی با رادیو کربن زمان فوران را در حدود ۱۴۵۰ یا ۱۴۷۰ سال قبل از میلاد نشان می‌دهد. زمان سنجی حلقه‌های درختی به‌دست آمده از درخت بلوط **بوگ** در ایرلند و درخت **کاج پریس کلون** در کالیفرنیا زمان حادثه را در اوایل سال ۱۶۲۸ قبل از میلاد نشان می‌دهند. در مورد آخرین زمان اسناد و مدارک چینی‌ها از یک خورشید گرفتگی و کاهش محصولات غله‌ای بر اثر سرمازدگی خبر می‌دهند. حوادث آتشفشانی بزرگ دمای هوا را در طی یک دوره چند ساله تا یک درجه سانتی‌گراد و به صورت جهانی پایین می‌آورند. بازه‌های تاریخی ممکن نیست متناقض باشند زیرا دلایل و مدارکی وجود دارد که نشان می‌دهند احتمالاً آتشفشان **سانتورینی** در طی یک دوره ۲۰۰ ساله چندین بار فوران کرده است.

1- Minoan

2- Hatshepsut

3- Tuthmosis III



شکل ۱۱-۶- منطقه مدیترانه شرقی که به دلیل فوران سانترونی در حدود سال ۱۴۷۰ قبل از میلاد تحت تاثیر قرار گرفت. اعداد سایت‌های دارای ویژگی‌های یکسان را نشان می‌دهند: (۱) پشته کالبرین (۲) دشت مغاکی دریای یونان (۳) حوضه بن ناک (۴) پشته مدیترانه. الگوهای پراکنش بر اساس کاستنز و سیتا (۱۹۸۱).

فوران ۱۴۷۰ قبل از میلاد دارای چهار مرحله یا فاز جداگانه بوده است. اولین مرحله یک فاز **پلینیایی** با ریزش پامیس‌های بزرگ بود؛ مرحله اول با مجموعه‌ای از فوران‌های قاعده آتشفشان که موجب تولید مقادیر بالایی از پامیس با ضخامت حداکثر ۳۰ متر در سانترونی شد، دنبال گردید (مرحله دوم). فاز سوم با فروپاشی کالدرای و تولید جریان‌های آذرآواری مرتبط بود. حدوداً ۴/۵ کیلومتر مکعب ماگمای متراکم از آتشفشان خارج شد که موجب تولید ۱۰ کیلومتر مکعب خاکستر شده است. حجم مواد خروجی از این آتشفشان از نظر بزرگی به فوران آتشفشان **کراکاتوآ** در سال ۱۸۸۳ شباهت دارند. خاکستر به طرف شرق-جنوب-شرق تغییر مسیر داد ولی ضخامت نهشته‌ها در تمامی جزایر مجاور از جمله جزیره کرت به فراتر از ۵ میلی‌متر نرسید. بیشترین ضخامت خاکستر اندازه‌گیری شده از هسته‌های دریایی به نظر از پامیس‌هایی سرچشمه می‌گیرد که به شرق مدیترانه شناور شده‌اند. در این مرحله این احتمال وجود دارد که آب اقیانوس با محفظه ماگما برخورد نموده باشد و انفجارهای عظیمی را ایجاد کرده باشد که موجب سونامی شده است. آخرین فاز فوران مربوط به فروپاشی کالدرای در گوشه جنوب‌غربی این کوه است. این آتشفشان در ناحیه‌ای به وسعت ۸۳ کیلومترمربع تا عمق ۸۰۰-۶۰۰ متر فرو نشست. این فروپاشی نهایی موجب سونامی‌های بزرگی با جهت غرب‌سو شد (شکل ۱۱-۶). برآوردها نشان می‌دهند که ارتفاع اولیه سونامی ۶۸-۴۶ متر و احتمالاً تا ۹۰ متر بوده است. میانگین زمانی بین دو قله موج یا بیشتر در زنجیره امواج ۱۵ دقیقه بوده است.

نشانه‌هایی از وقوع این سونامی در نهشته‌های نزدیک به **سانترونی** به دست آمده است. در جزیره **آنایی** به طرف شرق، پومیس دریایی در ارتفاع ۵۰-۴۰ متری بالای سطح فعلی دریا ته‌نشین شده‌اند. از آنجا که احتمالاً در زمان فوران سطح دریا ۱۰ متر پایین‌تر آمده است، این شواهد نشانگر پیدایش امواجی است که نسبت به امواج ناشی از فوران **کراکاتوآ** در تنگه **سوندا** مرتفع‌تر و بزرگ‌تر می‌باشند. ظرف مدت ۳۰ دقیقه پس از فوران امواجی با ارتفاع تقریبی ۱۱ متر به ساحل جزیره کرت رسیدند. شکست امواج انرژی آنها را در گوشه شمال‌شرقی جزیره کرت، جایی که ارتفاع امواج به فراتر از ۴۰ متر از سطح دریا رسید،

متمرکز کرد. در منطقه کنوسوس^۱ امواج حاصل از سونامی ۳ کیلومتر از دشت ساحلی را با خود شستند و به دامنه کوهستان رسیدند. شستشوی حاصل از آب‌های برگشتی متمرکز شده در دره‌ها و آبراهه‌ها نیز به شدت فرساینده بودند. همچنین مدارکی از وقوع سونامی در شرق مدیترانه و در سمت غربی قبرس و در فاصله‌ای دورتر در **جوف‌ا-تل‌آویو** واقع در اسرائیل (فلسطین اشغالی) کشف شده است. در مکان آخری یعنی جوف‌ا-تل‌آویو، پومیس‌ها روی یک تراس که در زمان فوران در ۷ متری بالای سطح دریا قرار داشته است، کشف شده‌اند. با این وجود امواج سونامی وقتی از بین جزایر کرت و رودز^۲ عبور می‌کردند به خاطر از بین رفتن ویژگی کانونی شدن شکست امواج دچار کاهش ارتفاع شدند. بزرگ‌ترین موج سونامی در غرب سانتینینی رخ داد. ارتفاع این موج در مرکز دریای مدیترانه ۱۷ متر بود در حالی که در نزدیکی ایتالیا و بر روی پشته **کالابری** ۷ متر ارتفاع داشت. سرعت جریان‌ها تحتانی زیر قله موج در این مناطق از ۲۰ تا ۵۰ سانتی‌متر در ثانیه - سرعت کافی برای حمل خاک رس و ذرات به اندازه سنگ‌ریزه - متفاوت بوده است. بیشترین فشار وارده به بستر دریا در اثر عبور امواج دامنه‌ای از ۳۵۰ تا ۸۵۰ کیلو دین^۳ بر سانتی‌متر مربع دارد. روان‌شدگی یا آبگونی فوری و جاری شدن گل اشباع از آب در شرایط فشار بیشتر از ۲۸۰ کیلو دین بر سانتی‌متر مربع و بیشتر رخ می‌دهد.

وزوویوس (۲۵ آگوست سال ۷۹ میلادی)

(بالت و همکاران، ۱۹۷۵؛ ویتوو، ۱۹۸۰؛ بلانگ، ۱۹۸۴؛ سیگاردسونیت و همکاران، ۱۹۸۵)^۴

کوهستان **وزوویوس** در گوشه جنوب شرقی خلیج **ناپل**^۵ در ساحل غربی ایتالیا قرار دارد (شکل ۱۱-۷). شهرهای رومی، **پمپی** و **هرکولانیوم**^۶ در پای دامنه‌های شمال غربی، در ۵ کیلومتری قله کوه واقع شده بودند. هر دو شهر مراکز قدرتمند و پررونق منطقه‌ای بودند که به عنوان پناهگاه‌های تابستانی برای ثروتمندان رومی در نظر گرفته می‌شوند. کوه **وزوویوس** قبل از فوران از یک مخروط با رأس مسطح همراه با کراتر کوچک تشکیل شده بود. رومی‌ها آن را به عنوان یک آتشفشان تشخیص دادند، ولی هیچ مدرک رومی یا **اتراسکانی**^۷ از فعال بودن آن وجود ندارد. در سال ۶۳ میلادی یک زلزله بزرگ با مرکزیت شهر پمپی این منطقه را به شدت لرزاند. هر دو دولت شهر پمپی و هرکولانیوم به شدت آسیب دیدند ولی تا زمان فوران در سال ۷۹ میلادی در پمپی فقط چندین ساختمان به طور کامل بازسازی شدند.

توصیف فوران آتشفشان برگرفته از مشاهدات عینی فردی به نام **پلینی یانگر** است که داستان مرگ پدرش در اثر فوران را نقل می‌کند. نوشته‌های **کاسیاس**^۸ نابودی هر دو شهر را توصیف می‌کنند. **پلینی الدر** فرمانده ناوگان جنگی روم در **میزینیوم** واقع در ۳۰ کیلومتری غرب دهانه خلیج **ناپل** بود. در ۲۴ آگوست آتشفشان **وزوویوس**، همراه با زلزله‌های ویرانگری شروع به فوران کرد. **پلینی** برای نجات ساکنان شهر واقع در دامنه کوه با کشتی به محل حادثه رفت. وی به خاطر عقب‌نشینی یکباره خط ساحل نتوانست به ساحل نزدیک شود و قایق‌های وی به طور پیاپی از خاکستر پر می‌شدند. او آن شب برای دیدار با دوستش با کشتی به سمت **استابیا**^۹ رفت. متأسفانه **استابیا** در جهت بادهایی بود که از **پمپی** می‌آمدند و در طول شب ریزش خاکستر آنقدر زیاد شد که مردم برای نجات جان‌شان از مهلکه فرار کردند. **پلینی الدر** در طول ساعت‌های روز ۲۵ آگوست به ساحل رسید،

1- Knossos

2- Rhodes

۳- دین (dyne) واحدی برای سنجش فشار برای مثال: 1 dyn = 1 g·cm/s² = 10⁻⁵ kg·m/s² = 10⁻⁵ N

4- Bolt et al.; Whittow; Blong; Sigurdsson

5- Naples

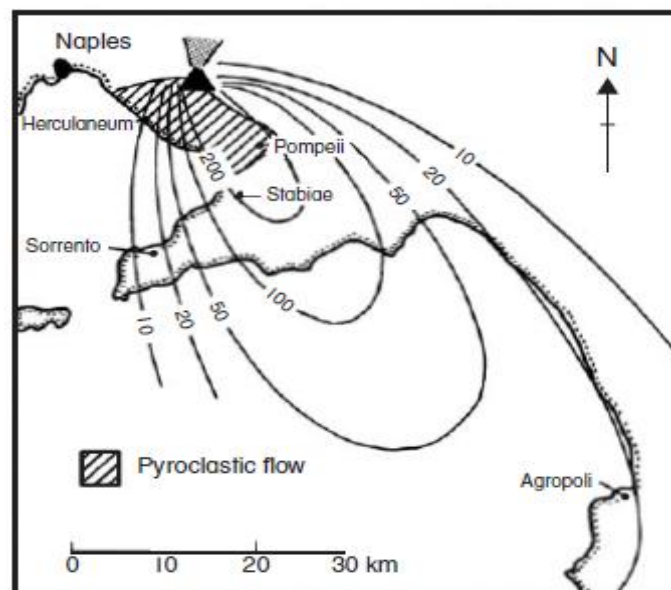
6- Pompeii and Herculaneum

7- Etruscan

8- Cassius

9- Stabiae

ولی ریزش خاکستر آنچنان زیاد بود که هنوز شب به نظر می‌رسید. وقتی محفظه ماگما خالی شد رأس آتشفشان در داخل آن فرو ریخت، ۵۰ درصد حجمش نابود شد و موجب پدید آمدن یک کالدرا با قطر ۳ کیلومتر شد. در ساعات اولیه روز ۲۵ آگوست ۶ موج عظیم همراه با جریان‌های آذر آواری منطقه را در نوردیدند. اولین موج شهر **هرکولانیوم** را زیر آب فرو برد. تمامی کسانی هم که زنده مانده بودند و به ساحل پناه بردند بر اثر خفگی با مرگ وحشتناکی رو به رو شدند. موج چهارم در حدود ساعت ۷ صبح به **پمپی** رسید. دو موج آخری که بزرگ‌ترین امواج بودند به شهر **استابیا** و **میزینیوم** رسیدند. در استابیا **پلینی‌الدرا** ظاهراً بر اثر سکنه‌ی قلبی در ساحل جان خود را از دست می‌دهد. سه روز طول می‌کشد تا هوا به قدر کافی روشن شود تا جسد وی را شناسایی نمایند. ریزش خاکستر آذر آواری شهر استابیا و پمپی را به ترتیب تا عمق ۲ و ۳ متر زیر خاکستر مدفون کرد. به نظر می‌رسد اکثر ساکنان شهر پمپی فرار کردند ولی ۱۰ درصد جمعیت در مسیر فرارشان به طور ناگهانی با جریان‌های آذر آواری که نقطه اوج فوران بودند برخورد کردند و جانشان را از دست دادند. شهر هرکولانیوم نیز به سبب ریزش تفرات مورد تأثیر قرار گرفت ولی در مرحله‌ی پایانی فوران زیر یک جریان گلی یا روانه گلی با ضخامت ۲۰ متر مدفون شد. به نظر می‌رسد وقتی کالدرا فرو ریخت، این لاهار بر اثر تخلیه آب زیرزمینی به وجود آمد.



شکل ۱۱-۷- نقشه موقعیت کوه وزوویوس (بلانگ، ۱۹۸۴، با اجازه از گروه هارکورت بریس جوانوچ، استرالیا).

این فوران دال بر یکی از بزرگ‌ترین حوادث آتشفشانی ثبت شده تا به امروز می‌باشد. سلسله حوادث در آتشفشان **وزوویوس** بعد از توصیف **پلینی** به عنوان فوران نوع پلینی‌یایی قلمداد شدند. بسیاری از خانه‌ها در شهر **پمپی** و **هرکولانیوم** از سطح خاکستر بالا زدند. پس از این حادثه خانه‌ها مورد غارت قرار گرفتند و از هرگونه وسایل ارزشمند و اثاثیه خالی شدند و سپس به سبب فوران‌های پی‌درپی دوباره مدفون شدند. خاکستر باعث غنی و حاصلخیز شدن زمین‌های زراعی گشت و شهر پمپی نیز به دست فراموشی سپرده شد. در سال ۱۶۹۹ شهر پمپی مجدداً کشف و از دل خاک بیرون آورده شد. از آن زمان تا کنون آتشفشان **وزوویوس** به طور دوره‌ای و پیاپی فوران نموده است. متعاقب آن فوران بزرگ، فوران‌های بزرگ دیگری نیز در سال‌های ۲۰۳، ۴۷۲، ۵۱۲، ۶۸۵، ۷۸۷ و پنج بار در بین سال‌های ۹۶۸ و ۱۰۳۷ میلادی رخ دادند. سپس به مدت ۶۰۰ سال یعنی تا سال ۱۶۳۰ میلادی که موجب پدید آمدن جریان‌های گدازه‌ای و مرگ ۷۰۰ نفر شد، به صورت خاموش ماند. آخرین فوران بزرگ **وزوویوس** در سال ۱۹۰۶ موجب پدید آمدن تفرایی با ضخامت ۷۰ متر در دامنه شمال شرقی کوه **وزوویوس** شد. تقریباً ۳۰۰ نفر، عمدتاً بر اثر ریزش سقف خانه‌ها جانشان را از دست دادند. اگر امروزه فوران سال ۷۹ میلادی مجدداً رخ بدهد. بیش از ۱/۵۰۰/۰۰۰ نفر جانشان را از دست خواهند داد.

کراکاتوآ (۲۶-۲۷ آگوست سال ۱۸۸۳)

(وربیک، ۱۸۸۴؛ لتیر، ۱۹۸۱؛ سلف و رامپینو، ۱۹۸۱؛ نومانبوی‌های و ساتیک، ۱۹۹۵؛ وینچستر، ۲۰۰۳)^۱

فوران‌های تامبوراً و کراکاتوآ در قرن نوزدهم کشور پر جمعیت اندونزی را به یکی از مخاطره‌آمیزترین زون‌های فعالیت آتشفشان خیزی در دنیا تبدیل کردند. آتشفشان کراکاتوآ در تنگه سوندا بین سوماترا و جاوه در اندونزی قرار دارد (شکل ۱۱-۸). منابع سلسله پادشاهی جاوه از یک فوران قبلی بزرگ نیز یاد می‌کنند که با ایجاد یک موج عظیم باعث زیر آب رفتن این سرزمین و کشته شدن تعداد زیادی از مردم در بخش شمالی تنگه سوندا شده است. آتشفشان کراکاتوآ در اواخر سال ۱۶۸۱ فعال شد و در طول دهه ۱۸۷۰ نیز این آتشفشان در معرض افزایش فعالیت زلزله‌ای قرار گرفت. در ماه می سال ۱۸۸۳ یک دودکش فعال شد و ۱۰ کیلومتر خاکستر به هوا پرتاب کرد. تا اوایل ماه آگوست چند فوران از نوع وزوویوسی در سراسر جزیره اتفاق افتاد. در ۲۶ آگوست انفجارهای بزرگی با فواصل ۱۰ دقیقه‌ای رخ دادند و یک ابر غلیظ تقریباً بر روی جزیره تا ۲۵ کیلومتری بالا رفت. ذرات گرد و غبار هسته‌های مورد نیاز برای تراکم آب را ایجاد نمودند و موجب ریزش باران گلی در جزایر مجاور شدند. صدای انفجارها در سراسر جزایر جاوه و سوماترا به گوش می‌رسید. در صبح و سپس در عصر امواج سونامی کوچکی به ارتفاع ۱-۲ متر در امتداد تنگه شهرهایی تلوک بتونگ^۲ در خلیج لامپونگ سوماترا، تجارینجین^۳ واقع در ساحل جاوه در شمال خلیج پیرومراک را درنوردیدند. در صبح ۲۷ آگوست چهار انفجار هولناک رخ داد. اولین انفجار در ساعت ۵:۲۸ دقیقه صبح به وقوع پیوست و قله ۱۳۰ متری پرباواتان^۴ را نابود کرد و یک کالدرآ به وجود آورد که بلافاصله از آب دریا پر شد و موجب وقوع یک سونامی گشت. در ساعت ۶:۴۴ دقیقه صبح قله ۵۰۰ متری دانان^۵ منفجر و نابود شد و آب زیادی داخل محفظه ماگما آتشفشان رفت که این امر موجب سونامی دیگر شد. انفجار سوم در ساعت ۸:۲۰ دقیقه صبح و انفجار چهارم در ساعت ۹:۵۸ دقیقه صبح رخ داد و مابقی جزیره راکاتا را به شدت ویران کرد. علاوه بر تمامی مواد خروجی فوران ۱۰-۹ کیلومتر مکعب از سنگ‌های جامد را نیز به بیرون پرتاب کرد. تقریباً ۲۱-۱۸ کیلومتر مکعب از نهشته‌های آذر آواری با میانگین عمق ۴۰ متر بر روی ۳۰۰ کیلومترمربع پراکنده شدند. خاکستر ریز روی منطقه‌ای با وسعت $۲/۸ \times ۱۰^6$ کیلومترمربع پخش شد و پومیس شناور تا پنج ماه بعد از حادثه مانع کشتی‌رانی در منطقه شد. در پی این حادثه یک کالدرآ با قطر ۶ کیلومتر و عمق ۲۷۰ متر در جایی که جزیره مرکزی قرار داشت شکل گرفت. این انفجار نهایی بزرگ‌ترین صدایی بود که تاکنون توسط انسان‌های متجدد شنیده شده بود. صدای حاصل از این انفجار در فواصل ۴۸۰۰ کیلومتری (رودریگوز^۶ در اقیانوس هند) و ۳۲۰۰ کیلومتری (الیس کریک^۷ در سرزمین‌های شمال استرالیا) ثبت شده است. موج تکانه‌ای جوی ۷ بار دور کره زمین چرخید. فشارسنج‌ها در اروپا و ایالات متحده به دنبال این انفجار طی ۹ روز نوسان‌های قابل توجهی در فشار را ثبت کردند. انرژی کلی آزاد شده توسط فوران سوم معادل ۸۴۰×۱۰^{۱۵} ژول بود. انفجارها همراه با ابری از خاکستر بودند که تا ارتفاع ۳۰ کیلومتر بالا رفتند. واریزه‌های ناشی از این ابر یک نهشته با حجم ۱۳ کیلومتر مکعب پدید آوردند. در جزایر باقی مانده اینکیمبریت ضخیم ۶۰ متری بر روی تفرای ۱۵ متری ته‌نشین شد. پومیس‌های بزرگ شناور که توسط آتشفشان خارج شدند تنگه سوندا را مسدود کردند. بارش تفرآ ناحیه‌ای با مساحت ۳۰۰۰۰۰ کیلومترمربع را در بر گرفت و در راستای باد در محدوده ۲۰۰ کیلومتری به مدت ۴۸ ساعت روز را به شب تبدیل کردند. در عرض دو هفته پس از فوران آتشفشان، گرد و غبارها در محدوده‌ی زون بادهای

1- Verbeek; Latter; Self & Rampino; Nomanbhoj & Satake; Winchester

2- Telok Betong

3- Tjaringin

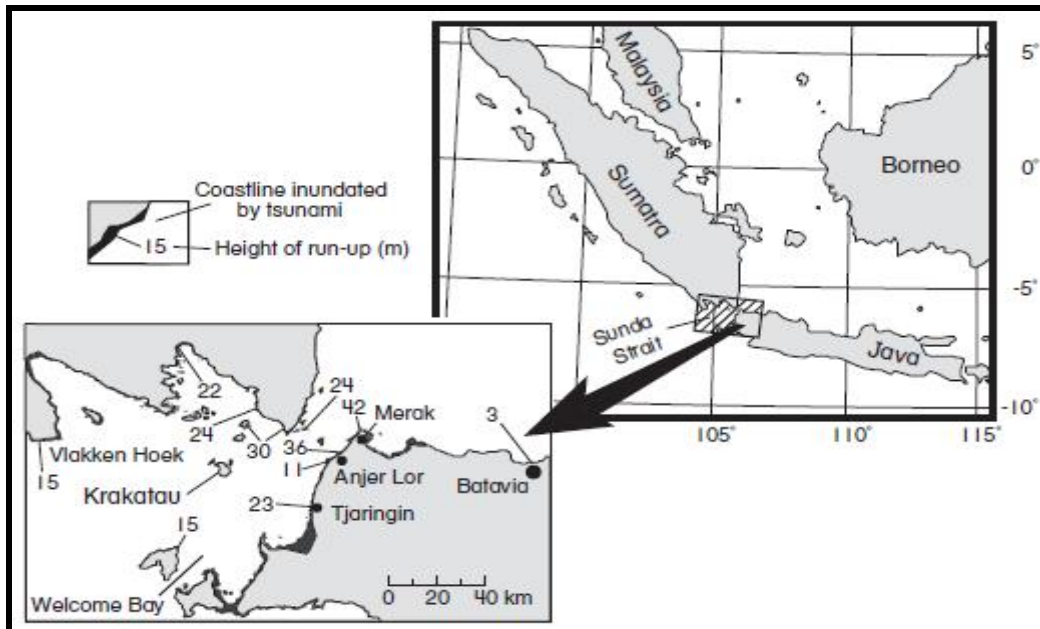
4- Perboewatan

5- Danan

6- Rodriguez

7- Elsey Creek

شرقی حاره‌ای کره زمین را در بر گرفتند. ظرف مدت ۳ ماه گرد و غبارها در نیمکره شمالی نیز پخش شدند و اکثر مناطق ایالات متحد و اروپا را پوشاندند. در فرانسه پرتوهای خورشیدی تا ۲۰ درصد به زیر سطح نرمال کاهش یافتند و سه سال پس از این حادثه هنوز پرتوهای خورشیدی در سطح زمین ۱۰ درصد زیر سطح طبیعی بودند. پس از این حادثه به خاطر ارتفاع زیاد پراکنش گرد و غبار در داخل جو، در هنگام غروب که پرتوهای خورشیدی با زاویه اندک وارد جو می‌شوند، صحنه‌هایی از غروب‌های خارق‌العاده و طولانی مدت در مناطق مختلف ایجاد گردید. اولین رخداد چنین غروب‌هایی موجب اعلام هشدار کاذب آتش سوزی در اداره آتش‌نشانی شرق ایالت متحده شد، چون ساکنان منطقه این پدیده را که در فاصله دوری هم بود به عنوان آتش‌سوزی‌های وحشتناکی گزارش دادند.



شکل ۱۱-۸- خط ساحلی در تنگه سوندا که توسط سونامی ناشی از فوران کراکاتوآ در ۲۶-۲۷ آگوست ۱۸۸۳ ماثرا گردید (بلانگ، ۱۹۸۴ و میلس، ۱۹۸۵، بر اساس وربیک ۱۸۸۴).

دو انفجار قبل از سپیده‌دم موجب پدید آمدن سونامی‌هایی شدند که هزاران نفر در تنگه **سوندا** را غرق کردند. انفجار چهارم موجب موج فاجعه آمیزی شد که خطوط ساحلی مجاور **جاوه** و **سوماترا** را در عرض ۳۰ تا ۶۰ دقیقه نابود کرد. خط ساحلی شمال آتشفشان به وسیله‌ی امواجی با ماکزیمم ۴۲ متر ارتفاع صدمه دیدند (شکل ۸-۱۱). سونامی‌ها در مناطق پست و کم ارتفاع ۵ کیلومتر به داخل خشکی رخنه کردند. بزرگ‌ترین موج شهر **مراک**^۱ را ویران ساخت. در اینجا ارتفاع سونامی‌های به خاطر طبیعت قیفی شکل خلیج از ۱۵ متر به ۴۰ متر افزایش یافت. شهر **آنجرلور**^۲ به وسیله‌ی یک موج ۱۱ متری و شهر **تجارینجین** با یک موج ۲۳ متری زیر آب رفتند و شهرهای **کلیمبانگ** و **تلوک بتونگ** هر کدام با موج‌های ۲۲ و ۲۴ متری در هم شکستند. در شهر **تلوک بتونگ** کشتی جنگی هلندی به نام **برو** ۲ کیلومتر به داخل خشکی رانده شد و ۱۰ متر بالاتر از سطح دریا به گل نشست. ارتفاع بزرگ‌ترین موج در **مراک**، در گوشه شمال شرقی تنگه، به ۴۲ متر بالای سطح دریا رسید. قطعات مرجانی با وزن بیشتر از ۶۰۰۰ تن به طرف ساحل حرکت کردند. در محدوده‌ی این تنگه ۱۱ موج در طی ۱۵ ساعت از هر طرف سرازیر شدند، ولی در **باتاوایا**^۳ (جاکارتای امروزی) ۱۴ موج با فواصل زمانی بیشتر و در طی یک دوره ۳۶ ساعته به

1- Merak
2- Anjer Lor
3- Batavia (now Jakarta)

ساحل رسیدند. بین ۵۰۰۰ تا ۶۰۰۰ قایق در تنگه *سوندا* غرق شدند. روی هم رفته ۳۶۴۱۷ نفر در شهرهای بزرگ جان باختند و بر اثر وقوع سونامی‌ها ۳۰۰ روستا ویران شدند.

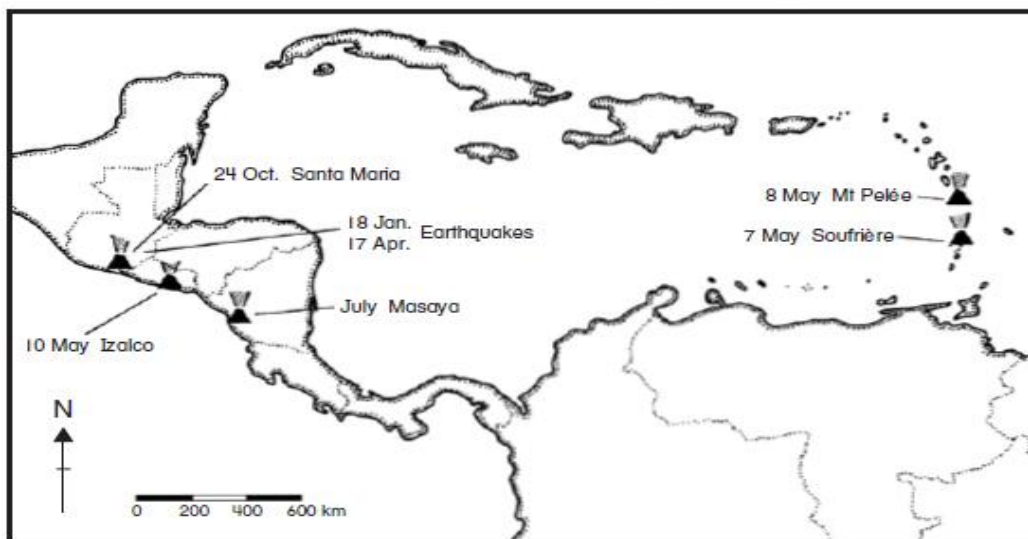
ظرف مدت ۴ ساعت از آخرین فوران، یک سونامی با ارتفاع ۴ متر به دماغه شمال‌غربی در غرب استرالیا، یعنی ۲۱۰۰ کیلومتر دورتر، رسید. این موج از داخل شکاف‌های *نینگالو ریف*^۱ عبور کرد و روی تپه‌های ماسه‌ای یک کیلومتر به داخل خشکی پیشروی کرد. ۹ ساعت پس از انفجار ۳۰۰ قایق رودخانه‌ای در *کلکته* بر روی رودخانه *گنگ* واقع در ۳۸۰۰ کیلومتری کانون فوران شکسته و غرق شدند. این موج در اطراف اقیانوس هند در *عدن* در دماغه شبه جزیره عربستان، *سریلانکا*، جزیره *ماه‌های* واقع در جزایر *سیشل* و در جزیره *مائوریتیوس* به ثبت رسید. دورترین سونامی مشاهده شده در فاصله ۸۳۰۰ کیلومتری محل انفجار، در بندر *الیزابت* در آفریقای جنوبی به ثبت رسیده است. در طی ۳۷ ساعت بعد از فوران نیز امواج سونامی در کانال انگلیس، اقیانوس آرام و دریاچه *تائوپو* واقع در مرکز جزیره شمالی نیوزلند- جایی که یک نوسان ۰/۵ متری در سطح دریاچه مشاهده شد- به وسیله جزر و مد سنج‌ها اندازه‌گیری شدند. در اطراف اقیانوس آرام جزر و مد سنج‌ها در استرالیا، ژاپن، سان‌فرانسیسکو و جزیره *کودیاک*^۲ حداقل تا ۲۰ ساعت پس از فوران با یک تغییر ۰/۱ متری روبرو بودند. در *هونولولو* طی یک دوره ۳۰ دقیقه‌ای نوسانات بیشتری با ارتفاع ۰/۲۴ متر به ثبت رسیدند.

در اقیانوس آرام سونامی‌ها به موج فشار جوی نسبت داده شده‌اند، زیرا بسیاری از جزایر به طور مؤثری مانع از عبور هر گونه سونامی از تنگه *سوندا* به سمت شرق می‌شدند. همچنین موج فشار جوی عامل پدیده سش در دریاچه *تائوپو* بود که ارتباطی با اقیانوس ندارد. در آخر همین فرایند علت امواج بلند مشاهده شده در امتداد سواحل فرانسه و انگلیس، وقتی انرژی سونامی اصلی به طور مؤثری در اقیانوس هند پراکنده می‌شود، را توضیح می‌دهد. پدید آمدن سونامی در تنگه *سوندا* و اقیانوس هند، به چهار دلیل نسبت داده شده است: فوران جانبی، فرو ریختن کالدرایی که در سمت شمال جزیره *کراکاتوا* به وجود آمده بود، جریان‌های آذر آوری و انفجارهای زیر دریا. فوران‌ها یا انفجارهای جانبی در طول انفجار چهارم *کراکاتوا* ممکن است با شدت کمی اتفاق افتاده باشند؛ با این وجود تأثیر آنها بر روی پدید آمدن سونامی‌ها شناخته شده نیست. در هنگام آخرین انفجار، آتشفشان *کراکاتوا* فرو ریخت و یک کالدرای عمق تقریبی ۲۷۰ متر و مساحت ۱۱/۵ کیلومترمربع به وجود آورد. با این وجود، مدل‌سازی‌ها نشان می‌دهند که این مکانیسم ارتفاع امواج سونامی در تنگه *سوندا* را با یک ضریب سه‌تایی کم برآورد کرده است. آتشفشان *کراکاتوا* جریان‌های آذر آوری گسترده‌ای را تولید کرد. احتمالاً این جریان‌ها موجب پدید آمدن سونامی‌هایی شدند که مقدم بر انفجار آخر بودند. در زمان آخرین انفجار پرتاب خاکستر به داخل اتمسفر در جهت شمال‌شرقی بود. از نظر تئوری نیز یک جریان آذر آوری در این مسیر می‌تواند باعث تولید سونامی با ارتفاع ۱۰ متر در سراسر تنگه شود؛ هر چند این مکانیسم عامل امواج سونامی با ارتفاع بیش از ۱۵ متر در بخش شمالی تنگه *سوندا* نمی‌باشد. امروزه مشخص شده که جریان آذر آوری وارد شده در اقیانوس به اعماق اقیانوس فرورفته و قبل از رسوب گذاری به صورت دو جزیره بزرگ خاکستر یک مسیر ۱۵-۱۰ کیلومتری را در بستر دریا طی کرده‌است. وقوع یک موج عظیم با ارتفاع ۴۰ متر در نزدیکی *مراک* به سمت شمال‌شرقی این فرایند را تأیید می‌کند. ارتفاع امواج سونامی در این مسیر به عمق آب در اطراف *کراکاتوا* بستگی دارد. جریان‌های آذر آوری می‌توانند آب را به راحتی از بستر دریا بالا بیاورند. همچنین انفجار چهارم آتشفشان *کراکاتوا* در ۹:۵۸ دقیقه صبح به احتمال زیاد موجب یک انفجار زیردریایی شد چرا که آب اقیانوس با محفظه ماگما برخورد کرده است. یک انفجار در زیر دریا می‌تواند باعث پدید آمدن یک سونامی با ارتفاع ۱۵ متر در سراسر تنگه شود. اگر انفجار یک مؤلفه جانبی در

سمت شمال داشته باشد، همان گونه که آخرین شکل ظاهری جزیره **کراکاتوا** نیز نشان می‌دهد، آن وقت این انفجار به همراه جریان آذر آواری را می‌توان به عنوان عامل افزایش ارتفاع سونامی در سمت دهانه شمالی تنگه **سوندا** به حساب آورد. کوه پله (۸ می سال ۱۹۰۲)

(بالت و همکاران، ۱۹۷۵، ویتوو، ۱۹۸۰؛ بلانگ، ۱۹۸۴؛ اسکارت، ۲۰۰۲)^۱

سال ۱۹۰۲ سال خوبی برای ساکنان جزایر هند غربی (*وست ایندیز*) یا محیط پیرامون دریای کارائیب نبود (شکل ۱۱-۹) ساحل اقیانوس آرام **گواتمالا** در ۱۸ ژانویه و مجدداً در ۱۷ آوریل به وسیله یک زلزله شدید آسیب دیدند. در ۲۰ آوریل کوه آتشفشانی **پله** واقع در جزیره **مارتینیک** فوران کرده؛ در ۷ می فوران آتشفشان **سوفریر** در نزدیکی جزیره **سنت وینسنت** موجب مرگ ۲۰۰۰ نفر شد. آتشفشان **ایزالکو**^۲ واقع در **السالوادور** در ۱۰ می، آتشفشان **ماسایا** در **نیکاراگوآ** در جولای و آتشفشان **سانتا ماریا** در **گواتمالا** در ۲۴ اکتبر فوران کردند. این فوران‌های آخر عمده‌تاً موجب خسارت مالی زیادی شدند. بدترین فوران برحسب تلفات جانی، انفجار آتشفشان کوه **پله** در ۸ می بود. این فوران در شمار یکی از فاجعه‌بارترین فوران‌های طبیعی مشاهده شده قرار دارد.



شکل ۱۱-۹- نقشه موقعیت آتشفشان‌ها و زمین‌لرزه‌های منطقه کارائیب در ۱۹۰۲.

فوران آتشفشان **سوفریر** در جزیره **سنت وینسنت** واقع در ۱۶۰ کیلومتری جنوب **مارتینیک** پیش در آمدی برای فاجعه آتشفشان **پله** بود. آتشفشان **سوفریر** در سال ۱۹۰۱ فعال شد و در آوریل سال ۱۹۰۲، فعالیت زلزله‌ای در آنجا به اندازه کافی برای تخلیه ساکنان و فرار به قسمت‌های جنوبی جزیره رعب و وحشت ایجاد کرد. در ۶ می آتشفشان شروع به انتشار بخار و دود کرد و آب رودخانه‌های **ریکادرای** و **والیوگل** آلود شدند. در ساعت ۲۰:۰۰ شب هفتم ماه می آتشفشان **سوفریر** موجب یک جریان آذر آواری شد که بیشتر بخش شمالی جزیره را نابود ساخت و موجب مرگ ۱۵۶۵ نفر شد. خوشبختانه تخلیه شهر مانع تلفات بیشتر شد.

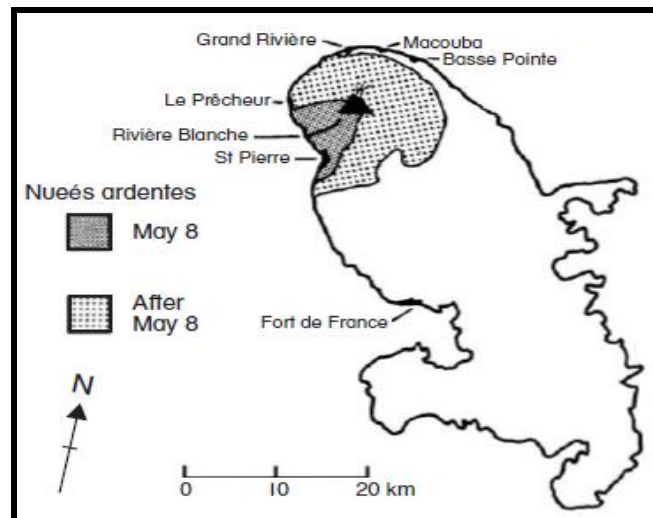
در ۲۰ آوریل سال ۱۹۰۲ آتشفشان **پله** شروع به فوران کرد. این کوهستان مخروطی شکل و دارای یک شکاف در سمت شمال شرقی خود است که منجر به یک چاله توپوگرافی شده است که **ریویری بلانچ**^۳ نامیده می‌شود (شکل ۱۱-۱۰). این دره با شیب تند تقریباً ۱/۵ کیلومتر به پایین کشیده می‌شود و سپس به تندی به سمت غرب می‌پیچد. شهر **سن پیر** در ساحل و در ۳

1- Bolt et al.; Whittow; Blong; Scarth

2- Izalco

3- Rivière Blanche

کیلومتری این پیچ قرار دارد. سن پیر یکی از پررونق‌ترین و ثروتمندترین شهرهای کارائیب بود. فعالیت تجاری این شهر عمدتاً صادرات عرق نیشکر^۱ بود که از نیشکرهای محلی ساخته می‌شد. فوران مقدم بر زنجیره‌ای از هشدارهای طبیعی بود که از فاجعه‌ای قریب‌الوقوع خبر می‌دادند. اندکی پس از فوران اولیه گدازه‌هایی در کراتر پیدا شد، در هفته آخر ماه آوریل آتشفشان شروع به انتشار خاکستر و گازهای گوگردی نمود و مقدار آن هم آنقدر زیاد بود که باعث مرگ پرندگان در حال پرواز می‌شد. با وجود این گزارش‌ها حکایت از آن داشتند که آتشفشان هنوز خطری ندارد و با ایجاد خاکریزی بین شهر و **ریویری بلانچ** شهر سن پیر از هرگونه جریان گدازه‌ای محافظت می‌شود. در شب سوم ماه می، کوه پله وارد مرحله جدیدی از فوران شد. رودخانه **روکسلان**^۲ که از داخل شهر سن پیر می‌گذرد به سیلابی از گل و لای تبدیل شد و شبکه تأمین نیرو را از کار انداخت. شکاف‌هایی بر روی دامنه باز شدند و از آنها بخار و گل جوشان که موجب مرگ ۱۶۰ نفر در شهر **آجوپا-بویلون** شد، بیرون می‌آمد. در آن زمان حدوداً ۱۰۰۰۰ نفر از روی دامنه‌ها فرار کردند و در شهر سن پیر جمع شدند. سپس بلایایی همانند آنچه که در کتاب مقدس آمده، شهر و نواحی حومه آن را مورد هجوم قرار دادند. به سبب گرما و خارج شدن گاز مارها و حشرات از کوه رم کردند و به حومه‌ی شهر حمله کردند. بیش از ۱۰۰ افعی کشته و ارد بخش شمالی شهر شدند. برای کشتن آنها از نیروی ارتش کمک گرفتند ولی قبل از کشته شدن؛ این مارها ۵۰ نفر و ۲۰۰ حیوان را از پای درآوردند. در مزارع نیشکر واقع در دهانه **ریویری بلانچ** مورچه‌ها و هزارپاهای کشته (حشره بومی ۰/۳ متر طول دارند) به آسیاب‌ها حمله کردند، از پای اسب‌ها و کارگرها بالا رفتند و آنها را نیش زدند.



شکل ۱۱-۱۰- نقشه موقعیت کوه پله.

تا پنجم ماه می کراتر آتشفشان در بالای کوه از آب گل‌آلود پر شده و در همین روز منفجر شد و یک روانه بزرگ گل از **ریویری بلانچ** به سمت ساحل سرازیر کرد. این لاهار موجب مرگ ۲۵ نفر شد. وقتی دیواره ۳۵ متری گل با اقیانوس برخورد کرد یک سونامی پدید آورد که به بخش پایین سن پیر برخورد کرد و موجب مرگ ۱۰۰ نفر شد. در ششم ماه می گدازه‌های تفراف که از آتشفشان کوه پله خارج شدند آنقدر بزرگ گردیدند که سقف خانه‌ها را فرو ریختند و خیابان‌ها را مسدود کردند. در دو روز بعد نیز که کوه در حال غرش و خارج ساختن پومیس بود تمام رودخانه‌های اطراف کوهستان طغیان کردند. خروج گازهای داغ و سوزان موجب بالا آبی آب‌های زیرزمینی از سفره‌های آب به سطح زمین شدند. در ۷ ماه می آتشفشان کوه **سوفریر** در

1- rum

2- Roxelane

مجاورت جزیره سنت ویسنت فوران کرد و طولی نکشید که این خبر پخش شد، که این فوران باعث آزاد شدن فشار جمع شده در زیر کوه پله شده است. در آن هنگام آتشفشان کوه پله نیز خاموش شد و این شایعات را تصدیق کرد.

در طول این حوادث دولت به سرپرستی فرماندار *مائوتت*^۱ سعی داشت دلیل فوران را پیدا کند. دولت به دنبال مشاوره علمی بود ولی هیچ متخصصی در جزیره زندگی نمی‌کرد. با انتشار روزنامه‌ها و پخش اخباری که بیان می‌کردند در اینجا هیچ خطری وجود ندارد شایعه‌ها پایان یافتند. مقایسه این آتشفشان با آتشفشان *کراکاتوا* که ۱۹ سال زودتر فوران کرده بود شروع شد. چون کوه پله در نزدیکی دریا قرار نداشت خطر وقوع سونامی نیز وجود نداشت و فقط زلزله‌ها به عنوان یک مخاطره اصلی در نظر گرفته شدند. هیچ کسی به تشکیل ابرهای سوزان آتشفشانی (نئوآرذنت) در هفتم ماه می، که حکایت از آمدن یک پدیده ناآشنا و شوم داشت، توجهی نکرد. *مائوتت* بدون اطمینان و آگاهی از اینکه چه چیزی پیش خواهد آمد- در اقدامی که می‌توان آن را به عنوان یکی از اقدامات بسیار احمقانه تاریخ ثبت کرد- در عصر روز هفتم ماه می همسر و بیشتر اعضای ارشد دولتش را به میان شهروندان در کوچه‌های پر خطر و در شرف نابودی شهر *سن پیر* آورد. به سربازان دستور داد تا صبح روز بعد در خیابان‌ها گشت بزنند تا مانع ترس و وحشت مردم شوند. از شهروندان هم خواست که شهر را ترک نکنند.

در ساعت ۸ صبح روز هشتم ماه می مجموعه‌ای از ۴ انفجار وحشتناک گرد و غبار را تا ارتفاع ۱۵ کیلومتر به هوا پرتاب کردند. ابر دوم نیز در اثر انفجار قاعده آتشفشان به صورت افقی در راستای جنوب غربی پخش گردید. این توده سریعاً از *ریویری بلانچ* سرازیر شد. وقتی این توده به سر پیچ دره رودخانه رسید از خاکریز عبور کرد؛ بخشی از جریان که سرعتش فراتر از ۱۶۰ کیلومتر در ساعت بود در ساعت ۸:۰۲ دقیقه از داخل شهر *سن پیر* عبور کرد. چند نفری که قبل از آن صبح از شهر گریخته بودند در گزارش‌های عینی جریان آذر آواری را به عنوان یک طوفان آتش توصیف کردند. دمای داخلی این ابرهای گازی بیش از ۱۰۷۵ C^o بود. در این حادثه دیوار ساختمان‌ها فرو ریختند، مجسمه سه تنی مریم مقدس ۱۲ متر پرتاب شد، ۱۸ تا ۲۰ کشتی لنگر انداخته در بندرگاه غرق شدند بیشتر شهر در آتش سوخت. باد گرم و سوزان کارخانه‌های عرق‌گیری (شراب سازی) را منفجر کردند و عرق‌های نیشکر نیز آتش گرفتند و با جاری شدن در تمام خیابان‌ها، شهر را به آتش کشاند (شکل ۱۱-۱۱). میانگین ضخامت گرد و غبار در سراسر شهر ۳۰ سانتی‌متر بود، ولی کل منطقه را در تاریکی مطلق فرو برده بود. در نزدیکی دهانه *ریویری بلانچ*، ضخامت نهشته یا رسوبات آذر آواری ۴ متر بود. بیش از ۳۰۰۰۰ نفر از جمله فرماندار *مائوتت* در عرض دو دقیقه جانشان را از دست دادند. بر اثر شدت انفجار لباس بسیاری از مردم پاره و پرت شده بود. برخی از مردم به طرز عجیبی کشته شده بودند، بدنشان آب‌پز و پوستشان کنده شده بود، ماهیچه‌هایشان منقبض شده بود، گویی بر سر هوا با هم جنگیده بودند. در آنجا فقط دو نفر جان سالم به در بردند. یکی از آنها به نام *آگوست سیپاریس*^۲، زندانی محکوم در زندان بود. او نیز به شدت دچار سوختگی شده بود، بعد از این حادثه در مجازاتش تخفیف دادند. انفجارهای ۱۹ می و ۲۰ آگوست که بیشتر در میان دامنه‌های شمالی و غربی رخ دادند نیز موجب نابودی بیشتری شدند. این انفجار آخر در پنج روستا کوهستانی ۲۰۰۰ نفر قربانی گرفت. از میان تمامی مخاطرات آتشفشانی تاریخی، ساکنان شهر *سن پیر* و جزیره *مارتینیک* با یکی از ویرانگرترین فوران‌های شناخته شده آن روبرو شدند.

1- Mouttet

2- Auguste Ciparis



شکل ۱۱-۱۱- شهر سنت پیر در مارتینیک، پس از فوران ۸ مه ۱۹۰۲ کوه پله. جریان آذرآواری که به تخریب این شهر پرداخته از روی خط الراس، در بالای عکس، پایین آمده است. اسکله توسط سونامی ناشی از لاهار چند روز قبل شکسته شده بود (عکس از کتاب آ. لکرویکس از موزه زمین‌شناسی لندن).

کوه سنت هلن (۱۸ می ۱۹۸۰)

(هایس، ۱۹۸۱؛ لیپمن و مالینیوکس، ۱۹۸۱؛ کیلیبر، ۱۹۸۲؛ بلانگ، ۱۹۸۴؛ کاتیس، ۱۹۸۵)^۱

فوران کوه سنت هلن به چند دلیل در خور توجه است. اول این فوران اولین فوران انفجاری بزرگی بود که بعد از چند دهه در جهان اتفاق افتاد. دوم اینکه این فوران حکایت از یک دوره فعالیت عمده آتشفشانی در آغاز دهه ۱۹۸۰ داشت. سوم اینکه با چندین پدیده مخاطره‌آمیز در ارتباط بود؛ و در آخر اینکه در اسناد تاریخی این فوران بزرگ‌ترین فوران رخ داده در مجاورت ایالت متحده بود. کوه سنت هلن در کوهستان کاسکید ایالت واشنگتن واقع شده است (شکل ۱۱-۴) این آتشفشان به مدت ۱۲۳ سال هیچ گونه فوران بزرگی نداشت و در مقایسه با کوه راینیر یک آتشفشان نسبتاً کوچک محسوب می‌شد. هرچند در اواسط دهه ۱۹۷۰ تحقیقات وسیع بر روی شناسایی منشأ خاکسترهای آتشفشانی منطقه نشان دادند که این خاکسترها عمدتاً از کوه سنت هلن نشأت گرفته‌اند. در ۲۰ مارس سال ۱۹۸۰ وقوع یک زلزله کوچک در حوالی کوه سنت هلن حاکی از فعال شدن مجدد آتشفشان بود که در ۲۷ مارس فوران کوچکی آن را تکمیل کرد و ابرهایی از خاکستر به طول ۶ کیلومتر به سمت آسمان فرستاد. لرزش‌های موزون در ۳ آوریل شروع شدند و این لرزش‌ها دال بر حرکت ماگما به داخل محفظه ماگما در زیر آتشفشان بود. تا آن زمان بیش از ۷۰ میلیون مترمکعب تفرات آتشفشان خارج شد. قبل از فوران اصلی قسمت شمالی آتشفشان با سرعت ۱/۵ متر در هر روز بیش از ۱۵۰ متر برآمده (متورم) شد.

در ساعت ۸:۳۰ دقیقه صبح روز ۱۸ ماه می یک زلزله با بزرگی ۵/۱ در مقیاس ریشتر موجب رانش زمین در منطقه باد کرده یا برآمده شد. بلافاصله آتشفشان فوران کرد و باعث یک انفجار جانبی شد که ۴۲۵ کیلومتر دورتر احساس شد. یک ابر سیاه از خاکستر که حاوی ۲/۷ کیلومتر مکعب از مواد با وزن ۵۲۰ میلیون تن بود ظرف مدت ۹ ساعت تا ارتفاع ۲۳ کیلومتر بالا رفت. ارتفاع کوهستان تا ۵۰۰ متر کاهش یافت (شکل ۱۱-۱۲). بیش از ۵۰۰ کیلومتر مربع از اراضی جنگلی در نتیجه فوران قاعده آتشفشانی که دمای آن به ۲۶۰۰ °C رسید، نابود شدند. این انفجار تا ۱۰ کیلومتر دورتر برآمدگی‌ها را متأثر ساخت. در برخی مکان‌ها ۱۵۰ متر واریزه روی هم رسوب کرده بود. به سبب انفجار برف و یخ روی کوه ذوب شد و موجب پدید آمدن لاهارهایی شد که با سرعت وارد دریاچه اسپیریت^۲ شدند و دریاچه را تا عمق ۶۰ متر پر کردند. سپس لاهارها بیش از ۵۰

1- Hays; Lipman & Mullineaux; Keller; Blong; Coates
2- Spirit Lake

کیلومتر در امتداد شمال و شاخه‌های جنوبی رودخانه *تاتلی*^۱ حرکت کردند و به *کلسو*^۲ واقع در رودخانه کلمبیا رسیدند. لاهارها همچنین به داخل رودخانه *مادی* وارد شدند و به شرق سرازیر شدند. روی هم رفته بیش از ۳۰۰ کیلومتر از جاده‌ها و ۴۸ پل جاده‌ای تا حد زیادی خسارت دیدند. لاهارها و خاکستر ریزی که روی مناطق حاشیه‌ای نشسته بود، طولی نکشید که وارد رودخانه *کلمبیا* شدند و کانال کشتی‌رانی آن را با ۱۸۰ متر عرض، از عمق ۱۲ متر به عمق ۴/۳ متر کاهش دادند. در این حادثه تنها ۶۰ نفر جانشان را از دست دادند، چون وقتی که حادثه شدت یافت دولت دستور تخلیه شهر را صادر کرد. به هر حال برخی از این قربانیان از جمله افرادی بودند که احتمالاً یک روز قبل از فوران به منطقه بازگشته بودند. ریزش تفراف بعد از فوران اولیه بدترین قسمت این حادثه بود. چون بیشتر گرد و غبار از انفجار کناری آتشفشان به بیرون ریخت (شکل ۱۱-۱۲) بخش اعظم خاکستر در شمال شرق آمریکا و بر روی آتلانتیک بر زمین نشست. ظرف مدت ۱۷ روز خاکستر در ارتفاع ۹-۱۲ کیلومتری، در بالای تروپوسفر، سراسر کره زمین را دور زد.



شکل ۱۱-۱۲- دامنه شمالی کوه سنت هلن پس از فوران ۱۸ مه ۱۹۸۰. کراتر به وسیله فروپاشی شکل نگرفته بلکه به دلیل انفجار جانبی تشکیل شده است. مواد مقابل آن نشان دهنده بقایای مواد آذرآوری حاصل انفجار است (عکس از جیمز راحل و همکاران، فولرتون، کالیفرنیا).

برآوردها نشان می‌دهند که بر اثر کاهش ورود پرتوهای خورشیدی دمای هوا به مدت چند هفته در جهت باد تا $0/5^{\circ}\text{C}$ کاهش یافت، ولی در واقع تأثیر جهانی این کاهش دما بر روی اقلیم جزئی بود. بیشترین تأثیر در محدوده ۷۰۰ کیلومتری فوران رخ داد. در راستای باد تا فاصله ۱۵۰ کیلومتری فوران آتشفشان، خاکستر به ارتفاع ۱۵-۱۰ میلی‌متر روی هم انباشته شد. این فوران همچنین به خاطر ایجاد شرایط دید ناکافی و جاده‌های لغزنده به مدت ۵ روز موجب تغییر قوانین راهنمایی و رانندگی در داخل و اطراف منطقه شد. برای جلوگیری از تصادف حداکثر سرعت مجاز به ۱۰-۸ کیلومتر در ساعت کاهش یافت. تهنشینی خاکستر آتشفشانی موجب مشکل بزرگی در پاک‌سازی مراکز شهری شد. شهر کوچک *یاکیما* واقع در واشنگتن با جمعیت ۵۰۰۰۰ نفری، با هزینه ۲ میلیون دلار، ۱۰ هفته را صرف پاک‌سازی نیم میلیون تن خاکستر نمود. گرد و غبار نرم و ریز موجب مسدود شدن فیلتر هوای ماشین‌ها، ورود به سیستم ترمز و از کار افتادگی موتور ماشین‌ها شد. ریزش گرد و غبار بر روی تجهیزات الکتریکی موجب از کار افتادگی آنها گشت. در عین حال میزان تولید محصولات نیز به طور قابل توجهی کاهش یافت، چون نشست خاکستر آتشفشانی روی برگ‌ها راندمان فتوسنتز را پایین آورده بود.

با توجه به بزرگی حادثه، جار و جنجال‌های رسانه‌ای، واکنش جامعه و دولت اثرات اقتصادی این حادثه بیش از حد برآورد شدند. ایالت واشنگتن میزان خسارت را ۲۷۰۰ میلیون دلار برآورد کرد ولی کنگره فدرال کمتر از ۱۰۰۰ میلیون دلار برای

1- Toutle River
2- Kelso

امدادرسانی به این حادثه اختصاص داد. در واقع این فوران موجب ۸۴۴ میلیون دلار خسارت شد. هزینه پاک‌سازی ۲۷۰ میلیون دلار؛ مقدار خسارت وارده به بخش کشاورزی ۳۹ میلیون دلار؛ میزان خسارت به اموال به خصوص خسارت وارده به جاده‌ها و پل‌ها ۸۵ میلیون دلار و میزان خسارت وارده به الوارهای تجارتي ۴۵۰ میلیون دلار برآورد شدند. این فوران موجب راه‌اندازی تحقیقات جدیدی در خصوص دیگر آتشفشان‌های واقع در امتداد کاسکید و در محدوده‌ی رشته‌کوه‌های سیرانوادا شد. آتشفشان کوه سنت هلن همچنین بر این حقیقت تأکید می‌کند که در طی ۶۰ سال گذشته آتشفشان‌های جهان به لحاظ آتشفشانی خاموش بوده‌اند.

نتیجه‌گیری

جای هیچ شکی نیست که کره زمین در حال رویارویی با یکی از شدیدترین دوره‌های آتشفشان‌خیزی خود در طی ۱۰۰۰۰ سال گذشته است. این دوره با آغاز قرن هفدهم و همزمان با کاهش دمای جهانی که در عصر یخبندان صغیر به اوج خود رسید شروع شد. وقایع آتشفشانی نیمه دوم قرن بیستم را باید در این چهارچوب در نظر گرفت نه به عنوان فوران‌های غیرعادی آتشفشان‌های خاموش. فوران آتشفشان‌های آل‌چی چون، کوه سنت هلن و کوه پیناتوبو مثال‌های خیلی برجسته‌ای از این فعالیت‌های مجدد هستند. هر چند آتشفشان کوه پیناتوبو به عنوان یک حادثه برجسته مطرح است، ولی دلایل علمی اندکی وجود دارد که این حادثه یکی از سه فوران بزرگ آتشفشانی سال ۱۹۹۲-۱۹۹۱ بوده باشد. دو حادثه دیگر فوران کوه هودسون در شیلی و کوه اسپور در آلاسکا بودند. از آن زمان فعالیت‌های آتشفشانی خاموش شدند. هر چند این دوره که بیانگر شروع یک دوره مجدد عدم فعالیت، مثل دوره بین فوران آتشفشان‌های کرائیب در سال ۱۹۰۲ و آتشفشان کوه آلونگ در سال ۱۹۶۱ است؛ بیشتر جنبه دانشگاهی دارد. با این حال از زمان فوران آتشفشان کوه سنت هلن در سال ۱۹۸۰، فعالیت مجدد آتشفشان‌ها و پدیده‌های مرتبط با آن بیش از ۲۴۰۰۰ نفر قربانی گرفته است. در عصر ما نیز هنوز فوران‌ها آتشفشانی فراگیر، غیرقابل پیش‌بینی و کشنده هستند.

مأخذ و منابعی برای مطالعه بیشتر

- Blong, R.J. 1984. Volcanic Hazards: A Sourcebook on the Effects of Eruptions. Academic Press, Sydney.
- Bolt, B.A., Horn, W.L., MacDonald, G.A., and Scott, R.F. 1975. *Geological Hazards*. Springer-Verlag, Berlin.
- Branney, M and Zalasiewicz, J. 1999. Burning clouds. *New Scientist* 17 July: 36-41.
- Cita, M.B., Camerlenghi, A., and Rimoldi, B. 1996. Deep-sea tsunami deposits in the eastern Mediterranean: new evidence and depositional models. *Sedimentary Geology* 104: 155-173.
- Coates, D.R. 1985. *Geology and Society*. Chapman and Hall, New York.
- Fielder, G. and Wilson, I. 1975. *Volcanoes of the Earth, Moon and Mars*. Elek, London.
- Halldórsson, M.M. and Brandsdóttir, B. 1998. Subglacial volcanic eruption in Gjalp, Vatnajökull, 1996: The jokulhlaup. <<http://www.hi.is/~mmh/gos/vat-update.html>>
- Hays, W.W. 1981. Facing geologic and hydrologic hazards: Earth-science considerations. *United States Geological Survey Professional Paper* 1240-B: 86-109.
- Kastens, K.A. and Cita, M.B. 1981. Tsunami-induced sediment transport in the abyssal Mediterranean Sea. *Geological Society of America Bulletin* 92: 845-857.
- Keller, E.A. 1982. *Environmental Geology* (3rd edn.) Merrill, Columbus, Ohio.
- Latter, J.H. 1981. Tsunamis of volcanic origin: summary of causes, with particular reference to Krakatau, 1883. *Bulletin Volcanologique* 44:467-490.
- Lipman, P.W. and Mullineaux, D.R. (eds). 1981. The 1980 Eruptions of Mount St Helens, Washington. *United States Geological Survey Professional Paper* No. 1250.
- Myles, D. 1985. *The Great Waves*. McGraw-Hill, New York.
- Newhall, C.G. and Punongbayan, R.S. (eds) 1996. *Fire and Mud: Eruptions and Lahars of*

Mount Pinatubo, Philippines. Philippine Institute of Volcanology and Seismology, Quezon City and University of Washington Press, Seattle.

- Nomanbhoy, N. and Satake, K. 1995. Numerical computations of tsunamis from the 1883 Krakatau eruption. *Geophysical Research Letters* 22: 509–512.
- Pararas-Carayannis, G. 1998. *The waves that destroyed the Minoan Empire (Atlantis)*. <<http://www.geocities.com/CapeCanaveral/Lab/1029/.html>> (URL defunct as of 2004)
- Perrett, F.A. 1935. Eruption of Mt Pelée 1929–32. *Carnegie Institute of Washington Publication* No. 458.
- Pichler, H. and Friedrich, W.L. 1980. Mechanism of the Minoan eruption of Santorini. In *Thera and the Aegean World: 2*.
- Proceedings of the Second International Scientific Congress, Santorini, Greece, August 1978, pp. 15–30.
- Prabakaran, D.J. 2002. Fear of flying: Assessing the risks of volcanic ash clouds for aviation. *GIS User* 50: 22–23.
- Ritchie, D. and Gates, A.E. 2001. *Encyclopedia of Earthquakes and Volcanoes*. Facts on File, New York.
- Scarth, A. 2002. La Catastrophe: Mount Pelée and the Destruction of Saint-Pierre, Martinique. Terra Publishing, Harpenden.
- Self, S. and Rampino, M.R. 1981. The 1883 eruption of Krakatau. *Nature* 294: 699–704.
- Sigurdsson, H., Carey, S., Cornell, W., and Pescatore, T. 1985. The eruption of Vesuvius in 79 AD. *National Geographic Research* 1:332–387.
- Symons, R.B., Rose, W.I., and Reed, M.H. 1988. Contribution of Cl- and F1-bearing gases to the atmosphere by volcanoes. *Nature* 334: 415–418.
- Tazieff, H. and Sabroux, J.C. (eds). 1983. *Forecasting Volcanic Events*. Lange and Springer, Berlin.
- Verbeek, R. D. M. 1884. The Krakatoa eruption. *Nature* 30: 10–15.
- Whittow, J. 1980. *Disasters: The Anatomy of Environmental Hazards*. Pelican, Harmondsworth.
- Winchester, S. 2003. *Krakatoa: The Day the World Exploded: 27 August 1883*. Viking, New York.
- Wood, R.M. 1986. *Earthquakes and Volcanoes*. Mitchell Beazley, London.
- Yokoyama, I. 1978. The tsunami caused by the prehistoric eruption of Thera. In *Thera and the Aegean World: 1*. Proceedings of the Second International Scientific Congress, Santorini, Greece, August 1978, pp. 277–283.

فصل دوازدهم: مخاطرات ناپایداری زمین

مقدمه

یکی از گسترده‌ترین مخاطرات طبیعی، حرکت غیرمنتظره و گاهی اوقات حرکت غیرقابل پیش‌بینی مواد سست هوازده (ریگولیت) یا لایه‌های سنگی هوازده نزدیک سطح زمین است. هرچند به لحاظ تاریخی رانش‌های زمین و بهمن‌ها از نظر مقدار زیاد خرابی یا کشتار به پای دیگر بلاای طبیعی از قبیل سیکلون‌های حاره‌ای یا زلزله‌ها نمی‌رسند و به اندازه آنها مشهور نیستند، ولی با وجود این تأثیر شگرفی بر دارایی‌ها و زندگی مردم دارند. حرکت ناگهانی مواد روی دامنه‌ها مانند یک حادثه زلزله، لحظه‌ای و فوری است با این تفاوت که رانش زمین مسأله بسیار گسترده و رایجی است. در هر منطقه‌ای با ناهمواری‌های متوسط تا بلند که در معرض دوره‌هایی از بارندگی زیاد باشد، احتمالاً لغزش تمام یا بخشی از ریگولیت به سمت پایین دامنه مخاطره‌ای خیلی عادی است. در هیچ جایی این مشکل رایج‌تر از مناطق سردی که زیر آن پرفراست یا زمین یخ‌زده قرار دارند، نیست. یکی از مخاطرات طبیعی که ماهیتی تدریجی دارد و در اکثر مناطق جغرافیایی نیز رایج است فرونشست زمین است. هرچند ممکن است بیشتر سطح زمین پایدار یا حتی هموار باشد، ولی دامنه گسترده‌ای از فرایندهای طبیعی وجود دارد که می‌تواند باعث فرونشست زمین شوند. جنبه مهم دیگر ناپایداری زمین عوامل گسترده‌ای هستند که می‌توانند موجب حرکت زمین یا ناپایداری گردند. تقریباً تمامی مخاطرات ذکر شده در این کتاب می‌توانند موجب پدید آمدن مشکلات ثانوی ناپایداری زمین شوند. در بسیاری از موارد رانش‌های زمین در اثر زمین‌لرزه‌ها و سیکلون‌ها هستند که تلفات و خسارت قابل توجهی را به بار می‌آورند. حتی خشک‌سالی‌ها نیز از طریق فرایند خشک و مرطوب کردن پی‌درپی خاک‌های رسی قابل انبساط می‌توانند باعث تشدید ناپایداری زمین شوند. این امر موجب دگرشکلی سطحی و متعاقباً نابودی ساختمان‌های بدون فونداسیون کافی می‌شود.

در این فصل دیدگاهی اجمالی از دامنه‌ی وسیع ناپایداری زمین به عنوان یک مخاطره ارائه خواهد شد. ابتدا برای نمایش چگونگی ناپایدار شدن مواد سطحی و اینکه چه فاکتورهایی باعث تشدید گسیختگی زمین می‌شوند، اصول اولیه مکانیک خاک توضیح داده می‌شوند. در مرحله بعد و به ترتیب انواع اصلی ناپایداری زمین به همراه توصیفی از برخی بلاای بزرگ مورد بررسی قرار می‌گیرد. برای محدود کردن دامنه‌ی موضوع وسیعی مانند ناپایداری زمین، فاکتورهای مربوط به نقش مستقیم انسانی و مرتبط با یخ (یخ‌زایی) را تنها به صورت اجمالی مورد بررسی قرار می‌دهیم.

مکانیک خاک

(یانگ، ۱۹۷۲؛ چودهاری، ۱۹۷۸؛ فینلایسون و استاتهام، ۱۹۸۰؛ گائودی، ۱۹۸۱؛ آنی، ۱۹۸۳؛ بولز، ۱۹۸۴)

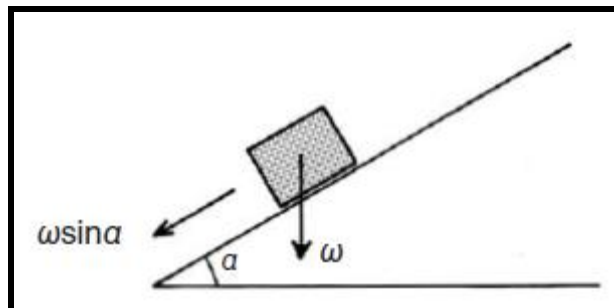
فشار و کشش

یک پهنه خاکی با حجم ω را در نظر بگیرید که بر روی دامنه‌ای با زاویه α مستقر است. این حجم تحت تأثیر جاذبه است و تمایل به حرکت به سمت پایین دامنه دارد. تأثیر نیروی جاذبه مستقیماً به زاویه شیب بستگی دارد به صورت رابطه زیر:

$$\text{رابطه ۱-۱۲} \quad \omega \sin \alpha = \text{تأثیر جاذبه بر روی یک شیب}$$

در اینجا ω برابر با حجم و α برابر با زاویه شیب است.

هر نیرویی (جاذبه مهم‌ترین نیرو است) که باعث حرکت مواد به سمت پایین دامنه گردد **تنش** نامیده می‌شود (شکل ۱-۱۲). اگر یک ساختمان روی دامنه‌ای ساخته شود، وزن ساختمان فشار بیشتری به خاک می‌آورد. وزن بیشتر بر روی یک شیب «**تنش افزوده**» نامیده می‌شود. تنش افزوده یا اضافه شامل باران، حرکت خاک از بالای دامنه، ساختمان و یا هر توده دیگری می‌شود. هرچند تنش جاذبه‌ای بسیار بارز است ولی انواع دیگری از تنش در ریگولیت وجود دارد. تنش مولکولی با حرکت ذرات خاک یا حتی مولکول‌هایی خاص پدید می‌آید. تنش مولکولی همچنین با پدیده‌هایی از قبیل آماس و انقباض کلونیدها (ذرات رسی خاک) با خیس و خشک شدن، انبساط و انقباض گرمایی و رشد بلورهای یخی نیز ارتباط دارد. تنش بیولوژیکی یا زیستی به فشار وارده بر روی پهنه خاک به وسیله رشد ریشه گیاهان یا فعالیت حیوانات اشاره می‌کند.



شکل ۱-۱۲- اثر گرانش بر جسمی با جرم ω در شیبی با زاویه α .

تأثیر تنش بر روی خاک یا ریگولیت **کشش** نامیده می‌شود. کشش مستقیماً برابر با تنش نیست ولی به صورت فاکتور کمکی با زاویه شیب عمل می‌کند. ممکن است تنش به صورت یکنواخت در تمامی پهنه خاکی رخ ندهد، ولی احتمالاً در اتصالات، جایی که احتمال ایجاد شکاف وجود داشته‌باشد، حضور دارد. کشش بر حرکت بین ذره‌ای یا بر روی کل ستون خاک تأثیر می‌گذارد. به صورت ترکیبی، این کشش‌ها منتج به چیزی می‌شوند که **تنش برشی خالص** نامیده می‌شود.

اصطکاک، چسبندگی و پیوستگی

یکی از نیروهایی که در برابر حرکت مواد به سمت پایین مقاومت می‌کند اصطکاک است. اصطکاک نیرویی است که تمایل دارد مانع رانش یک شیء بر روی شیء دیگر یا در کنار شیء دیگر شود. در ریگولیت‌ها مواد بر روی یک پایه سفت و محکم قرار دارند، در این وضعیت اصطکاک تابعی از بی‌نظمی موجود در تماس این دو ماده با یکدیگر است، میزان همواری سطح تماس زیاد مهم نیست. بی‌نظمی باعث به هم پیوستن ذرات به همدیگر و مانع حرکت آنها می‌شود. عموماً هرچه وزن یک شیء بیشتر باشد و فشار زیادتر به سطح تماس وارد نماید مقدار نیروی اصطکاک نیز بیشتر می‌شود. هرچند اصطکاک بین یک پهنه ریگولیتی و لایه زیرین به درجه زبری و ناهمواری سطح بستگی دارد ولی تابعی از وسعت سطح تماس ناست (وسعت سطح تماس تأثیر زیادی بر اصطکاک ندارد). در زوایای شیب برابر، مساحت کوچک مواد خاکی به همان اندازه تمایل به سقوط دارند

که مساحت‌های بزرگ‌تر. شکل ۱۲-۱ اعمال تنش بر روی یک شیء مستقر بر روی یک دامنه را نشان می‌دهد. در اینجا به خاطر اصطکاک نیروی مقاومت در برابر حرکت وجود دارد. وقتی تنش اعمال شده فراتر از ماکزیمم مقاومت اصطکاکی باشد رانش شروع خواهد شد.

اصطکاک به عنوان ضریب μ بیان می‌شود و این ضریب برابر با تانژانت زاویه شیبی است که رانش بر روی آن رخ می‌دهد.

$$\tan = (\omega \sin \alpha \mu) (\omega \cos \alpha \mu)^{-1} \quad \text{رابطه ۱۲-۲}$$

در اینجا α برابر با زاویه سطح رانش اصطکاکی است و μ برابر با ضریب اصطکاک است.

معادله حرکت اشیاء را می‌توان بر حسب مقاومت اصطکاکی بحرانی (R_{critf}) و نیروی اعمال شده بحرانی (F_{crit}) بیان نمود.

وقتی نیروی اعمال شده بحرانی همانند رابطه ذیل فراتر از مقاومت اصطکاکی بحرانی باشد گسیختگی رخ می‌دهد:

$$F_{crit} > R_{critf} \quad \text{رابطه ۱۲-۳}$$

$$R_{critf} \sim \omega \tan \alpha \mu$$

این رابطه نشان می‌دهد که وقتی وزن یک شیء برابر با صفر باشد نیروی لازم برای حرکت آن به سمت پایین دامنه برابر با صفر است. برای اشیاء انعطاف‌پذیر (مواد غیرمستحکم) چنین چیزی صدق نمی‌کند زیرا حتی اگر وزن ریگولیت برابر با صفر باشد، هنوز یک نیروی اضافی برای مقاومت در برابر حرکت رو به سمت پایین دامنه وجود دارد. این نیرو پیوستگی نامیده می‌شود و به صورت اتصالات بین ذرات که توده خاک را به وجود می‌آورند، تعریف می‌شود. با در نظر گرفتن پیوستگی رابطه‌ی فوق به صورت زیر بیان می‌گردد.

رابطه ۱۲-۴

$$F_{crit} > R_{critf} \\ R_{critf} \sim \omega \tan \alpha \mu + c$$

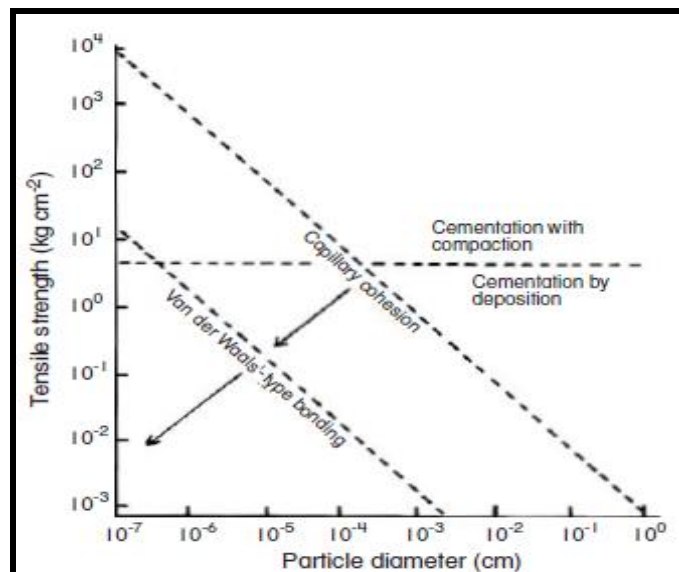
که در آن C برابر با پیوستگی است.

دقیقاً واژه پیوستگی به نیروهای شیمیایی یا فیزیکی بین ذرات رس اشاره می‌کنند. واژه چسبندگی نیز برای تعریف اتصال یا پیوند ذرات خاک با هر اندازه‌ای به یکدیگر، به صورت یک گروه یا توده، به وسیله پیوستگی موئین ناشی از آب موجود در فضای بین ذرات منفصل یا به وسیله‌ی اتصال شیمیایی یا سیمانی شدن به کار می‌رود. در فرایند سیمانی شدن به علت برقراری اتصالات شیمیایی بنیادی، چسبندگی بسیار قوی است. عوامل اصلی سیمانی شدن شامل کربنات‌ها، سیلیکات‌ها، آلومینیوم‌ها، اکسیدهای آهن و عناصر ارگانیک می‌باشند. سیمانی شدن همچنین در اثر فشرده شدن، به خصوص اگر از بالا فشار وارد شود، نیز به وجود می‌آید. فرایند فشرده‌سازی به مواد روی دامنه ثبات و پایداری می‌بخشد. در ذرات با شکل مشخص، به ویژه در ذرات رس، این احتمال وجود دارد که فرایند فشرده‌سازی موجب آرایش مجدد ذرات گردد به طوری که آنها را به طور مؤثرتری به هم متصل نماید و چسبندگی و نیروی مقاومت در برابر حرکت آنها را افزایش دهد. پیوند شیمیایی اساساً از میدان‌های الکتریکی با بار الکتریکی متضاد که بر روی سطوح مولکول‌های بزرگ به خصوص رس‌ها تشکیل می‌شوند، پدید می‌آید. این بارهای جذب‌کننده «*اتصالات وان در والس*» نامیده می‌شوند که برای کانی‌های رسی حتی وقتی ذرات رسی یا کلوئیدها نسبت به هم حرکت می‌کنند، باقی می‌ماند. در خاک رس همین امر باعث خاصیت مومسانی شده است که در بخش‌های بعدی به آن پرداخته می‌شود.

شکل ۱۲-۲ انواع اتصال یا پیوندها را با توجه به اندازه ذرات و نیروی نسبی اتصال نشان می‌دهد. محدوده اتصالات *وان در والس* به مواد با قطر کمتر از ۰/۰۳ میلی‌متر یا ۳۰ میکرون محدود می‌شوند. هر چه مواد کوچک‌تر می‌شوند نیروی پیوند نیز به طور قابل توجهی افزایش می‌یابد تا زمانی که برای اندازه کمتر از ۰/۰۰۱ میکرون به مقدار یک کیلوگرم در سانتی‌متر مربع می‌رسد. وقتی اندازه ذرات افزایش یابد، پیوستگی موئین (عمدتاً ناشی از آب) غالب می‌گردد. پیوستگی موئین در اتصال

کانی‌های رسی بسیار مهم است و نیروی سه برابر بزرگ‌تر از قدرت اتصال *وان در والس* ایجاد می‌کند. تنها روشی که در مواد بزرگ‌تر از یک سانتی‌متر موجب چسبندگی ذرات می‌شود، فشرده‌سازی و سیمانی شدن است.

تأثیر پیوستگی موئین را می‌تواند به سادگی نشان داد. ماسه‌ی نم‌دار را می‌توان به صورت دیوارهای عمودی بدون نشانه‌ای از گسیختگی شکل داد. وقتی ماسه خشک می‌شود میزان کشش پیوستگی آب در سطح دانه‌های ماسه از بین می‌رود و توده ماسه شروع به فروریختن می‌کند، در نهایت این ماسه‌ها تنها می‌توانند به زاویه سکون برای ماسه سست که فقط ۳۳ درجه است، برسند. پیوستگی بین ماسه‌های نم‌دار در کل به سبب تأثیر کشش آب در بین ذرات ماسه است و این کشش آب است که ذرات خیس ماسه را به درجه قابل قبولی از پایداری می‌رساند. با این وجود توجه داشته باشید که اگر ماسه بیش از حد خیس شود پدیده روان‌شدگی رخ می‌دهد. به عبارت دیگر، اگر آب زیادی (یا هر ماده دیگری با آن خاصیت) به ماسه اضافه شود به طوری که فضای تخلخل مواد پر از آب شود و ضخامت موئین آب در میان ذرات فراتر از حد برود، آن وقت چسبندگی مواد به صفر می‌رسد و مواد همانند یک جسم سیال حرکت می‌کنند. این فرایند به تفصیل در بخش‌های بعدی مورد بررسی قرار خواهد گرفت.



شکل ۱۲-۲- استحکام اتصالات در ذرات با اندازه‌های مختلف (فینالسون و استیتهام، ۱۹۸۰ با اجازه از باترورث، سیدنی).

استحکام برشی خاک‌ها: رابطه موهر- کولومب

عاملی که باعث می‌شود ذرات خاک به صورت گروهی یا توده‌ای (چسبندگی) عمل کنند تنها به پیوستگی ذرات خاک بستگی ندارد، بلکه به اصطکاک تولید شده بین ذرات جداگانه خاک نیز بستگی دارد. این ویژگی اصطکاک درونی یا استحکام برشی است. مقدار تنش برشی خاک یا مقاومت ریگولیت به وسیله‌ی رابطه زیر که رابطه *موهر- کولومب* نام دارد محاسبه می‌شود.

$$\tau_s = C + \sigma \tan \phi \quad \text{رابطه ۱۲-۵}$$

در اینجا τ_s برابر با استحکام برشی خاک

C ، برابر با پیوستگی خاک،

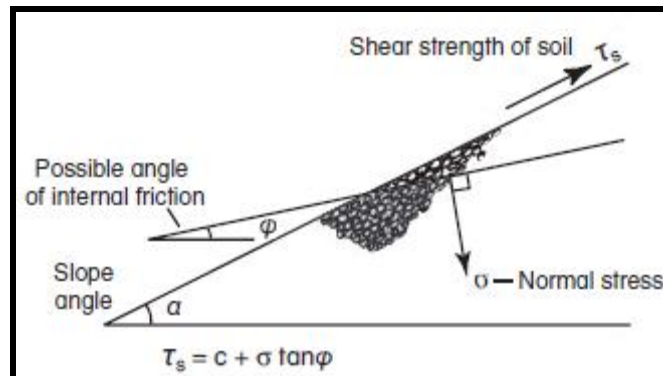
σ برابر با تنش عادی (در زوایای مستقیم نسبت به شیب) و ϕ برابر با زاویه اصطکاک داخلی یا مقاومت برشی است.

رابطه *موهر- کولومب* به لحاظ نموداری نیز در شکل ۱۲-۳ نشان داده شده است. توجه داشته باشید که این رابطه مشابه با رابطه

۱۲-۴ است ولی از دو لحاظ با این رابطه تفاوت دارد. اول اینکه در رابطه *موهر- کولومب* نیروی بحرانی برای حرکت به وسیله

تنش نرمال نسبت به سطح زمین مشخص می‌شود، تا اینکه به وسیله‌ی وزن توده بر روی دامنه مشخص شود.

دوم اینکه، زاویه شیب با زاویه مقاومت برشی جایگزین می‌شود، که نشانگر زاویه تماس بین ذرات تشکیل‌دهنده مواد غیر مستحکم است. مواد سستی که اندکی فشرده شده‌اند نسبت به مواد خیلی فشرده یا متراکم، زاویه کمتری از مقاومت برشی دارند. تمام مواد غیرمستحکم در زاویه داخلی کمتر از زاویه دامنه که روی آن قرار دارند، فرو می‌ریزند. رابطه **موهر کلموب** همچنین برای تعیین مقاومت برشی یک واحد سنگ قرار گرفته بر روی صفحه گسیختگی و تعیین حساسیت و استعداد آن برای رخداد لغزش استفاده می‌شود. در این حالت، این فرمول برای این که بتواند ویژگی‌های صفحه لایه‌بندی را شامل شود نیاز به تعدیل دارد. اگر تنش وارده به خاک فراتر از مقاومت برشی باشد، آن وقت مواد شروع به ریزش و حرکت به سمت پایین دامنه می‌کنند.



شکل ۱۲-۳- نمایش شماتیک از رابطه ماهر-کولومب. توجه نمایید که زاویه لزوماً به معنای زاویه شیب نیست بلکه زاویه اصطکاک درونی در داخل شیب توده نیز می‌تواند باشد.

فشار آب روزنه‌ای

تقریباً تمام مواد، صرف‌نظر از آنچه در مورد مستحکم‌سازی بیان می‌شود، حاوی منافذ یا حفره‌هایی هستند که ممکن است مملو از هوا یا اغلب پر از آب باشند. اگر آب مانند رطوبت مویین به صورت جداگانه به ذرات نچسبد و حفره‌ها را کاملاً پر نماید یک سفره آبی را تشکیل می‌دهد، آن وقت این آب تحت تأثیر فشار ارتفاع به طور آزادانه جریان می‌یابد. اگر خاک قابل فشرده شدن نباشد، بالا آمدن سطح سفره آب منجر به افزایش فشار آب در حفره‌ها می‌شود. علاوه بر این، تا حدودی فشار اضافی ممکن است از طریق تماس‌های دانه به دانه خاک اعمال شود. اگر یک نیروی خارجی بر روی یک توده خاک مستقر بر روی یک دامنه، به شکل آب اضافی یا بار اضافی اعمال شود، آن وقت فشار آب روزنه‌ای در آن توده بالا می‌آید و آب از نقاط ضعیف بیرون می‌زند. این نقاط ضعیف در امتداد خطوط شکستگی، سطوح لایه‌بندی یا در بستر ریگولیت، جایی که فشار آب روزنه‌ای زیاد است، رخ می‌دهند. وقتی آب از یک پهنه خاکی خارج شود، فشار آب روزنه‌ای کاهش می‌یابد.

افزایش فشار آب روزنه‌ای در رابطه **موهر-کلموب** مقاومت مؤثر توده خاکی یا ریگولیت را کاهش می‌دهد، به همین صورتی که در رابطه زیر نشان داده شده است:

$$\tau_s = C + (\sigma - \zeta) \tan \phi \quad \text{رابطه ۱۲-۶}$$

در اینجا ζ برابر با فشار آب روزنه‌ای است.

در این حالت، تنش نرمال به سبب فشار آب روزنه‌ای چند ζ کاهش می‌یابد. اگر به خاک بار اضافی وارد شود سریعاً باعث افزایش فشار آب روزنه‌ای خواهد شد. اگر فشار آب روزنه‌ای اضافی از طریق تخلیه آب کاهش یابد، تنش بحرانی در آن خاک از مقاومت بحرانی آن خاک پیشی می‌گیرد و موجب گسیختگی دامنه می‌شود. برای این منظور اگر مواد خیس یا مرطوب به بالای دامنه افزوده شود، هیچ تغییری در تنش اعمال شده در خاک به وجود نمی‌آید. هرچند به تدریج آب موجود در این مواد به داخل خاک پایین دامنه راه می‌یابد و در طی زمان باعث افزایش فشار آب روزنه‌ای می‌شود. گاهی اوقات گسیختگی دامنه بعد

از اینکه فشار و بار اضافی به بالای دامنه وارد می‌شود، رخ می‌دهد. دامنه‌ای که در حال حاضر تحت فشار بار موجود و شرایط کنونی سفره آب پایدار است در صورتی که الگوهای زهکشی در محیط اطراف تغییر نمایند، دامنه مذکور نیز ناپایدار می‌شود. سدها به طور محلی سطح سفره آب را بالا می‌آورند، فرایندی که در برخی اوقات بعد از اینکه سد آبیگری شود ممکن است دلیل گسیختگی بعدی دامنه در نواحی مجاور باشد. ساختمان‌سازی و ایجاد سیستم‌های فاضلاب بر روی دامنه‌ها نیز باعث افزایش فشار آب روزنه‌ای و منجر به گسیختگی‌های بعدی می‌شود. منبع آب به تنهایی ناشی از حوضچه‌های فاضلاب نمی‌باشد، بلکه ناشی از آب‌پاشی زمین چمن و دیگر زهکشی‌های خانگی نیز می‌باشد.

زلزله‌ها نیز از طریق عبور موج تکانه‌ای فشرده ساز می‌توانند باعث افزایش فشار آب روزنه‌ای خاک شوند. هنگامی که فشار آب روزنه‌ای افزایش می‌یابد ممکن است زمان کافی برای تخلیه آب از زمین و کاهش فشار آب روزنه‌ای قبل از اینکه موج متراکم ساز بعدی برسد، وجود نداشته باشد. بنابراین با عبور هر موج تکانه‌ای تنش مؤثر در مواد کاهش می‌یابد تا زمانی که فشار آب روزنه‌ای با تنش نرمال خاک برابر شود (شکل ۱۰-۹). در این مرحله آبگونیگی یا روان‌شدگی خاک رخ خواهد داد. در رسوبات غیر متراکم، هرچه اندازه ذرات کوچک‌تر باشد، پیوستگی موئین بیشتر شده و مانع حرکت آب می‌شود. از این رو در طول زلزله‌ها سیلت‌ها و دانه‌های رسی خیلی ریز بسیار مستعد آبگونیگی یا روان‌شدگی هستند. با وجود این با توجه به درجه استحکام، هوازگی یا دیگر فاکتورها ممکن است در طول عبور امواج تکانه‌ای زلزله، پیوستگی این مواد بیشتر از افزایش فشار آب روزنه‌ای آنها شود. از این رو، روان‌شدگی خاک به بهترین وجه در میان ذرات ماسه با اندازه ریز تا متوسط که به طور کامل متراکم نشده‌اند، رخ می‌دهد. چون این نوع رسوبات در همه جا دیده می‌شوند و به خصوص در محیط‌های دریایی یا دشت سیلابی بسیار فراوان هستند روان‌شدگی خاک تقریباً یک ویژگی جهانی برای زلزله‌های متوسط تا بزرگ است.

در خصوص وقوع آبگونیگی که در بالا ذکر شد یک استثناء وجود دارد. برخی از رس‌های سدیمی غنی از کاتیون- که رس روان نامیده می‌شود- در صورتی که با افزودن آب شیرین، نمک آنها گرفته شود، روان خواهند شد. این سناریو اغلب در رسوبات یخچالی رسی دریایی که بالاتر از سطح دریا و مملو از آب شیرین هستند، رخ می‌دهد. نمک و سدیم کلرید ته‌نشین شده با خاک رس به صورت چسب الکترولیتی عمل می‌نماید و به ذرات خاک رس می‌چسبد و موجب بالا رفتن چسبندگی و ساختار ماترسی خاک رس می‌شود. اگر سدیم از خاک خارج شود یا به وسیله کلسیم جایگزین گردد- فرایندی که حتی به وسیله سیال‌سازی کلسیم آزاد در فونداسیون‌های سیمانی به داخل خاک رسی زیرین انجام می‌شود- خاک رسی به طور قابل توجهی چسبندگی را از دست می‌دهد. سپس این خاک‌های رسی در برابر امواج ضربه‌ای خیلی تأثیرپذیر می‌شوند و در طول زلزله‌های نسبتاً شدید روان می‌گردند. چنین فرایندی در طی زلزله آلاسکا در سال ۱۹۶۴ در خاک رسی **بوتلگر کوو**^۱ در زیر شهر **آنکوریدج**^۲ اتفاق افتاد (برای مشاهده اسم مکان‌های ذکر شده در این فصل به شکل ۱۲-۴ نگاه کنید).

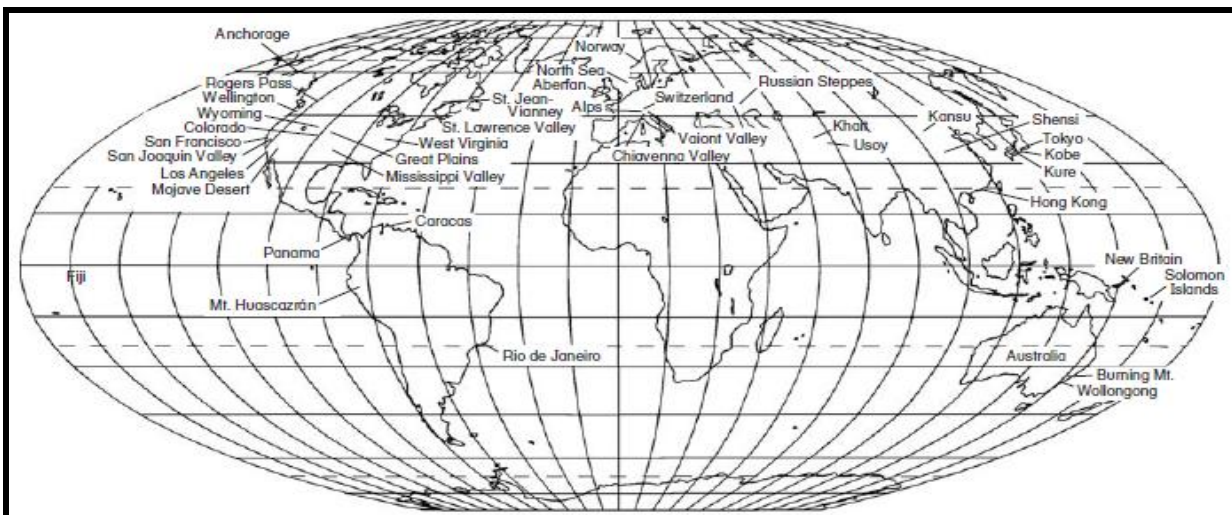
این فرایند نیز به وسیله تخلیه نهشته تبخیری خاک‌های رسی دریاچه‌ای یا خاک‌های رسی خیلی هوازده از قبیل **موننت موریلونیت** شروع می‌شود و یقیناً به وسیله آبیاری، نشت لوله‌ها یا آب‌پاشی چمن‌ها تشدید می‌شود. امروزه شرایط آخری در بسیاری از بخش‌های جنوبی کالیفرنیا، از جمله دره **سان‌واکسین**، رشته کوه‌های ساحل جنوبی، بیابان **موجاوا** و حوضه **لس‌آنجلس** و تمام مناطقی که به لحاظ لرزه‌ای فعال می‌باشند، وجود دارد.

جامدات صلب و کشسان

با توجه به چگونگی ارتباط تنش و کشش، پیکره‌های خاکی به چهار شکل عمل می‌کنند: همچون جامدات صلب، همانند جامدات کشسان، مانند موم و همانند سیالات. فرایند روان‌شدگی خاک مرحله‌ای را مشخص می‌کند که در آن یک توده خاکی

1- Bootlegger Cove
2- Anchorage

روان می‌شود. مفهوم یک جسم صلب یا سخت نیز به سادگی قابل توضیح است. صرف‌نظر از اینکه چه مقدار تنش به یک جسم جامد وارد می‌شود، تا زمانی که تنش به فراتر از استحکام ماده نرسد، جسم جامد در نظر گرفته می‌شود. از این نقطه به بعد جسم جامد یا تغییر شکل می‌دهد یا شکسته می‌شود. میزان تنش اعمال شده رفتار جسم جامد را مشخص می‌سازد. برای مثال زمانی که فشار ناگهانی به آب‌نبات وارد می‌شود، شکسته خواهد شد. در این حالت آب‌نبات به عنوان یک جسم جامد صلب در نظر گرفته می‌شود. حال اگر فشار ملایمی به آب‌نبات وارد شود، به سادگی ممکن است تغییر شکل بدهد. در این حالت و تحت تأثیر این نوع تنش، آب‌نبات صلب به نظر نمی‌رسد. اگر تنش وارد بر جسم جامد به آرامی صورت پذیرد منجر به تغییر شکل تدریجی و پیوسته آن شیء می‌شود بنابراین شیء مذکور کشسان در نظر گرفته شود و این شرایط تا زمانی که این تنش به آستانه شکستگی برسد، ادامه می‌یابد. چون تغییر شکل در این مرحله برگشت‌پذیر می‌باشد، جسم را کشسان می‌نامند. تا زمانی که تغییر تنش اعمال شده بر مواد کره زمین به آرامی صورت پذیرد، این مواد به طور کشسان عمل می‌کنند.

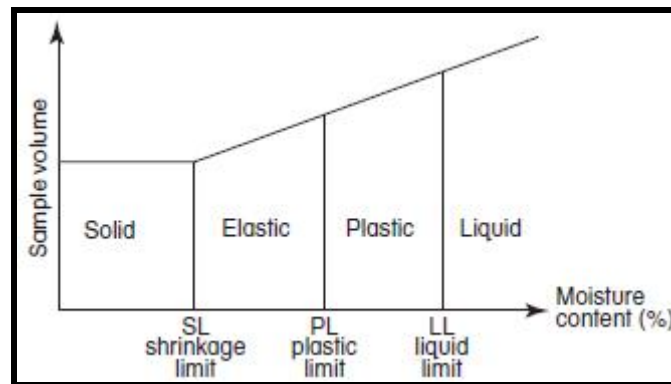


شکل ۱۲-۴- نقشه مکانی

جامدات شکل پذیر

رابطه میزان رطوبت خاک و حجم آن تعیین کننده سه فاکتور: انقباض، مومسانی و حد مایع، است. این سه اصطلاح را با عنوان حدود *ترریگ*^۱ می‌شناسند. آنها اساساً به خواص رس‌ها و شکل‌گیری یک زنجیره که به طور اجمالی در شکل ۱۲-۵ توضیح داده شده‌اند، اشاره می‌کنند. حد انقباض به این صورت تعریف می‌شود: میزان محتوای رطوبتی یک خاک که در آن نقطه حجم خاک ثابت است. در بالاتر از حد انقباض، مواد خاک به صورت جسم جامد صلب یا کشسان عمل می‌کنند؛ زیرا اجزا و ذرات آنها به هم قفل می‌شوند و دارای استحکام محدودی می‌گردند که «مرز تسلیم» نامیده می‌شود.

با این وجود، اگر نیرویی که به مواد وارد می‌شود، به نحوی باشد که میزان تغییر شکل ناشی از مقدار تنش اعمال شده فراتر از این مرز تسلیم باشد، آن وقت این مواد «جامد مومسانی» نامیده می‌شوند. تفاوت بین جامدات کشسانی و مومسانی به واکنش مواد بعد از آزادسازی فشار یا تنش مواد، بستگی دارد. در یک جسم جامد کشسان مرز تسلیم زیاد بالا نیست، و خاک بعد از تغییر شکلش به حالت اول برمی‌گردد، ولی در یک جسم جامد مومسان تغییر شکل غیر قابل بازگشت است زیرا مرز تسلیم بیش از حد بالا است. حد مومسان به عنوان حداقل محتوای رطوبتی تعریف می‌شود که در آن مواد، معمولاً رس‌ها، می‌توانند شکل بگیرند.



شکل ۱۲-۵- نمایش شماتیک از حدود اتربرگ (پس از گائودی، ۱۹۸۱).

این همان نقطه‌ای است که در آن چنانچه میزان رطوبت افزایش یابد زاویه مقاومت برشی در رس‌ها نیز برابر با صفر می‌گردد. این حد به عنوان «مومسانی» تعریف می‌شود و در رس‌ها این حالت در دامنه گسترده‌ای از محتوای رطوبت حفظ می‌شود. مادامی که میزان رطوبت رس‌ها پایین‌تر از حد مومسانی باشد می‌تواند اجسام را بر روی خود نگه دارند. با این وجود وقتی به حد مومسانی می‌رسد، استحکام برشی رس تا حد زیادی کاهش می‌یابد و شروع به تغییر شکل می‌کند. حد مایع محتوای رطوبتی را مشخص می‌کند، که در آن رس به خاطر وزنش روان می‌شود. وقتی حد مایع می‌رسد، رس همچون یک جسم سیال عمل می‌کند و به راحتی به سمت پایین دامنه جریان می‌یابد. این نقطه همچنین زمان روان‌شدگی خاک را نیز تعیین می‌کند، چون مقاومت برشی مواد از بین می‌رود. حدود مومسانی و انقباض تا حد زیادی تابع نوع مواد رسی هستند. بر اساس درجه هوازگی فلدسپات‌ها یا دیگر کانی‌هایی که به راحتی قابل هوازگی اند، سه نوع رس اصلی وجود دارد. فلدسپات‌ها به تدریج به مونت موریلونیت، ایلیت و در آخر به کائولینیت، تغییر شکل می‌دهند. مونت موریلونیت $[(Mg,Ca)O \cdot Al_2O_3 \cdot 5SiO_2 \cdot nH_2O]$ از یک لایه آلومینیومی تشکیل شده است که بین دو لایه سیلیس گیر افتاده است. این لایه‌ها به وسیله‌ی اتصال *وان در والس* به هم‌دیگر پیوند یافته‌اند. کانی‌های رسی به دلیل عدم توازن بار الکتریکی در ساختارشان دارای پسماند بزرگی از بار منفی هستند. این بار منجر به اضافه شدن تعداد زیادی از مولکول‌های آب به ساختار رس می‌شود. به علت بالا بودن تبادل کاتیونی، خاصیت مومسانی و ظرفیت آماس‌پذیری رس‌ها، آنها بسیار مستعد دگرشکلی و آماس‌پذیری هستند. وقتی رس‌ها از طریق فرایندهای تدریجی هوازگی شیمیایی هیدراته می‌شوند، به تدریج خاصیت خود را از دست می‌دهند. ایلیت $[KAl_2(OH)_2(AlSi_3(O,OH)_{10})]$ یک محصول فرعی موریلونیت است که شامل درصد بالایی از اتم‌های سیلیکون (سیلیسیوم) است که بار خالص منفی بالایی را بین لایه‌ها ایجاد می‌کند. یون‌های پتاسیم بر روی این اتم‌ها به صورت شبکه کریستالی جذب می‌شوند و لایه‌های سیلیس را به هم پیوند می‌دهند، بنابراین ظرفیت آماس‌پذیری و مومسانی خاک را کاهش می‌دهند. کائولینیت $[Al_2O_3 \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O]$ کانی رسی بسیار هوازده‌ای است که در آن تمام یون‌های پتاسیمی از شبکه جدا شده‌اند. این کانی‌های رسی شامل یک لایه از سیلیس و آلومینیوم هستند که به وسیله‌ی اتصال *وان در والس* یا یون‌های هیدروژنی به هم‌دیگر وصل شده‌اند. هر دو لایه‌های وصل شده خیلی محکم‌اند. به دلیل اینکه احتمال جانشینی اندکی برای دیگر اتم‌ها یا مولکول‌ها در کانی وجود دارد از این رو دارای خاصیت مومسانی و ظرفیت آماس‌پذیری اندکی می‌باشند.

طبقه‌بندی ناپایداری زمین

(شارپی، ۱۹۶۸؛ وارنیز، ۱۹۷۸؛ فینلایسون و استاتهام، ۱۹۸۰؛ کروزیور، ۱۹۸۶)^۱

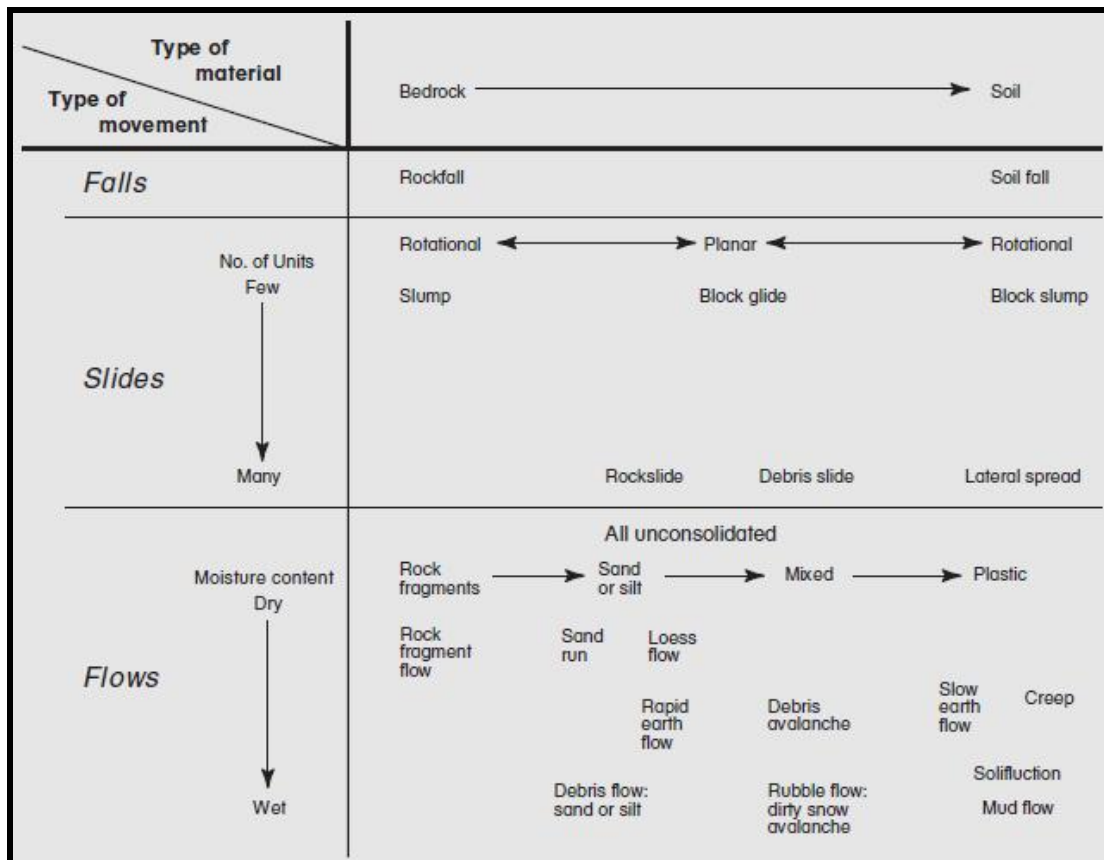
مقدمه

با قرار دادن انواع گسیختگی‌های مختلف در یک طبقه‌بندی کلی می‌توان ناپایداری زمین را بهتر تشریح نمود. در حال حاضر

تنها فرو نشست زمین به عنوان یک مورد خاص از ناپایداری زمین در نظر گرفته می‌شود، زیرا بیش از آن که به تنش وارد شده به مواد روی دامنه وابسته باشد به رفتار لایه‌های زیرین بستگی دارد. بیشتر طبقه‌بندی‌های ناپایداری بر جنس مواد و نوع حرکت تاکید دارند. در ناپایداری‌های زمین پنج نوع حرکت شامل: ریزش، واژگون شدن، لغزش، پراکنش جانبی و روان‌شدگی وجود دارد. مواد نیز می‌توانند متشکل از سنگ بستر، خاک سخت شده و ریگولیت، واریزه سست، مخلوط یا ترکیبات متفاوتی از رسوبات و آب، آب روزنه‌ای در شکل برف یا یخ باشند. متأسفانه بسیاری از طبقه‌بندی‌ها بر اساس نوع دیدگاه و تاکیدشان تغییر می‌کنند. برخی از طبقه‌بندی‌ها که به جنبه‌های ژئوتکنیک تاکید دارند فقط جنبه‌ها یا جهت‌گیری مهندسی را بازتاب می‌کنند؛ دیگر طبقه‌بندی‌ها که به فرایندها و ریخت‌شناسی اهمیت می‌دهند بیشتر دورنمای ژئومورفولوژی را نشان می‌دهند. هر طبقه‌بندی اصطلاحات متفاوتی دارد که بعضی وقت‌ها گیج‌کننده و مغایر با هم هستند.

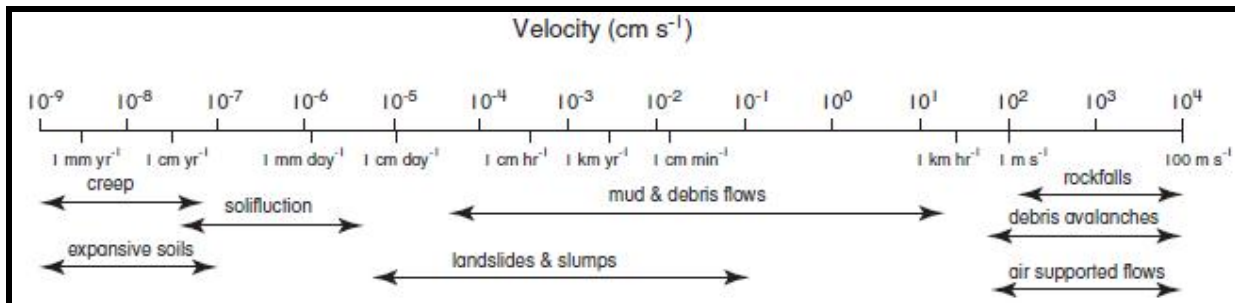
یک طبقه‌بندی جالب بر اساس نوع مواد و حرکت در جدول ۱-۱۲ نشان داده شده است. این طبقه‌بندی بعداً اصلاح و تعدیل شد تا واژگون شدن و پراکنش جانبی را نیز شامل شود. این طرح بر ترکیب موادی که حرکت می‌کنند، تأکید دارد ولی هیچ یک از طبقه‌بندی‌های اولیه و تعدیل شده به طور واضح زمان را در بر نمی‌گیرند.

جدول ۱-۱۲ - طبقه‌بندی کمیته‌ی تحقیق زمین لغزه بزرگراه در ایالات متحده از جابه‌جایی‌های توده‌ای (از لئوپولد و همکاران، ۱۹۶۴).



از دیدگاه مخاطره- بر حسب هشدار، واکنش انسانی و پیش‌گیری- این طبقه‌بندی‌ها می‌توانند محدودتر شوند. یک طبقه‌بندی زمانی که به سرعت حرکت در ناپایداری اشاره می‌کند، کامل می‌گردد. در جدول ۱-۴ که به درجه‌بندی ویژگی‌های مخاطرات ذکر شده در این کتاب و تأثیرات آنها پرداخته است، بر روی ناگهانی بودن حادثه نیز تأکید نموده است. یک چنین طبقه‌بندی زمانی در شکل ۱-۶ نیز نشان داده شده است. نکته کاملاً بارز در این طبقه‌بندی این است که این طبقه‌بندی؛ خاک‌های انبساط‌پذیر را که در اکثر طبقه‌بندی‌های مهندسی و ریخت‌شناسی نادیده گرفته شده‌اند در نظر می‌گیرد. استفاده از

شکل ۱۲-۶ در این فصل به خاطر برتری این طبقه‌بندی نسبت به سایر طبقه‌بندی‌ها نیست بلکه به خاطر تأکید آن بر زمان و در برداشتن خاک‌های انبساط‌پذیر است، خاک‌های انبساط‌پذیر در دراز مدت موجب نوع پرهزینه‌ای از ناپایداری زمین می‌شوند.



شکل ۱۲-۶- طبقه‌بندی ناپایداری زمین بر اساس میزان جابه‌جایی (مشتق شده از فینلیسون و استاتهام، ۱۹۸۰).

خاک‌های انبساط‌پذیر

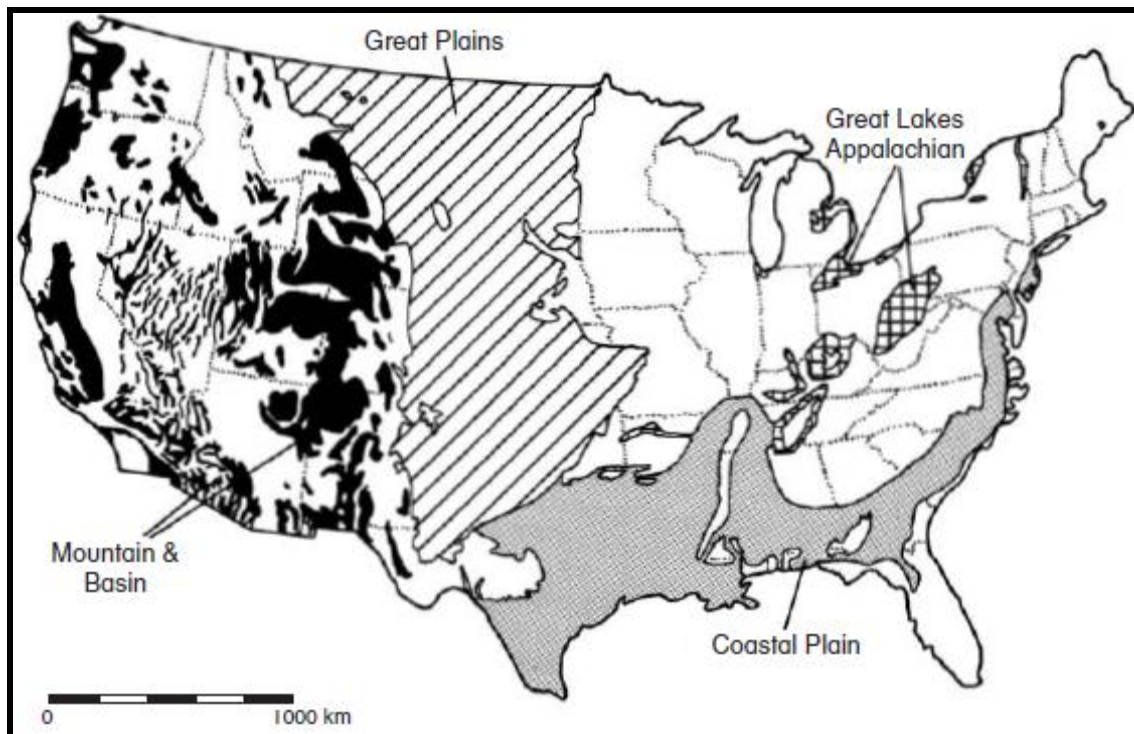
(هایس، ۱۹۸۱)

خاک‌های انبساط‌پذیر، سالانه بیش از ۳۰۰۰ میلیون دلار خسارت (به ارزش دلار سال ۱۹۸۹) به جاده‌ها و ساختمان‌های ایالت متحده وارد می‌سازند. این خسارت از مجموع خسارات سالانه ناشی از تمامی مخاطرات اقلیمی در این کشور بیشتر است. چون این فرایند به تدریج رخ می‌دهد خسارت‌ها همیشه بارز نیستند. در حقیقت میزان خسارت وارد به جامعه ممکن است به طور سالانه به فراتر از ۱۰۰۰۰ میلیون دلار هم برسد. ۵۰ درصد خسارت‌ها در بزرگراه‌ها و خیابان‌ها رخ می‌دهد و ۱۴ درصد خسارت‌ها نیز به منازل و ساختمان‌های تجاری وارد می‌شود. هر ساله در ایالت متحده ۲۵۰۰۰۰ ساختمان بر روی خاک‌های انبساط‌پذیر بنا می‌شود که در طول عمرشان، تقریباً ۱۰ درصد آنها متحمل خسارت قابل توجه و ۶۰ درصد دچار خسارت جزئی می‌شوند. شکل ۱۲-۷ گستره خاک‌های انبساط‌پذیر در ایالت متحده را روی نقشه نشان می‌دهد. بیش از یک سوم کشور تحت تسلط این خاک‌ها قرار دارد. دامنه این مشکل فقط به ایالت متحده محدود نمی‌شود. این مشکل همچنین در مقیاس برابر، در استرالیا و استپ‌های روسیه جایی که خاک و شرایط زمین‌شناسی مشابه اند نیز وجود دارد. در استرالیا ۳۸ درصد خانه‌های نیمه جنوبی قاره دارای نشانه‌هایی از ترک‌خوردگی هستند و ۱۰ درصد آنها در طول عمر خود دچار خسارت جدی می‌شوند. در طول خشک‌سالی‌های ۲۰۰۲-۲۰۰۳ میزان خسارت به ۶۰۰ میلیون دلار رسید.

خاک‌های انبساط‌پذیر اساساً به وسیله‌ی رس‌های مشتق شده از دو گروه بزرگ سنگ تولید می‌شوند. گروه اول شامل کانی‌های سیلیکاتی آلومینیومی موجود در مواد آتشفشانی است که بعد از متلاشی شدن مونت موریلونیت پدید می‌آیند. گروه دوم شامل شیل‌ها می‌شود که حاوی کانی‌های رسی هستند. در استرالیا این دو نوع سنگ بسیار فراوانند، چون نواحی بزرگی از نیمه شرقی این قاره به لحاظ زمین‌شناسی در معرض آتشفشان خیزی بوده است. علاوه بر این تکامل تدریجی چشم‌اندازهای استرالیا باعث جمع شدن مقادیر بالایی از رس‌های مونت موریلونیت، مثل رس‌های شکسته شده موجود در سیستم‌های رودخانه داخلی شده است.

معمولاً انبساط زمانی رخ می‌دهد که آب در ساختار شبکه‌ای کانی‌های رسی نفوذ می‌کند. قبل از اینکه آماس رخ بدهد، دو شرط باید موجود باشد: اول امکان تغییر حجم و دوم وجود آب. افزایش ۲-۱ درصدی در محتوای رطوبتی خاک نیز برای ایجاد انبساط کافی است. البته برای رخداد تغییر حجم وجود میزان معینی از رس نیز لازم است. یک لایه ضخیم از رس انبساط‌پذیر نسبت به یک لایه نازک، پتانسیل بیشتری برای تغییر حجم دارد. اگر بار زیادی روی رس باشد ممکن است نیروی فشار ناشی از

بار بر نیروی انبساط ایجاد شده به وسیله رس مرطوب غلبه نماید. به دلیل این که هر چه به سطح زمین نزدیک شویم نیروی فشرده‌سازی بار کمتر می‌شود، وجود این رس‌های انبساط‌پذیر در لایه‌های بالای خاک تأثیر آماس و انقباض را افزایش می‌دهند. ساختمان‌های بزرگ بنا شده در روی خاک‌های انبساط‌پذیر، همواره تحت تأثیر قرار نمی‌گیرند، زیرا وزن ساختمان‌های بزرگ بر روی خاک‌ها مانع انبساط آنها می‌شود. ترک خوردگی‌های گسترده و سطحی ناشی از خشکیدگی نیز نشانگر خاک‌های رسی انبساط‌پذیر هستند. در استرالیا، وجود گیل‌گی^۱ (نوسان‌های در خاک سطحی با طول موج‌های ۱-۲ متری) گویای این مشکل است.

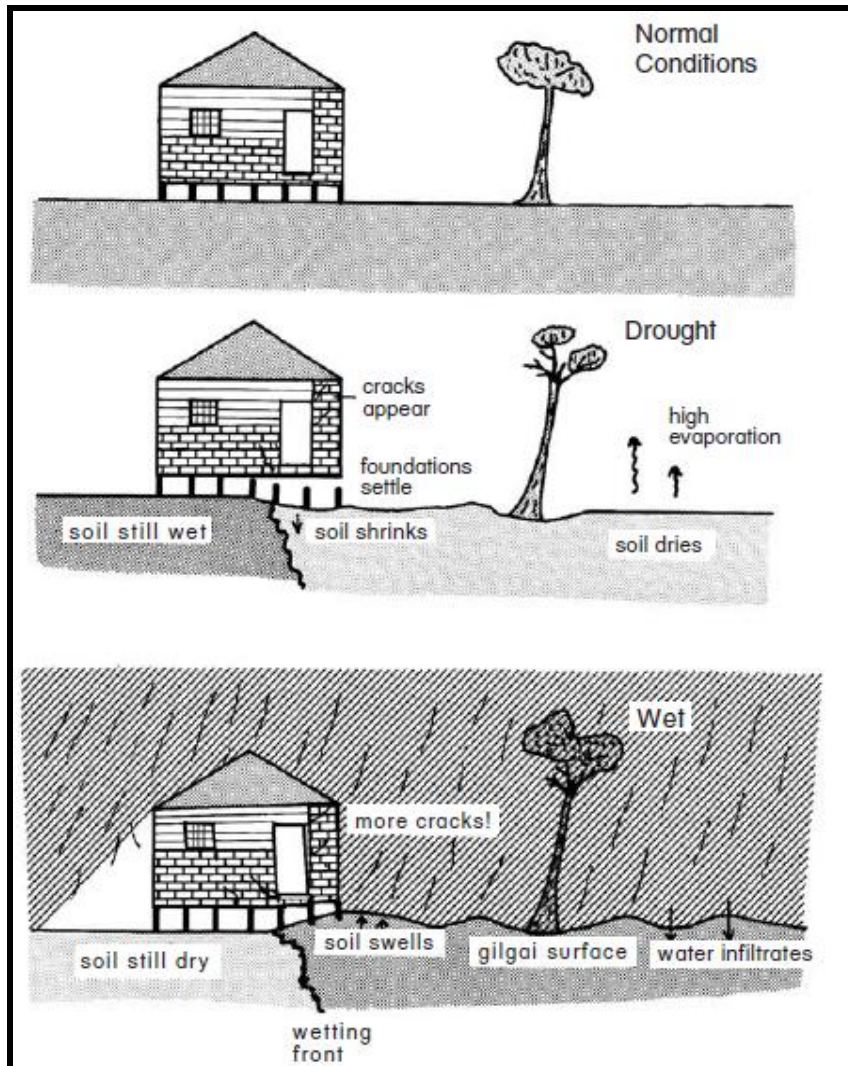


شکل ۱۲-۷- وسعت خاک‌های انبساط‌پذیر در ایالات متحده (اقتباس از هیز، ۱۹۸۱).

انسان‌ها با ایجاد اختلال در سیستم زهکشی زمین و تغییر پوشش گیاهی تأثیر انقباض خاک‌های رسی را افزایش می‌دهند. نشت آب از فاضلاب خانگی یا مخازن فاضلاب به داخل منطقه‌ای با خاک‌های رسی می‌تواند موجب انبساط آن مواد شود و این در حالی است که مواد خشک‌تر زیر ساختمان‌ها منبسط نمی‌شوند. این انبساط متفاوت می‌تواند بر روی فونداسیون‌های نزدیک خاک مرطوب تأثیر بگذارد. از بین رفتن پوشش گیاهی نیز منجر به افزایش رطوبت خاک می‌شود زیرا در این حالت تبخیر و تعرق درخت‌ها و بوته‌زارها حذف می‌گردد. در نواحی مسکونی که تغییر پذیری بارش زیاد است، خاک‌های رسی انبساط‌پذیر در معرض دوره‌های تکراری از آماس و انقباض قرار می‌گیرند و به همین دلیل در طول زمان تنش نامساوی به فونداسیون ساختمان وارد می‌شود. این فرایند در استرالیا، جایی که خشک‌سالی و باران‌های سیلابی بین حوادث ال‌نینو و لانینو در نوسان هستند، عادی است. به طور اجمالی تأثیر این فرایند بر روی یک خانه در شکل ۱۲-۸ نشان داده شده است. در طول خشک‌سالی‌ها، خاک زیر خانه نسبت به خاک بیرون بسیار آرام‌تر خشک می‌شود. بنابراین خاک بیرونی در معرض انقباض قرار می‌گیرد و فونداسیون بخش‌های بیرونی ساختمان قبل از قسمت‌های داخلی تغییر می‌کند. بعد از بارندگی، خاک در معرض بارندگی (بخش‌های خارجی) خیس می‌شود و انبساط می‌یابد. بنابراین منطقه خیس شده بیرونی که در طول زمان انبساط یافته، به سمت مرکز خانه حرکت می‌کند. در طول خشک‌سالی درختان اطراف ساختمان به دلیل تبخیر و تعرق بالا، تأثیر خشکی را

1- gilgai

شدت می‌بخشند؛ در عین حال آبیاری چمن نیز تأثیر خیس شدن را شدت می‌بخشد. ترک خوردن دیوارهای داخلی به خصوص در هنگام تغییر خشک‌سالی به ترسالی یا برعکس، خیلی رایج است. کف خانه‌ها به خاطر تغییر میزان رس یا رطوبت ترک می‌خورد، همچنین ستون‌ها نیز به نحو متفاوتی نشست می‌کنند.



شکل ۱۲-۸ - نمایش شماتیک از تأثیر یک خانه در خیس و خشک شدن متناوب خاک‌های انبساط‌پذیر.

مؤثرترین راه برای کاهش خسارت ناشی از خاک‌های انبساط‌پذیر، اجتناب از آنها است. با این وجود این امر در استرالیا تقریباً غیرممکن است. دیگر روش‌ها برای کاهش خسارت شامل این موارد می‌شود: خارج ساختن خاک منبسط شده (به خصوص در سطح)؛ اعمال بار سنگین به سطح زمین؛ ممانعت از ورود آب به محل؛ خیس کردن خاک از قبل و ممانعت از خشک شدن آن برای مدتی پس از آن (هرچند خاک مرطوب موربانه‌ها را جذب می‌کند)؛ یا تضمین آن که فونداسیون ساختمان‌ها به قدر کافی عمیق باشد که آماس و انقباض خاک سطحی بر آن تأثیری نگذارد. همچنین امکان تغییر خاصیت یونیزه خاک به وسیله‌ی اضافه کردن آهک هیدراته، Ca(OH)_2 در سطح خاک منبسط شده، وجود دارد. آهک ظرفیت تغییر حجم رس را کاهش می‌دهد. به این صورت که با اضافه شدن آهک آب دیگر نمی‌تواند جایگزین ساختار شبکه‌ای داخلی کانی‌های رسی شود و انبساط‌پذیری کاهش می‌یابد. توجه داشته باشید که افزودن آهک به خاکی که در معرض ترک‌خوردگی است توصیه نمی‌شود حتی اگر آن خاک، رس روان^۱ باشد. آهک زنی به طور قابل توجهی چسبندگی خاک را کاهش می‌دهد

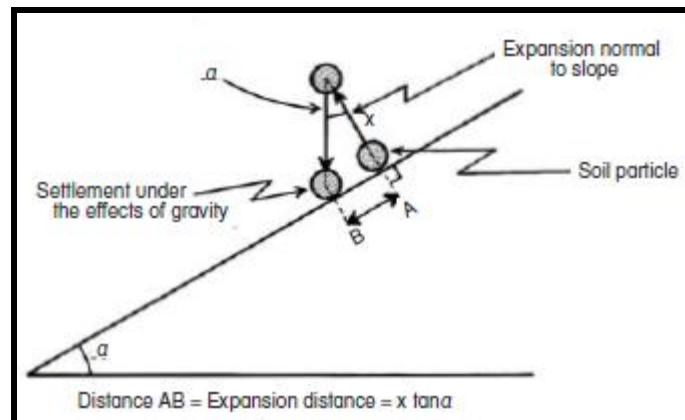
1- quick clay

خزش و سولی فلوکسیون

(لئوپولد، همکاران، ۱۹۶۴؛ شارپی، ۱۹۶۸؛ یانگ، ۱۹۷۲؛ فینلایسون و استاتهام، ۱۹۸۰)^۱

تحت تأثیر تنش‌های برشی مداوم، تمام مواد خاکی و سنگی روی دامنه‌ها در معرض حرکت ویسکوزیته قرار می‌گیرند که خزش نامیده می‌شود. جایی که ذوب یخ زمینی حرکت مواد را تسریع می‌بخشد، این فرایند سولی فلوکسیون نامیده می‌شود. میزان خزش بسیار زیاد نیست و به ندرت فراتر از ۲-۱ میلی‌متر در سال می‌رود، و لیکن سرعت بیش از ۱۰۰ میلی‌متر در سال نیز بر روی دامنه‌های با شیب ۴۰ درجه به ثبت رسیده است. چون خزش بیشتر در قسمت‌های سطحی نیم‌رخ خاک فعال است میزان حرکت و جابه‌جایی ناشی از آن به سمت اعماق کاهش می‌یابد. این فرایند تا حدودی به سبب فشرده‌سازی و افزایش میزان فشار در عمق است. اگر مواد دارای ناپایداری طولانی مدت باشند، صفحه یا سطح برشی در منطقه دارای ماکزیمم تنش برشی، پدید می‌آید. این مرحله معمولاً بر اساس نیم‌رخ خاک بین نقاط B و C یا در امتداد گسستگی (صفحه لایه‌بندی) در زیر بستر سنگی هوازده رخ می‌دهد. یک خط سنگی، که در بالای آن لایه‌بندی خاک و در زیر آن حرکت نامحسوس وجود دارد، اغلب چنین منطقه‌ای را نشان می‌دهد. مواد موجود در این منطقه تا زمانی که به استحکام برسند در معرض برش خواهند بود. اگر نیروی برشی در نیم‌رخ خاک به سمت بالا بیاید، جابه‌جایی افزایش می‌یابد و از این رو در نزدیکی سطح زمین به بیشترین مقدار می‌رسد.

خزش ریگولیت به سمت پایین دامنه می‌تواند همراه با تغییرات انبساطی و انقباضی خاک باشد. بارزترین مکانیسم برای این فرایند، وجود رس‌های منبسط شده و تحت تأثیر اختلاف فصلی بارندگی است. این فرایند همچنین با یخ‌زدگی و ذوب آب در خاک و با تبلور نمکی نیز رخ می‌دهد. هر بار که انبساط رخ می‌دهد خاک در زاویه‌ای قائم نسبت به شیب دامنه به سمت بالا می‌آید و در معرض تنش بیشتر قرار می‌گیرد (شکل ۱۲-۹). این فرایند، پیوستگی توده خاک را ضعیف می‌کند. وقتی انقباض با ذوب رخ می‌دهد، خاک به جایگاه اولیه‌اش برمی‌گردد؛ با این حال جاذبه منجر به حرکت جزئی مواد به سمت پایین دامنه می‌شود. میزان خزش متناسب با تانژانت زاویه شیب دامنه است و تمام مواد نیز به سمت پایین دامنه حرکت می‌کنند. در عمل مشخص شده است که میزان حرکت و جابه‌جایی بر روی یک شیب یکنواخت (ثابت) حتی در فواصل کوتاه بسیار متغیر است. همچنین اندازه‌گیری‌هایی وجود دارد که نشان می‌دهند خزش به سمت بالای دامنه (در جهت عکس) رخ داده است. این نتایج نشان می‌دهند که انبساط و انقباض در روی دامنه‌ها به صورت عادی و ساده عمل نمی‌کنند. با این دیدگاه یک دامنه را باید به صورت سه بعدی و با این احتمال که امکان حرکت در هر جهتی از جمله به سمت بالای دامنه و جوانب وجود داشته باشد، در نظر گرفت. این جنبه قبلاً در محیط‌های پیرامون یخچالی، جایی که دسته‌بندی جانبی رسوبات در تکامل میکرومورفولوژی چشم‌اندازها غلبه دارد، تشخیص داده شد. در محیط‌هایی که یک فصل ذوب مشخص بعد از یخ‌زدگی خاک وجود دارد یا در مناطقی که بارندگی فصلی دارند، میزان خزش به طور فصلی تغییر می‌کند. این فرایند در فصل بهار، یعنی زمانی که دمای هوا برای یخ‌زدگی مجدد زمین در طی شب هنوز به حد کافی می‌باشد و در طول فصول مرطوب، زمانی که اختلاف محسوس فصلی در میزان بارندگی وجود دارد، سریع‌تر می‌شود.



شکل ۱۲-۹- مکانیزم جابه‌جایی رو به پایین مواد در سرایشی در اثر خزش خاک.

خزش در خاک‌های رسی همیشه به انبساط و انقباض بستگی ندارند. اگر خاک رسی به قدر کافی برای مومسان بودن مرطوب باشد، تحت تأثیر بار در جهت پایین دامنه تغییر شکل می‌دهد. چون میزان خزش به وزن بار رویی بستگی دارد، ممکن است تغییر شکل نه تنها در سطح بلکه در عمق نیم‌رخ نیز رخ دهد. خزش عمقی خاک‌های رسی در مناطق خاصی باعث می‌شود کانی‌های رسی مجدداً آرایش بگیرند و استحکام برشی این لایه، که متعاقباً به مکانی برای ایجاد یک صفحه برشی تبدیل می‌شود، کاهش یابد. چسبندگی خاک رس با افزایش میزان رطوبت کاهش می‌یابد؛ از این رو خزش مداوم در خاک‌های رسی، جایی که خاک رسی برای مدت طولانی مرطوب است، به بالاترین حد می‌رسد. فرایندهای خزش فقط به خاک‌های رسی یا مناطق با خاک‌های انبساط‌پذیر محدود نمی‌شوند. چون خزش تحت تأثیر جاذبه پدید می‌آید، هر اختلالی در خاک روی یک دامنه، منجر به حرکت مواد به سمت پایین دامنه می‌شود. لانه‌های زیرزمینی حیوانات به وسیله‌ی رخنه ریشه گیاهان و درخت‌ها، فرو می‌ریزند و لگدمال کردن خاک به وسیله‌ی حیوانات یا انسان‌ها نیز می‌تواند موجب این اختلال شود. هرچند اختلال کوتاه مدت، جزئی به نظر می‌رسد، ولی با جمع شدن در طی زمان، این تأثیرات می‌توانند تأثیر قابل توجهی بر روی میزان خزش در نزدیکی سطح زمین، داشته باشند.

فرایند سولی‌فلوکسیون (خاک‌سُره) شامل فاکتورهای مضاعفی می‌شود. سولی‌فلوکسیون محدود به محیط‌های می‌شود که یخ‌زدگی زمین رخ می‌دهد. نیروی انبساطی که موجب خزش می‌شود در رطوبت یخ‌زده خاک نهفته است، زیرا آب در حالت یخ زده نسبت به وزن معادل آن در شکل مایع، حجم بیشتری را اشغال می‌کند. سولی‌فلوکسیون می‌تواند بر روی دامنه‌ها با شیب حداقل ۱ درجه مواد را به سرعت به سمت پایین جابه‌جا نماید (حرکت دهد). یخ‌زدگی خاک همچنین باعث تمرکز آب در جبهه یخ‌زدگی می‌شود. حجم زیادی از آب می‌تواند به وسیله‌ی عمل موئین به این منطقه کشیده شود و با شکل‌گیری عدسی‌های یخی حجم توده خاکی را تا ۸۰ درصد افزایش دهند. ذوب تمام یا قسمتی از این یخ می‌تواند باعث افزایش فشار آب روزنه‌ای یا شکل‌گیری صفحات برشی برای گسیختگی دامنه شود. در نواحی تحت شرایط پرمافراست، جایی که ذوب فصلی یک زون سطحی فعال ایجاد می‌کند، سولی‌فلوکسیون می‌تواند کل یک چشم‌انداز را متأثر سازد؛ زیرا باعث می‌شود تمامی مواد روی دامنه‌ها در حالت حرکت پیوسته و سریع به سمت پایین دامنه‌ها باشند. بررسی مفصل سولی‌فلوکسیون و پیامدهای ژئومورفولوژیکی آن خارج از چهارچوب این کتاب هستند؛ ولی باید اشاره کنیم که یخ زمین و فرایندهای سولی‌فلوکسیون یکی از مخاطرات جدی در ساختمان‌سازی و حمل و نقل مناطق شمالگان در کانادا، آلاسکا و روسیه هستند. بیشتر مناطق کوهستانی نیز به خاطر ارتفاع زیادشان به حد کافی سرد هستند که تحت تأثیر سولی‌فلوکسیون قرار بگیرند. در مجموع تقریباً ۲۰ درصد خشکی‌های زمین در معرض این عوامل مخرب هستند.

جریان‌های گل و واریزه

(شارپی، ۱۹۶۸، بولت و همکاران، ۱۹۷۵؛ کورنیل، ۱۹۷۶؛ ویتوو، ۱۹۸۰؛ آیینز، ۱۹۸۳؛ ویسزوریک و همکاران، ۲۰۰۱)^۱

بر روی دامنه‌هایی که آب عنصر اصلی و فاکتور کنترلی بزرگ در حرکت مواد است، روانه گلی از گسیختگی‌های دامنه‌های مهم محسوب می‌گردد. جریان‌ها بر اساس نوع مواد به دو مقوله تقسیم می‌شوند. اگر خاک‌های رسی مورد تأثیر قرار بگیرند، این جریان در ایالت متحده روانه گل^۲ و در انگلستان رانش گل^۳ نامیده می‌شود. توجه کنید این اصطلاح شامل لاهارهایی ذکر شده در فصل قبلی نمی‌شود. واژه لارها فقط به جریان گلی محدود می‌شود که از خاکسترهای آتشفشانی سرچشمه می‌گیرد. اگر اندازه ذرات متغیر باشد، آن وقت این جریان واریزه^۴ نامیده می‌شود. عموماً مواد موجود در این جریان مواد اشباع شده از آب و غیرمستحکم هستند. نه تنها آب می‌تواند به داخل این مواد نفوذ کند، بلکه می‌تواند به وسیله‌ی رسوبات جذب هم شود. به این دلیل بیشتر جریان‌ها منجر به حرکت مضاعف (به سمت پایین دامنه) موادی هستند که قبلاً تحت برخی از عوامل گسیختگی قرار گرفته‌اند. برای مثال در یک ریزش سنگ وقتی واریزه‌ها به قطعات کوچک‌تری تبدیل می‌شوند و به زمین می‌رسند، پوششی از واریزه‌های غیر متراکم پدید می‌آید. در طی زمان، این واریزه‌ها به لحاظ شیمیایی هوازده و به قطعات کوچک‌تری خرد می‌شوند. وقتی این واریزه‌ها خیس می‌شوند، ممکن است آب جذب نموده و وزنشان افزایش یابد، در این صورت حتی در دامنه‌های با شیب کمتر نیز دوباره شروع به ریزش یا سقوط می‌کنند.

جریان در هنگامی رخ می‌دهد که حجم زیاد آب فشار آب روزنه‌ای در رسوبات را افزایش دهد، فرایندی که مقاومت برشی را کاهش می‌دهد. جریان‌ها معمولاً با حرکت در امتداد یک صفحه برشی قاعده‌ای شروع می‌شوند. میزان حرکت می‌تواند کمتر از ۲-۱ متر در سال یا بیشتر از ۶۰۰ متر یا بیشتر در هر سال باشد. حرکت‌های سریع‌تر در طول ماه‌های مرطوب رخ می‌دهند. جریان‌های گلی الزاماً با سرعت ثابتی حرکت نمی‌کنند؛ بلکه حرکت آنها دارای نوسان است. در جنوب کالیفرنیا سرعت‌های ۳-۴ متر در ثانیه نیز در جریان‌های گلی بزرگ مشاهده شده است. حرکت آرام روانه‌های گلی فقط موجب خسارت به اموال می‌شود، ولی در **چک/اسلوواکی**، انگلیس، هلند و **کلرادو** موجب تلفات جانی اندکی نیز شده است. در محیط‌های حاشیه یخچالی که تحت تأثیر سولی فلوکسیون هستند، رانه‌های گلی یک حادثه معمولی محسوب می‌شوند.

جریان‌های واریزه‌ای درشت معمولاً به سختی حرکت می‌کنند. اگر مواد ریز داخل واریزه نباشد آب نمی‌تواند در درون آن حفظ شود. در داخل یک جریان واریزه ممکن است حجم بسیار اندکی از رسوبات با سرعت چندین کیلومتر در ساعت به سمت پایین دامنه حرکت نمایند. واریزه‌های درشت‌تر در هنگام حرکت تمایل دارند که از سطح و پهلوها خارج شوند، به نحوی که این ذرات درشت موانعی با ارتفاع زیاد در اطراف و در جلوی حرکت رسوبات ایجاد می‌کنند. عموماً جریان‌های واریزه برای شروع حرکت به شیب‌های ۴۰-۳۰ درجه‌ای نیاز دارند. ولی روی دامنه‌هایی با شیب ۲۰-۱۲ درجه نیز به طور پیوسته جریان می‌یابند (شکل ۱۲-۱۰). توجه کنید که این نوع جریان شامل وقایع فاجعه‌آمیز بزرگی که از حرکت واریزه‌های درشت‌تر با سرعت زیاد ایجاد می‌گردد، نمی‌شود. چنین حادثه‌ای بهمین واریزه نامیده می‌شود و در پاراگراف‌های زیر به تفصیل مورد بررسی قرار خواهد گرفت. وقتی روانه‌های گلی و جریان‌های واریزه‌ای متوقف شوند، آب اضافی از نهشته‌ها خارج می‌شوند و مخروطه‌افکنه‌های صفحه‌ای یا گوشه دار را شکل می‌دهد. در برخی موارد، در مکان‌هایی که تخلیه ثانوی رسوبات ریزتر اتفاق می‌افتد، جریان واریزه ممکن است با رسوبات مخروطه افکنه آبرفتی اشتباه گرفته شوند. ضخامت رسوبات به طور معکوس متناسب با سیالیت رسوبات و زاویه شیب است.

1- Sharpe; Bolt et al.; Cornell; Whittow; Innes; Wiczorek et al

2- mudflow

3- mudslide

4- debris flow



شکل ۱۰-۱۲- جریان‌های گسترده مواد آواری بر روی دامنه‌های با شیب ۳۰-۱۲ درجه در منطقه دره کیوی، وایرو، نیوزیلند، که بلافاصله پس از بارش شدید فوریه ۱۹۷۷ شروع شد. شدت بارش ۱۲۷ میلی متر در ۲ ساعت، و ۲۵۲ میلی متر در ۵/۵ ساعت بود (عکس، انجمن حوضه آبریز خلیج هاوک، ناپیر، نیوزیلند).

تحت تأثیر رطوبت زیاد هر دو جریان‌های گل و واریزه به صورت آبگون می‌شوند و پس از آن وزن مواد به وسیله فشار آب روزنه‌ای تحمل می‌شود نه به وسیله ارتباط دانه‌ای. این مشکل به خصوص در رس‌های دریایی نهشته شده در دوره عقب‌نشینی آخرین عصر یخبچالی بزرگ شدید می‌باشد. نمک زدایی‌های ثانوی باعث تشکیل رس‌های روانی می‌شود که بسیار مستعد آبگونگی هستند. دره سنت لورنس واقع در شرق کانادا در طول مراحل پایانی یخبندان قاره‌ای به طور موثری تحت تأثیر سیلاب‌های اقیانوسی قرار می‌گرفت، در اثر رسوب گذاری‌های بعدی لایه‌های بسیار ضخیمی از رس ایجاد گردید که بسترهای مناسبی را برای جریان گل و آبگونگی مهیا نمودند. جریان‌ها گل با حجم فراتر از ۲۰ میلیون متر مکعب در این منطقه کاملاً طبیعی است. در سنت جین ویانی^۱ واقع در استان کبک در سال ۱۹۷۱ چنین گسیختگی جان ۳۵ نفر را گرفت. رسوباتی از این دست در اسکاندیناوی و روسیه نیز به ثبت رسیده‌اند. در سال ۱۸۹۳ در وردایل^۲ نروژ ۱۱۲ نفر بر اثر چنین گسیختگی کشته شدند.

پس‌مانده‌های معدنی ناپایدار نیز موجب جریان‌های واریزه می‌شوند. حادثه آبرفان، والس، در ۲۱ اکتبر سال ۱۹۶۶ یکی از خزن‌انگیزترین بلایای طبیعی از این نوع بود. توده‌ای از پس‌مانده‌های زغال‌سنگ ریزدانه و باران‌خورده به ارتفاع ۲۵۰ متر ناگهان فرو ریخت و به یک جریان واریزه تبدیل گردید. این جریان با عبور از داخل یک مدرسه ۱۱۶ بچه که تمام جمعیت نوجوان این شهرک بودند را به کام مرگ کشاند. حادثه‌ای مشابه در یک معدن زغال سنگ در غرب ویرجینیا در سال ۱۹۷۲ نیز موجب مرگ ۱۱۸ نفر شد. حادثه آبرفان، ماهیت ناامن پس‌مانده‌های زغال سنگی در انگلستان را نشان می‌دهد، بعداً مشخص گردید که بیش از ۲۵ درصد کشور در معرض چنین شرایط ناامنی قرار داشته‌اند.

در تاریخ اخیر هیچ نمونه‌ای همانند سیلاب‌های ۱۷-۱۵ دسامبر سال ۱۹۹۹ در کاراکاس در ونزوئلا نیست. شهر کاراکاس قرن‌ها پیش و به عمد (برای پنهان ماندن از دید دشمنان متجاوز) در پشت رشته کوه‌های ساحلی ال آویلا^۳ با ارتفاع ۲۷۰۰ متر بنا شد. در طی زمان جمعیت این شهر به ۵ میلیون نفر رسید در حالی که این شهر بدترین خصوصیات مراکز شهری جهان

1- St Jean-Vianney

2- Vaerdael

3- El Ávila

سومی را دارد: بیش از ۲۵۰۰۰ کیلومتر مربع از شهر در نواحی مستعد خطر ساخته شده است با محله‌های فقیرنشین و تراکم جمعیت بالا، ساختمان‌های بی‌نظم، بدون برنامه‌ریزی و رعایت آیین‌نامه‌های ساختمانی. ساختمان‌ها روی شیب‌های ۸۰ درصدی بنا شدند. فاجعه در طی یک ماه پر باران رخ داد، در یک دوره ۷۲ ساعته بین ۱۵ و ۱۷ دسامبر بیش از ۹۰۰ میلی‌متر باران بارید. باران موجب رانش زمین، جریان‌های گلی و بدتر از همه جریان‌های واریزه‌ای شد که تقریباً ۳۰۰۰۰ نفر قربانی گرفتند. هرچند میزان این بارندگی بیش از حد بود، ولی تجزیه و تحلیل‌های احتمالات نشان می‌دهند که این شهر هر ۲۵ سال یک بار با بارش ۳۰۰ میلی‌متری باران در مدت ۲۴ ساعت روبه‌رو بوده است. چنین سیلاب‌هایی در سال ۱۷۹۸، ۱۹۱۲، ۱۹۱۴، ۱۹۳۸، ۱۹۴۴، ۱۹۴۸ و ۱۹۵۱ نیز رخ داده‌اند. شواهد ژئومورفولوژیکی نشان می‌دهد که جریان‌های واریزه‌ای پدیده‌ای عادی هستند. بارندگی‌های سال ۱۹۹۹، نه مخروطه افکنه آبرفتی بزرگ را در دامنه ساحلی *ال آویلا* مجدداً فعال و موجب ۲۸ رانش زمین شدند. این رانش‌ها در مجموع بیش از ۵۸۵۰۰ متر مکعب مواد را جابه‌جا کردند. متأسفانه این مخروطه افکنه‌های آبرفتی مسکونی بودند (شکل ۱۲-۱۱).



شکل ۱۲-۱۱- منظره هوایی از فرسایش و رسوبات آبرفتی در طول سیل شهری دسامبر ۱۹۹۹ در کاراکاس ونزوئلا. ضخامت رسوبات تا به ۶ متر رسیدند و ۱/۹ میلیون متر مکعب رسوب را در بر گرفتند. فضاهای خالی مناطقی را نشان می‌دهند که ساختمان‌های آنها توسط سیل برداشته شده‌اند (عکس توسط لاوسون اسمیت، مطالعات زمین‌شناسی ایالات متحده)

<http://pubs-usgs-gov/of/2001/ofr-01-0144/Venezuela/tnhires/pages/image030-htm>

بارندگی‌ها همچنین موجب شسته شدن پوشش سنگ‌ها یا ریگولیت‌ها از روی دامنه‌های پرشیب شدند و قطعاتی به بزرگی $۱۱/۳ \times ۵ \times ۳/۵$ متر با حجم ۱۳۱۰ متر مکعب را با خود بردند. سرعت جریان واریزه‌ای به $۱۴/۵$ متر در ثانیه رسید. تحت تأثیر این شرایط ساختمان‌هایی تا هشت طبقه به کلی نابود شدند. حجم رسوبات جابه‌جا شده در جریان‌های واریزه‌ای جداگانه به ۱/۹ میلیون متر مکعب رسید که یکی از بزرگ‌ترین رکوردهای ثبت شده تا به امروز است. هر چند این مقادیر نسبت به آنچه که انفجارهای آتشفشانی، فوران‌ها و زلزله‌ها پدید می‌آورند بزرگی کمتری دارند، با این حال بسیار قابل توجه‌اند. در این حادثه بیش از ۸۰۰۰ خانه و ۷۰۰ آپارتمان خسارت دیدند یا نابود شدند. مجموع کلی خسارت به ۱/۸ میلیارد دلار بالغ گردید.

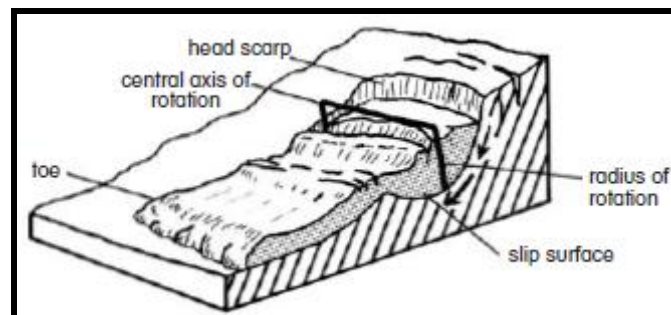
زمین لغزه‌ها و غلتش‌ها

مکانیسم

(لئوپولد و همکاران، ۱۹۶۴؛ چودهاری، ۱۹۷۸؛ ویتوو، ۱۹۸۰)^۱

گسیختگی دامنه که موجب لغزش زمین می‌شود را می‌توان با استفاده از رابطه موهر-کلموب مدل‌سازی نمود. به دلیل اینکه

بسیاری از لغزش‌ها در امتداد یک صفحه برشی مجزا رخ می‌دهند و برای اینکه تأثیرات صفحات برشی در رسوبات غیر متراکم، صفحات لایه‌بندی، اتصالات بین بسترهای سنگی هوازده و غیر هوازده و وجود سفره آب را شامل گردد می‌توان این رابطه را تغییر داد. از این رو، لغزش زمین در دو نوع مواد: بستر سنگی و نهشته غیر متراکم (معمولاً خاک‌های رسی) رخ می‌دهد. در ساده‌ترین نمونه، جایی که رابطه موهر-کلموب به سادگی قابل استفاده است، لغزش‌های زمین موازی با خط گسیختگی و به سمت پایین دامنه حرکت می‌کنند. با این وجود، رانش زمین همچنین در معرض چرخش نیز قرار می‌گیرد. در این مورد گسیختگی به تدریج به ریزش تبدیل می‌شود. شکل ۱۲-۱۲ فرایند لغزش چرخشی یا غلتش را نشان می‌دهد. هرچند مکانیسم‌های چرخش همانند یک لغزش صفحه‌ای ساده هستند، ولی حرکت مواد به وسیله‌ی قوس چرخشی که مرکز آن در نقطه‌ای بیرون از مواد لغزشی قرار دارد، صورت می‌گیرد. لغزش‌های چرخشی را می‌توان در غالب پرتگاه مرتفع، جایی که مواد از دامنه اصلی جدا می‌شوند؛ سطح لغزشی، که مواد بر روی آن می‌غلتند و بخش انتهایی سفره لغزش که در برگیرنده واریزه‌های ناشی از گسیختگی است؛ مورد بررسی قرار داد. لغزش‌های چرخشی همچنین ممکن است ترک‌های متقاطع در سراسر توده لغزشی و ترک کششی بر روی پرتگاه مرتفع به وجود بیاورند. این ترک‌های کششی می‌توانند خطوطی از گسیختگی را برای لغزش‌های بعدی ایجاد نمایند. بخش انتهایی لغزش نقطه پایانی گسیختگی را کنترل می‌کند. تغییر و دخالت در بخش انتهایی سفره لغزش نیز می‌تواند موجب گسیختگی‌های بیشتری گردد.



شکل ۱۲-۱۲- روند لغزش چرخشی (وایتو، ۱۹۸۰ و اجازه تکثیر از جان ویتو، گروه جغرافیا، دانشگاه ریدینگ).

دلایل زمین لغزه‌ها و غلتش‌ها

(شارپی، ۱۹۶۸، فینلایسون و استاتهام، ۱۹۸۰، کروزیئر، ۱۹۸۶)^۱

در رابطه با لغزش و غلتش، نه تنها تنش وارده به ناحیه دارای پتانسیل گسیختگی مهم است، بلکه رفتار بخش انتهایی سفره لغزش نیز در زمان‌بندی لغزش حیاتی است. یکی از دلایل اصلی لغزش زمین، از بین رفتن پایه‌ها یا زیربناها (خالی شدن پایه‌ها) در بخش انتهایی سفره لغزش به روش‌های مختلف است. بنابراین دلایل لغزش زمین بی‌شمار اند. فاکتورهای زمین‌شناختی و توپوگرافیکی، مکان یک لغزش احتمالی را تعیین می‌کنند. اگر بستر سنگی هوازده یا غیر هوازده دربردارنده سنگ‌هایی با شرایط سنگ‌شناسی و چینه‌شناسی ضعیف باشند، آن وقت این نواحی مستعد گسیختگی خواهد بود. از نظر سنگ‌شناسی مواد مستعد گسیختگی و لغزش عبارتند از: سنگ‌های خشک شده، سنگ‌های آب دار، سنگ‌های تجزیه شده، سنگ‌های کلرتی، سنگ‌های میکابی، شیل‌ها، رسوبات کم سیمان یا مواد غیر مستحکم. علاوه بر این، اگر این مواد کاملاً گرد شده باشند یا حاوی رس باشند، آن وقت تحت فشار به طور آزادانه‌تری جریان خواهند یافت. به لحاظ چینه‌شناسی، شرایط مستعد برای رانش زمین شامل چینه‌های ضخیم قرار گرفته بر روی چینه‌های نازک، تغییر و تناوب چینه‌ها از لایه‌های تراوا به لایه‌های نا تراوا، یا لایه‌های رسی می‌شوند. شرایط مناسب ساختمانی برای این پدیده نیز شامل لایه‌بندی ورقه‌ای (برگ وارگی)

با شیب تند یا متوسط، ترک، درز یا شکاف، اتصالات، گسل یا صفات لایه بندی، می‌شوند. سنگ‌هایی به شدت متلاشی و درزه‌دار، سنگ‌های دارای ذرات با آرایش موازی، سنگ‌های چین خورده یا گسل خورده، سنگ‌های متأثر از تکانه‌های زلزله‌ای، سنگ‌های متأثر از تغییرات دمای شدید یا خشک شدگی نیز مستعد سقوط هستند. تغییر شکل داخلی ساختمان‌های زمین‌شناسی در اثر حرکات تکتونیک، انحلال یا تشکیل غارهای زیرزمینی نیز می‌تواند به گسیختگی دامنه، به خصوص اگر چنین ویژگی‌هایی به سطح زمین نرسند، کمک کنند. رگولیت‌های حاوی عدسی‌های متخلخل اشباع از آب نیز مستعد شکل‌گیری یک زون برشی برای گسیختگی هستند. به لحاظ توپوگرافی، هر پرتگاه صخره‌ای یا دامنه پرشیبی مستعد رخداد زمین لغزش است. همچنان که مناطق با قطعات گسل خورده، مناطق دارای پیشینه زمین لغزش یا فرونشست زمین و گودال‌ها و خاک‌برداری مصنوعی نیز مستعد این پدیده هستند. در آخر، در مناطقی که به خاطر جنگل‌زدایی، چرای بیش از حد دام‌ها، زراعت، آتش‌سوزی یا تغییرات اقلیمی، عاری از خاک نگه‌دارنده پوشش گیاهی می‌شود؛ احتمال رانش زمین تقویت می‌گردد.

وقوع زمین لغزش دلایل متعددی دارد. از بین رفتن پایه نگه‌دارنده ساده‌ترین روش برای شروع یک لغزش زمین است. عوامل طبیعی از قبیل زیربُری به وسیله آب‌های جاری، امواج، بادهای و یخچال‌ها، دلایل عمده لغزش زمین هستند. خروج مواد از پایه‌ی یک دامنه نیز در لغزش زمین مؤثر است. این فرایند به شکل خروج مواد مومسان از داخل رسوبات، شستشوی مواد آبرفتی ریز و ذوب شدن یخ می‌باشد. همچنین ممکن است موادی که در پایه‌ی دامنه‌ها قرار دارند از طریق جذب آب ناشی از سیلاب، انحلال مواد قابل حل از قبیل سنگ آهک یا نمک، یا تغییرات شیمیایی، ویژگی‌هایشان را از دست بدهند و تغییر نمایند. در مناطق توسعه یافته انسان‌ها اکنون با استخراج معادن، خاک برداری، حفاری معادن سنگ، تاسیس سازه‌های بنیادی و احداث جاده، راه‌آهن و حفر کانال، به بزرگ‌ترین دلیل ناپایداری بخش انتهایی سفره‌ی لغزش بر روی دامنه‌ها تبدیل شده‌اند. وارد آمدن فشار زیاد بر روی مواد دامنه‌ای همچنین یکی از روش‌های طبیعی وقوع لغزش است. فرا باری یا قرار گیری بار زیاد بر روی دامنه‌ها همچنین می‌تواند از طریق اشباع دامنه با آب باران یا آب ناشی از جویبارها یا چشمه‌های بالای دامنه، از طریق فشار ناشی از نشست برف روی دامنه یا واریزه‌های ناشی از ناپایداری بالادستی، رخ بدهد. انسان‌ها نیز می‌توانند از طریق ریختن توده‌های زباله یا از طریق ایجاد فونداسیون‌های ساختمانی و تاسیس سازه‌ها بر روی دامنه، باعث فراباری یا افزایش فشار به دامنه شوند.

گسیختگی دامنه همچنین بر اثر کاهش پیوستگی درونی مواد روی دامنه نیز رخ می‌دهد. افزایش سُر شدگی (روغن کاری) به خاطر بارندگی‌های شدید یا عبور رواناب تصفیه شده از داخل ریگولیت‌ها، یک مکانیسم طبیعی برای شروع گسیختگی است که بلافاصله پس از سُر شدگی یا چند ماه پس از آن رخ می‌دهد. ترک خوردگی مواد روی دامنه از طریق گسیختگی جزئی، خشکیدگی، زلزله‌ها یا حرکت درونی نیز می‌توانند موجب نفوذ راحت آب به داخل مواد روی دامنه شود. همچنین انسداد شبکه زهکشی نیز معمولاً با بالا آوردن سطح سفره آب، موجب کاهش مقاومت برشی داخلی مواد می‌شود. همان‌گونه که قبلاً ذکر کردیم، فعالیت‌های انسانی از طریق تغییر زهکشی، جنگل‌زدایی، چرای بیش از حد دام‌ها، تخلیه آب از سیستم‌های فاضلاب و مصارف خانگی آب، نیز پیوستگی و چسبندگی داخلی را از طریق فرایند سُرشدگی کاهش می‌دهد. زلزله‌ها و آتشفشان‌ها نیز می‌توانند موجب ترک خوردن مواد روی دامنه یا کاهش پیوستگی از طریق فرایند آب‌گونگی شوند. حتی طوفان‌های تندری به خاطر لرزش‌هایی که از داخل دامنه‌ها عبور می‌دهند، باعث ریزش سنگ و لغزش زمین می‌شوند. به همین صورت انسان‌ها نیز با انجام فعالیت‌هایی باعث لرزش زمین و شروع لغزش زمین می‌شوند. این فعالیت‌ها شامل حرکت وسایل نقلیه، انفجارها، ماشین‌های راه‌سازی لرزش دهنده، ماشین‌های شمع کوب، ماشین‌های حفاری و سایر اقدامات منجر به لرزش می‌شوند.

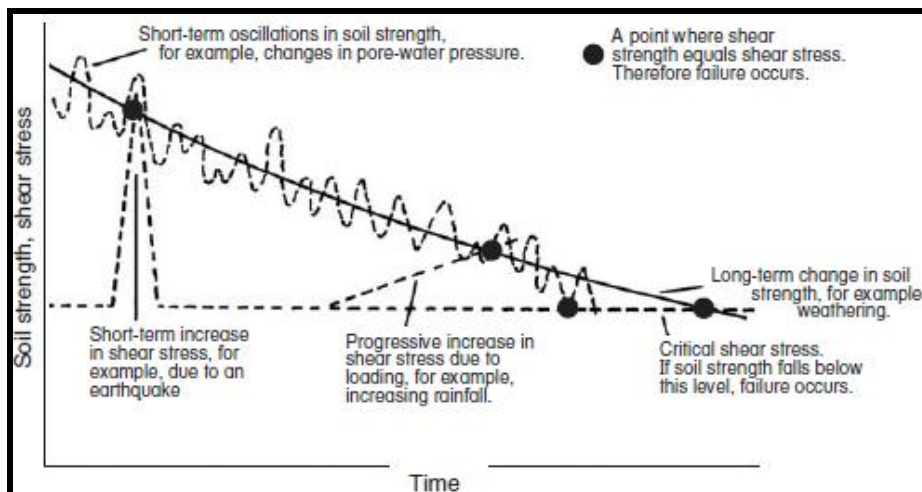
برخی از گسیختگی‌ها به دلیل فعالیت‌های کاوشی از قبیل حفاری و گوه گذاری بر روی دامنه ایجاد می‌گردند. یخ بستن آب در ترک‌ها، افزایش فشار آب روزه‌ای بعد از بارش‌های شدید، انقباض مواد خاکی به خاطر هیدراته شدن، اکسیداسیون، کربناته

شدن یا فرایند آماس یافتن خاک‌های رسی، رشد ریشه درختان و تغییرات دمایی، مکانیسم‌هایی اصلی برای گسیختگی هستند. در آخر ایجاد کشش در زمین در اثر تغییرات ناگهانی دما و فشار جوی یا به دلیل عبور کشندهای زمینی (جزر و مد‌های) نیز فاکتورهایی هستند که باعث لغزش زمین می‌شوند. ممکن است تمامی شرایط مستعد فوق برای شروع ناپایداری و رخداد زمین لغزش به طور هماهنگ با هم عمل نمایند. در نتیجه، گسیختگی دامنه می‌تواند؛ به صورت آبی، بدون قاعده و به صورت تجمعی با گذشت زمان، یا با یک تأخیر زمانی قابل توجه بعد از رخداد اولیه منجر به شروع حادثه، رخ بدهد. شکل ۱۲-۱۳ پیچیدگی وقوع زمین لغزش را نشان می‌دهد. در نهایت زمانی که مقاومت برشی خاک از تنش برشی بحرانی کمتر شود گسیختگی، رخ می‌دهد. در طی زمان تنش برشی بحرانی ممکن است به آرامی یا به طور قابل توجهی دچار نوسان شود، ولی مقاومت برشی مواد به دلیل عوامل فصلی حتماً دچار نوسان می‌شوند یا در اثر هر کدام از شرایطی که در بالا ذکر شد به تدریج کاهش می‌یابند. گسیختگی دامنه ممکن است دیر یا زود در چند محل رخ بدهد. اگر تنش به طور قابل توجهی افزایش یابد، مثلاً به دلیل بارش شدید و بر مقاومت خاک برتری یابد، آن وقت دلیل لغزش زمین کاملاً واضح است. در عین حال ممکن است مقاومت خاک آنقدر به تدریج کاهش یابد، یا تنش روی یک دامنه در طول زمان آنقدر به تدریج و نامحسوس افزایش یابد که دلیل لغزش زمین قابل تشخیص نباشد. از این رو در هر لغزشی تصادفی بودن زمان‌بندی و دلیل گسیختگی مجدداً آشکار می‌گردد.

حوادث مربوط به زمین‌لغزه‌ها

(بالت و همکاران، ۱۹۷۵، کورنیل، ۱۹۷۶؛ ویتوو، ۱۹۸۰؛ کواتیس، ۱۹۸۵؛ بلانگ و جانسون، ۱۹۸۶)^۱

جداسازی حوادث ناشی از زمین لغزش از انواع دیگر ناپایداری‌های زمین و از برخی از حوادث بزرگ که موجب این حادثه می‌شوند، مشکل است. برای مثال سیکلون‌های حاره‌ای، جدا از غرق کردن انسان‌ها معمولاً با باران‌های شدیدی که همراه دارند



شکل ۱۲-۱۳- پیچیدگی شروع لغزش در طول زمان (فینالیسون و استاتهام، ۱۹۸۰ با اجازه از باتر ورث، سیدنی).

نه تنها فشار آب روزه‌ای در مواد بالقوه ناپایدار را افزایش می‌دهند بلکه با افزایش سنگینی، فشار یا تنش در رسوبات دامنه‌ای را افزایش می‌دهد. همچنین برخی از وحشتناک‌ترین مخاطرات طبیعی ناشی از لغزش‌ها در اثر زلزله‌ها رخ داده‌اند. زلزله‌ی شیلی در استان **شنسی** در سال ۱۵۵۶ و زلزله‌ی **کانسو** در سال ۱۹۲۰ موجب گسیختگی در رسوبات سست و فرو ریختن ساختمان‌ها از روی صخره‌ها شدند. به نظر می‌رسد مناطق شهری بیشتر تحت تأثیر زمین لغزش‌ها قرار گرفتند. در شهر **ریودوژانیرو** در سال ۱۹۶۶، بارندگی بی‌سابقه‌ای در ماه ژانویه و مارس موجب لغزش‌های فاجعه آمیزی شدند که حلبی‌آبدهای واقع در اطراف کوهستان‌های شهر را نابود ساخت. بیش از ۵۰۰ نفر بر اثر لغزش‌ها کشته شدند و ۴۰۰۰۰۰۰ نفر نیز با قطع حمل و نقل و ارتباطات زمین‌گیر شدند. در طی یک دوره دو ساله، بیش از ۲۷۰۰ نفر در ناحیه‌ی **ریودوژانیرو** بر اثر زمین

لغزش‌ها و دیگر حوادث مرتبط با ناپایداری زمین که بر منطقه‌ای به وسعت بیش از ۱۷۰ کیلومتر مربع تأثیر گذاشتند، کشته شدند. در **هنگ کنگ**، یک سیکلون حاره‌ای در سال ۱۹۷۶ موجب ریزش ۵۰۰ میلی‌متر باران در طی دو روز شد و این باران موجب لغزش زمین بر روی دامنه‌های پرشیب و مرگ ۲۲ نفر شد. لغزش‌های مشابهی نیز در سال ۱۹۶۶ رخ داد که موجب مرگ ۶۴ نفر شدند. بسیاری از لغزش‌ها در مناطقی که شهرهای متراکم و بی‌نظم بر روی دامنه‌های پرشیب ساخته شده‌اند و یا در جاهایی که رسوبات ناپایدار روی بخش انتهایی سفره‌ی لغزش از زیر سست شده، رخ می‌دهند. نواحی شهری ژاپن نیز مستعد لغزش‌های ناشی از طوفان‌ها می‌باشند. **کوبه** در سال ۱۹۲۹ با لغزش‌های ناشی از بارندگی صدمه دید، در این حادثه ۴۶۱ نفر جانشان را از دست دادند و ۱۰۰۰۰۰ خانه خسارت دیدند. در سال ۱۹۴۵، لغزش‌های قابل مقایسه موجب مرگ ۱۱۵۴ نفر در **کره** شدند. در سال ۱۹۵۸ با عبور یک طوفان از داخل شهر توکیو بیش از ۱۰۰۰ لغزش ایجاد گردید و ۶۱ نفر کشته شدند.

در کشورهای در حال توسعه که دارای مناطق با پوشش گیاهی انبوه هستند به خصوص در مناطق حاره‌ای، لغزش‌های خیلی بزرگ یا مگا لغزش‌ها نقش مهمی در حرکت مواد به پایین دامنه‌ها دارند. در سال ۱۹۳۵، لغزش‌های رخ داده در جزیره‌ی **گینه‌ی نو** موجب از بین رفتن ۱۳۰ کیلومتر مربع از دامنه‌های دارای پوشش گیاهی گردید. زلزله **بی‌آلا**^۱ در ۱۰ می سال ۱۹۸۵ در جزیره‌ی **نیو بریتانیا** در گینه‌ی نو موجب یک لغزش خیلی بزرگ در روی رشته‌کوه **ناکانیا** شد که به طور قابل توجهی رودخانه‌ی **بیرامان**^۲ را پر کرد (شکل ۱۲-۱۴). در هر قرن تقریباً ۱۲٪ از دامنه‌های گینه‌ی نو در معرض لغزش‌های ویرانگر قرار دارند. همین وضعیت در دیگر مناطق حاره‌ای نیز وجود دارد در سال ۱۹۷۶ یک ناحیه با وسعت ۵۴ کیلومتر مربع در روی دامنه‌ی **پاناما** به کلی نابود شد (از هر گونه پوشش گیاهی پاک شد). سیکلون حاره‌ای **ویلی**^۳ که در ماه آوریل سال ۱۹۸۰ از داخل **فیجی** عبور کرد و سیکلون **نامیو**^۴ که در سال ۱۹۸۶ جزیره‌ی **سلیمان** را در بر گرفت، موجب صدها لغزش بزرگ با میانگین حجم جابه‌جایی، فراتر از ۵۰۰ مترمکعب مواد در هر هکتار، شدند. چنین لغزش‌هایی در ۵۰ سال گذشته در این ناحیه بی‌سابقه بوده است. این سیکلون‌ها چشم‌اندازها را به قدری ناپایدار می‌سازند که در سال‌های آتی حتی بارندگی‌های با شدت کم نیز حرکت‌های توده‌ای پیوسته را ایجاد می‌نمایند.

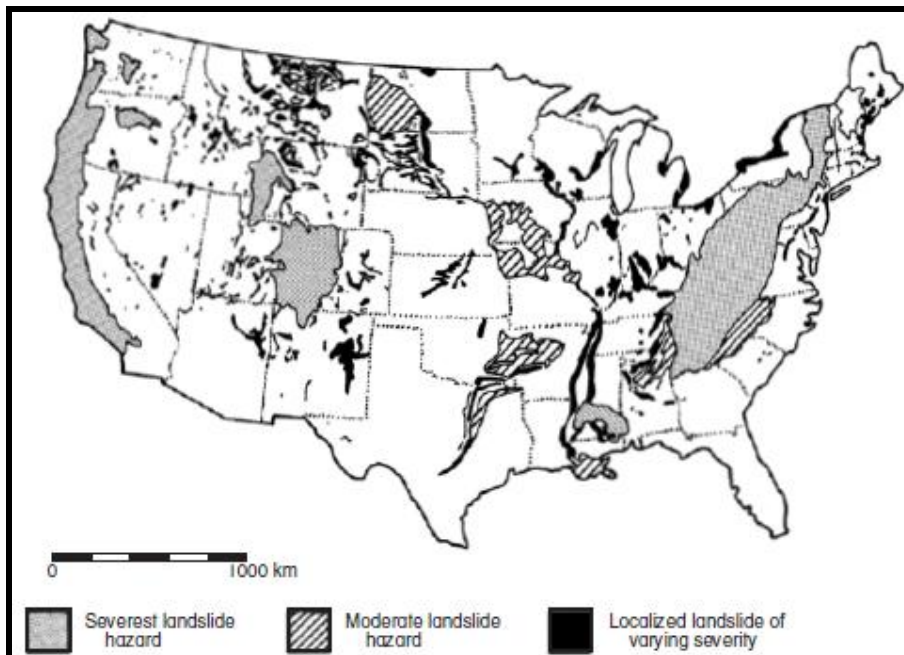


شکل ۱۲-۱۴- مگا لغزش زمین در شیب شمالی رشته کوه ناکانای در نیو بریتانیا در پاپوآ گینه نو. این لغزش به دلیل لرزه‌ی **بیالا** با بزرگی ۷ در ۱۰ مه ۱۹۸۵ ایجاد گردید. لغزش در سنگ آهک میوسن رخ داده و بطور گسترده‌ای دره رودخانه باریمان را پر نمود (عکس توسط دکتر پیتر لاون استین، با تشکر از سی.او. مک کی، مدیر آتشفشان‌شناسان دولت، آزمایشگاه آتشفشان‌شناسی ریبول، گروه کانی‌ها و انرژی، سازمان زمین‌شناسی گینه نو).

مناطق مستعد زمین‌لغزش در کشور ایالات متحده در شکل ۱۲-۱۵ نشان داده شده است. به مراتب بارزترین منطقه رخداد

- 1- Bialla
- 2- Bairaman River
- 3- Wally
- 4- Namu

زمین لغزش‌ها در رشته‌کوه‌های آپالاش در بخش شرقی این قاره قرار دارد. از لحاظ اهمیت دومین منطقه مهم در رشته‌کوه‌های راکی، به خصوص در ایالت‌های کلرادو و وایومینگ قرار دارد. رشته‌کوه‌های ساحلی واقع در امتداد اقیانوس آرام، سومین منطقه مخاطره‌آمیز را تشکیل می‌دهند. در ژانویه سال ۱۹۸۲، بارندگی‌های شدید موجب پدید آمدن بیش از ۱۸۰۰۰ زمین لغزش در منطقه‌ی خلیج سانفرانسیسکو شدند که موجب مرگ ۲۵ نفر و وارد آمدن بیش از ۱۰۰ میلیون دلار خسارت به امریکا گردیدند. بعد از زلزله‌های سال ۱۹۰۶ در سان‌فرانسیسکو و ۱۹۸۹ در لوماپریتا، این لغزش سومین حادثه بزرگ در این منطقه بود. حتی منطقه‌ی لس‌آنجلس نیز در معرض خطر بزرگ‌تری قرار دارد. در دوم مارس ۱۹۳۸، لغزش‌های زمین در ناحیه‌ی لس‌آنجلس موجب مرگ بیش از ۲۰۰ نفر شدند. روی هم رفته، لغزش‌های زمین به اشکال مختلف تقریباً بر یک هفتم ایالت متحده تأثیر می‌گذارند. هرچند بیشتر گسیختگی‌ها یا لغزش‌ها در نواحی کوهستانی رخ می‌دهند، ولی تنها محدود به این مناطق نیستند. دره می‌سی‌سی‌پی نیز مانند فلات‌های واقع در دشت‌های بزرگ، جایی که شیل‌های سست غالب هستند، در معرض خطر اندک، ولی قابل توجهی (فراوانی کم ولی بزرگی زیاد) قرار دارند. در این خصوص ایالات متحده بی‌نظیر نیست بلکه لغزش‌های زمین فرایند زمین‌شناسی هستند که در اکثر کشورهای دارای دامنه‌های پرشیب یا زمین‌های مرتفع رخ می‌دهند.



شکل ۱۲-۱۵- گستره زمین لغزه‌ها در محدوده ایالات متحده (پس از هیز، ۱۹۸۱).

ریزش‌های سنگ

(اسکیدگیگر، ۱۹۷۵؛ وویت، ۱۹۷۸)^۱

ریزش سنگ‌ها یکی از سریع‌ترین وقایع مربوط به ناپایداری زمین می‌باشند. آنها معمولاً به سطح پرتگاه‌های صخره‌ای بدون پوشش گیاهی و عمودی محدود می‌شوند، ولی در رسوبات غیر متراکم که دامنه‌های پرشیب و عمودی را تشکیل می‌دهند نیز رخ می‌دهند. معمولاً رخساره‌های عمودی از طریق فرسایش پیوسته *تالوس* و واریزه‌ها که در پایه‌ی پرتگاه تشکیل می‌شوند، حفظ می‌شوند. اگر این ریزش‌ها روی هم جمع شوند، آن وقت رخساره‌ی عمودی مدفون می‌گردد. واریزه از طریق تجزیه شیمیایی (فروپاشی)، شسته شدن دانه‌های ریزتر و لغزش، جابه‌جا می‌شوند. بنابراین یک تعادل بین میزان عقب‌نشینی پرتگاه که به وسیله‌ی وقوع ریزش سنگی کنترل می‌شود و میزان حمل و جابه‌جایی از پایه‌ی پرتگاه وجود دارد. تشکیل تالوس‌ها به طور

1- Scheidegger; Voight

ناگهانی صورت نمی‌گیرد بلکه واریزه‌ها به طور پیوسته و به تدریج، هنگامی که از سطح پرتگاه به وسیله ی هوازدگی، بارندگی، امواج تکانه‌ای کوچک، یا یخبندان جدا می‌گردند، روی هم انباشته می‌شوند.

حفظ یک رخساره عمودی به ویژگی‌های بستر سنگی نیز بستگی دارد. عموماً، سنگ‌های کم مقاومت مثل شیل‌ها قادر به پدید آوردن رخساره عمودی نیستند، چون این سنگ‌ها در برابر هوازدگی یا لغزش ضعیف‌اند. مکان‌هایی که دارای لایه‌های بزرگی از سنگ‌های رسوبی مانند ماسه سنگ یا سنگ آهکی هستند، یا جایی که چینه‌های مقاوم بر روی چینه‌های ضعیف قرار دارند، برای شکل‌گیری پرتگاه‌ها مناسب‌اند. با این وجود اگر لایه‌های بزرگ بدون درز و شکاف باشند به راحتی فرسایش نمی‌یابند و از این رو موجب ریزش سنگ هم نمی‌شوند. برای مثال پرتگاه‌های واقع در امتداد ساحلی شرق استرالیا دارای رخساره‌هایی به ارتفاع ۱۰۰ متر یا بزرگ‌تر هستند ولی آنها با سرعت اندک ۱ میلی‌متر در سال و بدون ریزش قابل توجه عقب‌نشینی می‌کنند. همچنین برای وجود ریزش‌های سنگی بزرگ باید قطعات منفصل و صفحات گسیختگی عمودی زیادی نیز وجود داشته باشند. حتی وجود قطعات منفصل هم دال بر وقوع ریزش سنگی نخواهد بود، زیرا این قطعات منفک در امتداد خطوط عمودی ضعیف پرتگاه‌ها باید شکسته و تجزیه شوند تا ریزش‌های سنگی را ایجاد نمایند؛ در غیر این صورت، آنها به سادگی و به طور کامل به سمت پایین دامنه می‌لغزند.

در سراسر جهان، ریزش سنگ، فرایند اصلی جابه‌جایی واریزه‌ها از پرتگاه‌های مناطق کوهستانی پرشیب است که به وسیله ی فعالیت پیرامون یخچالی تحت تأثیر قرار می‌گیرند. هرچند بسیاری از فاکتورهایی که عامل لغزش زمین هستند باعث ریزش سنگ هم می‌شوند، ولی اکثر مواقع ریزش سنگ به خاطر زمین‌لرزه رخ می‌دهند. بسیاری از انواع زمین لغزش‌ها که در قسمت‌های قبلی مورد بررسی قرار دادیم، به خصوص آنها که در رشته‌کوه‌های آلپ اروپا پدید می‌آیند، به صورت ریزش سنگ شروع می‌شوند. در کوهستان‌های پوشیده از برف ریزش سنگ یک مکانیسم اصلی برای بهمین است.

بهمین‌های واریزه

(وارنیز، ۱۹۷۸؛ وویت، ۱۹۷۸)^۱

جریان‌های واریزه‌ای و روانه‌های گلی مخاطراتی را پدید می‌آورند که از لحاظ اندازه و سرعت نسبت به مخاطراتی که در بالا توضیح دادیم، چندین بار بزرگ‌تر هستند. واژه ی «بهمین واریزه» برای این نوع جریان‌ها بیشتر مناسب می‌باشد. بسیاری از این حوادث ابتدا به صورت زمین لغزش یا ریزش سنگ شروع می‌شوند ولی در مجموع همه ی آنها دربردارنده ی ذراتی با اندازه ی متفاوت هستند و همچون یک جریان سیال عمل می‌کنند. به نظر می‌رسد که سرعت بالای این پدیده به وسیله سُرکاری ناشی از گیر افتادن هوا در زیر واریزه‌ها به دست می‌آید. کناره‌های این جریان همچون یک هوا ناو عمل می‌کنند. در برخی موارد، نشانه‌های اندکی از آب در بهمین وجود دارد و در موارد دیگری به نظر می‌رسد که توده‌های واریزه با حداقل تغییر شکل یا شکل یافتگی مجدد، حرکت می‌کنند. یکی از ویرانگرترین بهمین‌های واریزه در سال‌های اخیر در سال ۱۹۶۲ و مجدداً در سال ۱۹۷۰ در حوالی کوهستان *واسکاران*^۲ در پرو رخ داد. حادثه ی سال ۱۹۶۲ تقریباً با ریزش ۲ میلیون مترمکعب بهمین یخی از روی دامنه‌های کوهستان شروع شد. این یخ با گل و لای و آب مخلوط شد و به یک روانه گل با حجم ۱۰ میلیون متر مکعب تبدیل گردید. این روانه از دره *ریوشاکشا*^۳ پایین آمد و موجب مرگ ۴۰۰۰ نفر عمدتاً در شهر *ران‌راهیرکا*^۴ شد. این مواد که شامل برخی تخته سنگ‌ها به وزن بیش از ۲۰۰۰ تن نیز می‌شد با سرعت ۱۰۰ کیلومتر در ساعت در داخل دره و ۱۰۰ متر بالاتر از دامنه دره به سمت پایین حرکت کردند. نجات یافتگان این حادثه معتقد بودند که دیگر فاجعه ی مثل این حادثه رخ نخواهد

1- Varnes, 1978; Voight

2- Huascaran

3- Rio Shacsha

4- Ranrahirca

داد ولی ساکنان این منطقه در ۳۱ می سال ۱۹۷۰ با زلزله‌ای روبه‌رو شدند، که دوباره موجب سرازیر شدن کلاهدک یخی کوه **واسکاران**، با هزاران تن سنگ به سمت پایین دره شد. این جریان واریزه‌ای قطعات سنگی به اندازه خانه‌ها را با خود پایین آورد. وقتی که این جریان با سرعت ۳۲۰ کیلومتر در ساعت از روی یخرفت‌های یخچالی عبور می‌کرد واریزه‌های بیشتری را با خود حمل نمود. در انتهای دره، این جریان با آب و نهشته‌ی رسوبی خیلی ریز ادغام شد و یک روانه‌ی گلی با پیشانی به عرض یک کیلومتر پدید آورد. شاهدان عینی، نزدیک شدن جریان مذکور به شهر **یانگای** را به صورت موج‌های عظیم ۸۰ متری با حلقه‌های عظیم توصیف کرده‌اند. پشته‌هایی با ارتفاع بیش از ۱۴۰ متر صاف گردیدند و تخته سنگ‌های عظیم چند تنی تا یک کیلومتری بالای جریان پرت شدند. در عرض ۴ دقیقه، ۱۰۰-۵۰ میلیون متر مکعب از واریزه‌ها به طور کامل **ران‌راهیرکا** و شهر خیلی بزرگ‌تر **یانگای** را نابود ساختند. سپس جریان به سمت **ریوسانتا** ادامه یافت و با طی ۱۶۰ کیلومتر به طرف پایین دست رودخانه به اقیانوس آرام رسید. در این حادثه بیش از ۲۵۰۰۰ نفر جانشان را از دست دادند. تنها کسانی که به بالای ارتفاعات پناه برده بودند زنده ماندند. این حادثه به لحاظ عمق ویرانی در ردیف فوران آتشفشان کوه **پله** در سال ۱۹۰۲ قرار دارد.

بسیاری از لغزش‌های بزرگ زمین، همانند آنهایی که در ادبیات آورده شده‌اند در حقیقت باید به عنوان بهمن واریزه‌ها طبقه‌بندی شوند. تقریباً تمام این لغزش‌ها در نواحی کوهستانی پرشیب رخ داده‌اند. برای مثال، لغزش **بی‌آلا** که در پاراگراف‌های قبلی به عنوان یک لغزش خیلی بزرگ به آن اشاره کردیم و در شکل ۱۲-۱۴ آن را نشان دادیم، به لحاظ تکنیکی یک بهمن واریزه است. از لحاظ تاریخی بسیاری از لغزش‌های بزرگ زمین در این طبقه‌بندی قرار می‌گیرند. در ۱۱ سپتامبر سال ۱۸۸۱ در شهر **الم^۱** در سوئیس، تقریباً ۱۰ میلیون متر مکعب از کوه وارد شهر شد و شهر را تا ارتفاع ۷ متر زیر خاک مدفون کرد و در عرض ۵۵ ثانیه موجب مرگ ۱۱۵ نفر شد. یک بهمن واریزه با چنین شدتی در **گلدوا** هلند در سال ۱۸۰۶ چهار روستا را زیر خاک مدفون ساخت و موجب مرگ ۴۵۷ نفر شد. در چهارم سپتامبر سال ۱۶۱۸، بهمن واریزه‌ها در دره **چیاونا** واقع در ایتالیا موجب مرگ ۲۴۰۰ نفر شد. حوادث بزرگ‌تر از این حوادث ذکر شده نیز رخ داده است. بر اساس گزارش‌ها، بر اثر بهمن‌های همگرا سال ۱۹۴۹ که در اثر یک زلزله در رشته کوه **پامیر** شروع شدند کل جمعیت ۱۲۰۰۰ نفری شهرک **خایت^۲** در تاجیکستان کشته شدند. بزرگ‌ترین مقدار واریزه که تا کنون به ثبت رسیده است در همین کوهستان و در سال ۱۹۱۱ در **اوسوی^۳** اتفاق افتاد. تقریباً ریزش $۱۰^9 \times ۲/۵$ متر مکعب از سنگ رودخانه **مارگاب^۴** را سد کرد و یک دریاچه با عمق ۲۸۴ متر و طول ۵۳ کیلومتر پدید آورد. این بهمن واریزه که بر اثر وقوع یک زلزله با بزرگی ۷ ریشتر پدید آمد، شهر **اوسوی** را نابود کرد و ۵۴ نفر از ساکنان این شهر را به کام مرگ کشانید. یک گسیختگی با شدت یک دهم این حادثه، که حاوی $۱۰^9 \times ۰/۲۵$ متر مکعب از خاک و سنگ بود در ۹ دسامبر سال ۱۹۶۳ به داخل دریاچه پشت سدی واقع در دره **ویونت** ایتالیا سقوط کرد. برخورد واریزه با آب امواجی ایجاد نمود که ارتفاع آنها ۱۰۰ متر بلندتر از تاج سد بودند و با سرازیر شدن به پایین دره ۲۰۰۰ نفر را کشتند.

جریان‌های همراه با هوا (بهمن‌ها)

(بالت و همکاران، ۱۹۷۵؛ اسکیدیگیر، ۱۹۷۵؛ ویتوو، ۱۹۸۰؛ ولمن، ۲۰۰۴-۲۰۰۳)^۵

بهمن‌ها معمولاً بر حسب مقدار یخ یا برفی که از دامنه‌ها به پایین می‌ریزند، مورد توجه قرار می‌گیرند، با این وجود تنها به آب منجمد محدود نمی‌شوند. بهمن برف‌ها، بخشی از یک پدیده حرکت واریزه هستند که شامل هوای به دام افتاده در میان روزنه‌ها نیز است. این بهمن‌ها ممکن است شامل هر گونه موادی، از جمله گازهای داغ محبوس در داخل تفرادهای آتشفشانی

1- Elm

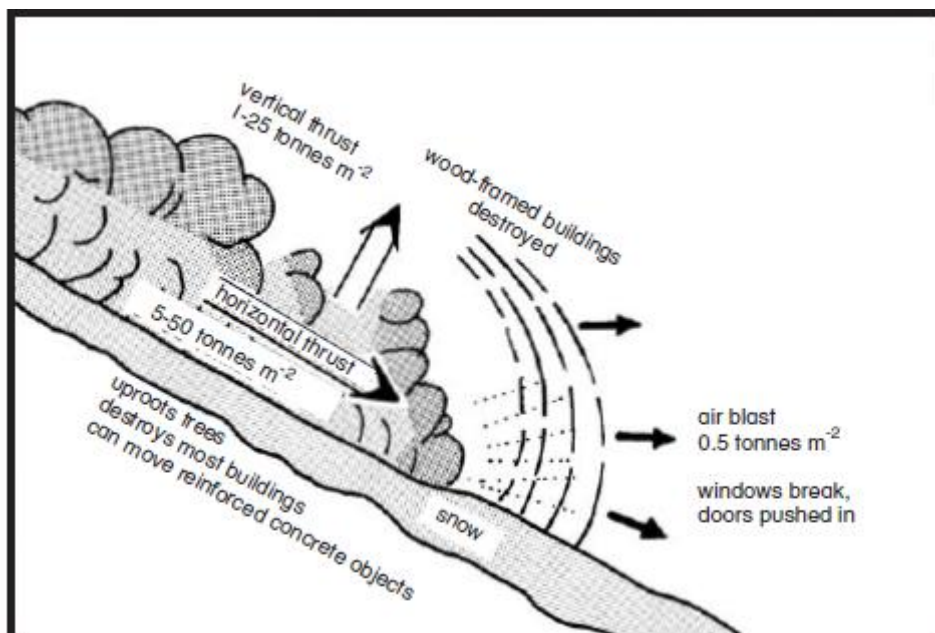
2- khait

3- Usoy

4- Murgab

5- Bolt et al.; Scheidegger; Whittow; Wolman

(همان‌گونه که در جریان‌های آذر آواری در فصل ۱۱ تشریح شد)، مخلوطی از رسوبات و آب در بهمن واریزه‌ها (همان‌گونه که در بخش قبل تشریح گردید) و لُس‌های فرو ریخته (همچنان‌که در طی زلزله استان شنسی چین در سال ۱۵۵۶ رخ داد) باشند. مواد موجود در جریان بهمن به جای ارتباط دانه به دانه به وسیله‌ی هوا ننگه داشته می‌شوند. از این رو بهمن‌ها همانند فرایند آبگونگی یا روان‌شدگی خاک هستند، با این تفاوت که به جای اینکه آب فضای خالی را پر کند هوا این کار را انجام می‌دهد و وزن جریان را تحمل می‌کند. حتی اگر بهمن با سطح زمین تماس داشته باشد، یا حاوی حجم زیادی از آب مایع باشد، حجم هوای داخلی آن باعث می‌گردد که پیوستگی و اصطکاک آنقدر کم شود که بهمن بتواند به حداکثر سرعت زمینی دست یابد. بدون تلاطم هوا، امکان دارد این سرعت به فراتر از ۱۲۰۰ متر بر ثانیه هم برسد. با این حال بهمن‌ها به خاطر اختلال‌های ناشی از تلاطم هوا، به ندرت به سرعت فراتر از ۳۰۰ متر در ثانیه می‌رسند. متأسفانه همین جریان متلاطم هوا، به اکثر بهمن‌ها این اجازه را می‌دهد که واریزه‌های منفصلی به اندازه تخته سنگ را حمل نمایند، فرایندی که موجب فرسایش بیشتر در طول مسیر بهمن می‌گردد. حرکت سریع واریزه‌ها نشان می‌دهد که این جریان‌ها بسیار قدرتمند هستند و یک موج تکانه‌ای در پیشاپیش بهمن ایجاد می‌کنند که نیروی آن برای بهمن‌های برف ممکن است به بزرگ‌تر از ۰/۵ تن بر متر مربع برسد، همان‌گونه که در شکل ۱۲-۱۶ نشان داده است. تلاطم‌های داخلی درون بهمن برف منجر به پدید آمدن چرخش‌های واریزه‌ای با سرعت فراتر از ۳۰۰ کیلومتر در ساعت می‌شود که بسیار بزرگ‌تر از حرکت خود بهمن است. در بخش داخلی بهمن برف نیرویی برابر با ۵۰-۵ تن بر متر مربع پدید می‌آید که این نیرو برای ریشه‌کن کردن درختان و حمل ساختمان‌های بزرگ کافی می‌باشد.



شکل ۱۲-۱۶- فرآیند و نیروهای تاثیر گذار بر تولید بهمن برف (ویتو، ۱۹۸۰، بازتولید با اجازه از جان ویتو از گروه جغرافیا، دانشگاه ریدینگ). اگر واریزه داخل جریان آبگون شده و سرعت جریان بالا و جریان هم نازک باشد، امکان دارد جورشدهگی برشی در داخل جریان رخ بدهد. جورشدهگی برشی منجر به پدید آمدن دسته‌بندی داخلی واریزه‌ها می‌شود، به طوری که اجسام بزرگ‌تر در بالا و پهلوی جریان قرار می‌گیرند. فوران‌های قاعده آتشفشان نیز به این صورت عمل می‌کنند و رسوبات خاکستری را تولید می‌کنند که دارای جورشدهگی خوبی هستند و مواد درشت‌تر در نزدیکی بالای رسوب قرار می‌گیرند. بهمن واریزه که شهر **یانگای** در پرو را در سال ۱۹۷۰ نابود ساخت به طور ترجیحی تخته سنگ‌ها را در سمت بالا و پهلوی جریان به حرکت درآورد، درست همانند اینکه در معرض جورشدهگی برشی قرار گرفته باشند؛ با این وجود اینکه کدامیک از آب یا هوا در فرایند دسته‌بندی دخالت دارند هنوز مشخص نیست. نتایج جورشدهگی برشی امید زنده ماندن برای افراد گیر افتاده در بهمن برف را

افزایش می‌دهد. چون بدن انسان‌ها نسبت به مابقی واریزه‌های موجود در جریان، نسبتاً بزرگ‌تر است، تحت تأثیر جورشدگی برشی به سطح بالای بهمن برف انتقال داده می‌شوند. امدادگران برای یافتن و نجات افراد مدفون شده در زیر بهمن برف فقط لایه‌های بالای نهشته بهمن را جستجو می‌کنند.

واژه بهمن همیشه تصاویر برف فرو ریخته از کوهستان‌ها با سرعت بالا و نابود کردن روستاهای آلبی را در ذهن ما تداعی می‌کند. این تصویر بر اساس رخدادهای فراوان این مخاطره در رشته‌کوه‌های آلپ اروپا ایجاد شده است. بهمن‌های برف در رشته‌کوه‌های **هیمالیا، آند** و **راکی** به خصوص در بهار یک مخاطره عادی هستند. یکی از جدیدترین فاجعه‌ها در سال ۱۹۷۸ در **کول دس موسس**^۱ در سوئیس رخ داد، در این حادثه فرو ریختن بهمن یک تله اسکی را زیر برف مدفون ساخت و موجب مرگ ۶۰ نفر شد. حتی شاهزاده **ولز** نیز نزدیک بود بر اثر سقوط یک بهمن بر سر گروه اسکی‌اش در سال ۱۹۸۷ کشته شود. دو مورد از بزرگ‌ترین این بلایا در طول جنگ‌ها رخ داده است. حمله **هانی پال** در زمستان سال ۲۱۸ قبل از میلاد به رُم از طریق رشته‌کوه‌های آلبی ایتالیا به وسیله‌ی بهمن‌های برف که ۱۸۰۰۰-۱۵۰۰۰ نفر از سربازانش را کشت، در هم شکسته شد. در جنگ جهانی اول، بهمن‌های برف- بسیاری از آنها به عمد و به وسیله‌ی شلیک گلوله توپ به وجود آمدند- تقریباً موجب مرگ ۴۰۰۰۰ سرباز ایتالیایی و استرالیایی شدند که در رشته‌کوه‌های آلپ ایتالیا می‌جنگیدند. دیگر بلایا خسارت کمتری به بار آوردند ولی خیلی خارق‌العاده بودند. بین سال‌های ۱۷۱۸ و ۱۷۲۰ در سوئیس، چهار بهمن مجزا جان بیش از ۲۵۰ نفر را گرفتند. بهمن بزرگ سوئیس در سال ۱۵۸۴ موجب مرگ ۳۰۰ نفر شد. در سال ۱۹۱۰ یک بهمن در شهر **والینگتون** در ایالت واشنگتن در رشته‌کوه‌های راکی دو قطار را در بر گرفت و ۹۶ نفر را به کام مرگ کشانید. در همین سال در **راجرز پاس**، در **بریتیش کلمبیا**، بهمن‌ها موجب مرگ ۶۲ نفر شدند. همچنین بهمن‌ها اخیراً در سال‌های ۲۰۰۰-۲۰۰۱ در سراسر جهان ۱۷۶ نفر را کشتند.

در سال‌های اخیر مخاطره بهمن‌های برف با تکنیک‌های پیشرفته کنترلی و اقدامات اصلاحی پیشگیرانه کاهش یافته‌اند. برای مثال، نقشه تمامی مناطق کوهستانی پرجمعیت را که احتمال وقوع بهمن در آنها وجود دارد ترسیم شده‌اند. این امر که بهمن‌ها در همان مکان قبلیشان رخ می‌دهند، به این ترسیم کمک می‌کند. افزایش ناگهانی دما بعد از بارش سنگین برف زمستانی یا بارش برف در طی فصل بهار همراه با باران، شرایط مناسبی برای رخداد بهمن برف پدید می‌آورند. مطالعات دینامیکی برف و یخ روی دامنه‌ها باعث تشخیص این شرایط با درجه‌ی بالایی از دقت می‌شود. ریز نفوذ سنج‌های حساسی که با سرعت ۲ سانتی متر در ثانیه به داخل برف فرو می‌روند می‌توانند اطلاعات جامعی در خصوص استحکام برف و تشخیص لایه‌هایی برفی سست واقع بر روی برف زده که «یخ برفی عمقی» نامیده می‌شود و شرایط اولیه را برای سقوط بهمن پدید می‌آورد، ارائه می‌کنند. در محیط‌های معتدل‌تر، یخ بستن مجدد برفابه ذوب شده- در ژاپن **زارامی یوکی**^۲ نامیده می‌شود- موجب پدید آمدن چنین شرایط مشابهی می‌شود. در رشته‌کوه‌های راکی آمریکای شمالی و آلپ اروپا قبل از اینکه یک بهمن به اندازه‌ی بزرگ شود تا یک فاجعه را ایجاد نماید از توپ‌های نظامی یا انفجارها برای سقوط آن استفاده می‌کنند. این تکنیک‌ها برای پاک‌سازی گذرگاه‌ها از جریان‌های بزرگ نابودکننده و برای محافظت از دامنه‌های اسکی در مناطق تفریحی بسیار مؤثر هستند. در مناطقی که مسیر جاده‌ها و قطارها عبور می‌کند غالباً از ناودان‌های بهمنی برای انحراف جریان‌های مکرر استفاده می‌کنند. این ناودان‌ها فقط شامل سقف‌های ناودانی می‌شوند که باعث انحراف و گذشتن بهمن‌ها از روی جاده‌ها و راه‌آهن‌ها بدون ایجاد خسارت می‌شوند. در نزدیکی مکان‌های مسکونی، جایی که این تکنیک‌ها غیر قابل اجرا هستند، از تکنیک‌های دیگر برای نگره داشتن، تغییر مسیر یا منحرف کردن این جریان استفاده می‌کنند. موانع منحرف‌کننده مرتفع در امتداد مسیرهای معمولی عبور بهمن، به منظور تغییر دادن بهمن‌های زمینی به یک بهمن کندتر، غیر شدید و هوایی، ساخته می‌شوند. برای منحرف ساختن بهمن‌ها از

1- Col des Mosses

2- zarame-yuki

روی مناطق مسکونی قطعات بتونی را می‌توان بر روی دامنه‌ها به کار گرفت. انتخاب عاقلانه مکان ساختمان و تقویت ساختمان‌های رو به دامنه‌های مستعد بهمن خیزی نیز می‌تواند باعث کاهش خسارات و مانع تلفات جانی شود.

فرونشست زمین

(شارپی، ۱۹۶۸؛ بولت و همکاران، ۱۹۷۵؛ کوآتیس، ۱۹۸۵، ۱۹۷۹؛ ویتو، ۱۹۸۰، هایس، ۱۹۸۱)^۱

فرونشست زمین نوع مهمی از ناپایداری زمین است که به مکانیسم‌های مطرح شده در این بخش بستگی ندارد. تقریباً می‌توان گفت که فرونشست زمین بیشتر ناشی از عوامل انسانی، استخراج آب و نفت و استخراج معدن، است. به دلیل این‌که بررسی مناسب عوامل مذکور خارج از حوصله این کتاب است، در این بخش تنها به دلایل و مکانیسم‌های طبیعی فرونشست زمین پرداخته می‌شود.

اهمیت فرونشست زمین به مقیاس‌های بزرگی، فضایی و زمانی آن بستگی دارد برای مثال یک چاله کارستی ناشی از انحلال سنگ آهک فقط برای مالک آن زمین دارای اهمیت است در حالی که فرونشست یکدست زمین در عرض چندین کیلومتر مربع می‌تواند جامعه‌ی بسیار گسترده‌ای را به شدت متأثر سازد. زلزله آلاسکا در سال ۱۹۶۴ در عرض چند دقیقه فرونشست منطقه‌ای، تکتونیک‌ی را در امتداد ساحل جنوبی آلاسکا پدید آورد که تأثیر وسیعی بر روی چشم‌انداز منطقه ایجاد نمود. این تغییر ناگهانی در موقعیت نسبی زمین و دریا منجر به مشکلات شدید اقتصادی در بنادر شد. در عین حال مناطقی نیز وجود دارد- مثل ساحل جنوبی انگلیس- که دچار فرونشست طولانی مدت پوسته زمین هستند؛ این فرونشست از پایان عصر یخبندان و از بین رفتن یخچال‌های قاره‌ای که عقبه آن به دوره پلیوسن بر می‌گردد شروع شده است. هرچند این فرونشست منطقه‌ای می‌تواند منجر به فرسایش ساحلی و سیلاب‌هایی شوند ولی برای انسان‌ها امکان سازگاری با این تغییرات وجود دارد.

مکانیسم‌های طبیعی که موجب فرونشست زمین می‌شوند به سه گروه: شیمیایی، مکانیکی و تکتونیک، طبقه‌بندی می‌شوند. عوامل شیمیایی فرونشست زمین اساساً شامل انحلال سنگ آهک، هالیت، ژپس، پتاس یا دیگر کانی‌های قابل انحلال توسط آب‌های زیرزمینی می‌شوند. به دلیل گستردگی فراوان سنگ آهک، پدید آمدن توپوگرافی کارست می‌تواند منجر به فرونشست ناگهانی زمین در مناطق بزرگی شود. این فرایند یک معضل ویژه در بخش‌های جنوب‌شرقی و غرب میانه ایالت متحده است، مناطقی که سنگ بستر آن از رسوبات سنگ آهک است. در استرالیا عوارض مربوط به فرونشست در سراسر دشت **نولارباربور**^۲ گسترده هستند، با این حال این منطقه نه پرجمعیت است و نه به شدت زیر کشت می‌رود، بنابراین این فرونشست کارستی تأثیر اندکی بر مردم دارد. یکی دیگر از دلایل شیمیایی نادر ولی شناخته شده برای فرونشست زمین احتراق طبیعی (یا اخیراً تخریب صنعتی) لایه‌های زغال سنگ است، مانند موردی که در کوهستان **برنینگ**^۳ واقع در شمال **اسکون** در **نیوساوت ولز** استرالیا رخ داد.

عوامل مکانیکی شامل خارج ساختن مواد و کانی‌ها (مثلاً از طریق تخلیه) از عمق خاک می‌شود. این فرایند شامل خارج شدن رسی‌های روان نیز می‌شود. با این حال مؤثرترین فرایند برای این منظور، ذوب عدسی‌های یخی در نواحی پرمافراست است. چون وجود پوشش گیاهی یک سطح عایق در مقابل نفوذ یا رخنه گرما به داخل زمین دائماً یخ زده پدید می‌آورد از بین رفتن این پوش اغلب منجر به ذوب فاجعه‌بار و جبران‌ناپذیر یخ زمینی و متعاقباً نشست سطحی خواهد شد. تعبیه کانال‌های گرمایی، تیرک‌های تلفن و پی ساختمان، باعث انتقال گرما از سطح به عمق زمین خواهند شد که فرایند ذوب را در پی خواهد داشت. حتی گرمای ناشی از یک ساختمان نیز می‌تواند از داخل پرمافراست عبور کند و موجب ذوب و فرونشست شود مگر

1- Sharpe; Bolt et al.; Coates; Whittow; Hays

2- Nullarbor Plain

3- Burning Mountain

اینکه با یک لایه میانی عایق مانع عبور این گرما گردد. تأثیر فرونشست زمین در مناطق پرمافراست نقش مهمی در کاربری زمین و توسعه اکوسیستم‌های شکننده اقلیم‌های سرد دارد.

فاکتورهای تکتونیکی شامل پیچ و تاب خوردن‌های پوسته زمین می‌شود. کره زمین یک توده کشسان است، برای مثال در اثر وزن یخچال‌ها به شدت دچار تغییر شکل می‌شود و این تغییر شکل بعد از اینکه فشار ناشی از وزن یخ تمام می‌شود به حالت اولیه باز می‌گردد. یخچالی شدن موجب برآمدگی و تورم زمین در فواصل دور جلوی جبهه توده‌ی یخ می‌شود. در این مناطق پس از عقب‌نشینی یخچال‌ها، پوسته زمین به حالت پیش از برآمدگی‌اش بر می‌گردد. بخش‌های بزرگی از خط ساحل جنوبی انگلستان، از جمله لندن و اروپای شمالی تحت تأثیر این فرایند قرار داشته‌اند و هم‌اکنون در معرض فرونشست زمین با سرعت فراتر از ۳-۲ میلی‌متر در سال هستند. این میزان فرونشینی به وسیله پیچش رو به پایین بلند مدت در جنوب حوضه دریای شمال تشدید شده است. اگر بالا آمدن سطح دریاها در قرن بعدی یک مخاطره بالقوه باشد؛ ممکن است افزایش سطح دریاها در این مناطق به وسیله این فرونشست تکتونیکی تشدید گردد. فرونشست همچنین می‌تواند بر اثر بارگذاری روی زمین نیز حادث شود. این عامل را امروزه می‌توان در مناطقی که حجم زیادی از رسوبات توسط رودخانه‌های بزرگ بر روی فلات قاره‌ای نازک رسوب‌گذاری می‌شوند، به صورت بارزی مشاهده نمود. بیشتر خطوط ساحلی اطراف دلتا می‌سی‌سی‌پی بر اثر ته‌نشینی رسوبات سرازیر شده از رودخانه می‌سی‌سی‌پی دچار تغییر شکل دائمی و بلند مدت پوسته زمین و فرونشینی هستند.

نتیجه‌گیری

مخاطرات مربوط به ناپایداری زمین دربرگیرنده دامنه‌ی بسیار وسیعی از فرایندها و پدیده‌های مرتبط با سایر مخاطرات مطرح شده در این کتاب می‌باشند. این مخاطرات همچنین در بازه‌های زمانی متفاوتی از خزش خاک به سمت پایین دامنه با سرعت چند میلی‌متر در سال تا انواع متفاوت بهمین با سرعت فراتر از ۳۰۰ کیلومتر در ساعت رخ می‌دهند. به چند دلیل ناپایداری‌های زمین معمولی‌ترین مخاطرات هستند. برای مثال، سولی‌فلوکسیون بر روی ۲۰ درصد خشکی‌های زمین تأثیر می‌گذارد یا خاک‌های انبساط‌پذیر و زمین لغزش‌ها به ترتیب بر روی ۳۳ و ۱۴ درصد نواحی ایالت متحده تأثیر می‌گذارند. با این وجود موضوع مخاطرات ناپایداری زمین بسیار مفصل‌تر از چیزی است که در چهارچوب این کتاب بگنجد. در حقیقت حضور دیدگاه‌های توأمأ علوم مهندسی و زمین‌شناسی در ارتباط با این مخاطرات باعث یک نوع گیجی و سردرگمی در کاربرد اصطلاحات شده است. این بدان معنی است که در تدوین مقررات برخی از پدیده‌های مهم مانند خاک‌های انبساط‌پذیر، مثلاً در علوم خاک این موضوع اهمیت چندانی ندارند در حالی که در این خصوص نظر محققان مخاطرات طبیعی چیز دیگری است. این امر همچنین باعث می‌گردد که تبادلات بین برنامه‌ریزان و قانون‌گذاران مشکل گردد و این مسأله تنها به خاطر اختلافات ویژه‌شناسی نیست بلکه همچنین ناشی از این است که مهندسان بیشتر به مباحث ریاضیاتی اهمیت می‌دهند در حالی که زمین‌شناسان و ژئومورفولوژیست‌ها تمایل زیادی به فرایندها و مورفولوژی دارند. علی‌رغم جلب توجه تعداد زیادی از محققان، بسیاری از جنبه‌های ناپایداری زمین هنوز ناشناخته باقی مانده‌اند. برای مثال، اطلاعات اندکی در مورد مکانیسم‌های حرکت بهمین واریزه‌ها وجود دارد. این امر به این معنی است که توانایی ما در پیش‌بینی وقوع برخی از مخاطرات مربوط به ناپایداری زمین، به قدر کافی اثر بخش نیستند. برای مثال تحقیقات در منطقه‌ی **وُلن گنگ** استرالیا نشان می‌دهد که هر زمان که میزان کلی بارش ماهانه به فراتر از ۶۰۰ میلی‌متر برسد، زمین لغزش‌ها افزایش می‌یابند. چنین شرایطی در ماه آوریل سال‌های ۱۹۸۸ و ۱۹۸۹ پدید آمد و هرچند موجب فرو ریختن چندین خاکریز مصنوعی شد ولی مقدار زمین لغزش‌هایی که روی دامنه‌های طبیعی ایجاد کرد به حد پیش‌بینی شده نرسید. در آخر باید متذکر شد که مخاطرات ناپایداری زمین غالباً با دیگر مخاطرات طبیعی مرتبط هستند. روانه‌ها، لغزش‌های زمین و بهمین‌ها، در پی سیکلون‌های حاره‌ای و دیگر طوفان‌های بزرگ مقیاس، زلزله‌ها و فوران آتشفشان‌ها به صورت پدیده‌های ثانویه رخ می‌دهند. حتی خشک‌سالی با تأثیری که بر روی تکرار وقوع انقباض و

انبساط خاک دارد بر روی پایداری خاک تأثیر می‌گذارد. به این دلایل، مخاطرات ناپایداری زمین، پدیده‌های ثانویه هستند و از لحاظ اهمیت در ردیف سیلاب‌ها، طوفان‌ها، زلزله‌ها یا آتشفشان‌ها قرار نمی‌گیرند.

مأخذ و منابعی برای مطالعه بیشتر

- Aune, Q.A. 1983. Quick clays and California's clays: no quick solutions. In Tank, R.W. (ed.) *Environmental Geology*. Oxford University Press, Oxford, pp. 145–150.
- Blong, R.J. and Johnson, R.W. 1986. Geological hazards in the southwest Pacific and southeast Asian region; identification, assessment, and impact. *BMR Journal of Australian Geology and Geophysics* 10: 1–15.
- Bolt, B.A., Horn, W.L., MacDonald, G.A., and Scott, R.F. 1975. *Geological Hazards*. Springer-Verlag, Berlin.
- Bowles, J.E. 1984. *Physical and Geotechnical Properties of Soils* (2nd edn). McGraw-Hill, Sydney.
- Chowdhury, R.N. 1978. *Slope Analysis*. Elsevier, Amsterdam.
- Coates, D.R. 1979. Subsurface influences. In Gregory, K.J. and Walling, D.E. (eds) *Man and Environmental Processes*. Dawson, Folkestone, pp. 163–188.
- Coates, D.R. 1985. *Geology and Society*. Chapman and Hall, New York.
- Cornell, J. 1976. *The Great International Disaster Book*. Scribner's, New York.
- Crozier, M.J. 1986. Landslides: Causes, Consequences and Environment. Croom Helm, London.
- Finlayson, B. and Statham, I. 1980. *Hillslope Analysis*. Butterworths, London.
- Goudie, A. (ed.). 1981. *Geomorphological Techniques*. Allen and Unwin, London.
- Hays, W.W. 1981. Facing geologic and hydrologic hazards: Earth-science considerations. *United States Geological Survey Professional Paper* 1240-B: 54–85.
- Innes, J. L. 1983. Debris flows. *Progress in Physical Geography* 7: 469–501.
- Leopold, L.B., Wolman, M.G., and Miller, J.P. 1964. *Fluvial Processes in Geomorphology*. Freeman, San Francisco.
- Scheidegger, A.E. 1975. *Physical Aspects of Natural Catastrophes*. Elsevier, Amsterdam.
- Sharpe, C.R.S. 1968. Landslides and Related Phenomena: A Study of Mass-Movements of Soil and Rock. Cooper Square, New York.
- Whittow, J. 1980. Disasters: The Anatomy of Environmental Hazards. Pelican, Harmondsworth.
- Wolman, D. 2003–2004. Charge of the ice brigade. *New Scientist* 20–27 December 2003–3 January 2004: 44–46.
- Varnes, D.J. 1978. Slope movement types and processes. In Schuster, R.L. and Krizek, R.J. (eds) *Landslides: Analysis and Control*. National Research Council Transportation Research Board Special Report No. 176: 11–33.
- Voight, B. (ed.). 1978. *Rock Slides and Avalanches I: Natural Phenomena*. Elsevier, Amsterdam.
- Young, A. 1972. *Slopes*. Oliver and Boyd, Edinburgh.
- Wiczonek, G.F., Larsen, M.C., Eaton, L.S., Morgan, B.A. and Blair, J.L. 2001. Debris-flow and flooding hazards associated with the December 1999 storm in coastal Venezuela and strategies for mitigation. *U.S. Geological Survey Open File Report* 01-144, <<http://pubs.usgs.gov/of/2001/ofr-01-0144/>>

فصل سیزدهم: واکنش‌های فردی و گروهی نسبت به مخاطرات طبیعی

مقدمه

کاهش اثرات و زنده ماندن در برابر مخاطره طبیعی در نهایت به افراد، خانواده و جامعه بستگی دارد. فردی ممکن است به هشدارها توجه کند و خود را برای مقابله و رویارویی با یک خطر قریب‌الوقوع و واکنش به آن مخاطره آماده سازد. در پایان هر حادثه افراد، واحد خانواده یا جامعه محلی، به صورت متفاوت و در غالب خسارت به اموال، مجروح شدن، ناپدید شدن دوستان یا وابستگان، یا مرگ آسیب می‌بینند. اگر این واحدهای کوچک اجتماعی قادر به تشخیص مخاطره احتمالی در محیطشان باشند و قبل از وقوع به آنها واکنش نشان دهند، آن وقت با خسارت مالی و تلفات جانی اندکی روبه‌رو هستند. متأسفانه عدم توجه به توصیه‌ها یا علائم هشدار لزوماً نه به خاطر حماقت بلکه به خاطر دلایل بسیار مهم شخصی و اجتماعی - اقتصادی است. واکنش افراد، خانواده‌ها و گروه‌های اجتماعی بعد از وقوع یک مخاطره، همچنین از لحاظ فیزیکی و روانی، توانایی افراد در مصون ماندن را مشخص می‌کنند. برخی افراد و خانوارها برای بازسازی ساختمان‌ها، قادر به رفع تمام موانع اداری پیش رو هستند ولی گروه‌های دیگر علی‌رغم تمام حمایت‌ها و پشتیبان‌های مالی موجود از آنها، فعالیتشان را متوقف می‌کنند. این فصل به بررسی برخی از واکنش‌های این گروه‌ها و افراد می‌پردازد.

قبل از وقوع حادثه

(بارتون و همکاران، ۱۹۷۸)^۱

اعلام هشدار و تخلیه‌ی شهر

مردم نسبت به ادراکشان از یک مخاطره به طور متفاوتی واکنش نشان می‌دهند. هرچند افرادی وجود دارد که تا صدای غرش زلزله را نشنوند و تکان‌های زلزله را احساس نکنند ممکن است به وقوع حادثه در شرف وقوع پی‌نبرند، ولی اکثراً آنهایی که در یک ناحیه مستعد زلزله زندگی می‌کنند، پی‌می‌برند. برای مثال ۲۳۰۰۰۰۰۰ نفر در امتداد گسل *سان‌آندریاس* واقع در جنوب کالیفرنیا زندگی می‌کنند. بخش عمده‌ی این جمعیت می‌دانند که با یک زلزله‌ی بزرگ روبه‌رو هستند ولی علی‌رغم این خطر به زندگی‌شان ادامه می‌دهند. مردم شهر *ولن‌گاتن* نیوزلند، جایی که یک زلزله‌ی بزرگ می‌تواند تمام شهر را در یک لحظه

با خاک یکسان کند، با چنین تصمیمی روبه‌رو هستند. شهر وُلن‌گاتن در حال گسترش در امتداد یک زون گسلی است. در هر دو مورد، این حس به وطن یا خانه است که بر تمامی استرس‌ها و دلواپسی‌های مربوط به خطر مخاطره فایق می‌آید. انسان‌هایی که در یک ناحیه به دنیا می‌آیند تمایل دارند در همان جا بمانند و به زندگی‌شان ادامه دهند. خانه‌ها آشنا هستند، مردم همدیگر را می‌شناسند و در سطوح شخصی با هم مرتبط هستند. نوعی هویت تاریخی نسبت به یک منطقه وجود دارد که تسلیم شدن و رها کردن آن را مشکل می‌سازد. همچنین نیاز به حفظ ارتباط با گذشتگان یا نیاکان برای تداوم بخشیدن به ریشه‌های خانوادگی نیز ضروری است. مردم به ارتباط با مکان و تاریخ نیاز دارند. هیچ تهدیدی یا مخاطره‌ای باعث نمی‌شود که آنها منطقه را ترک کنند، آنها تنها خطرات را به منظور کاهش میزان وقوع مخاطره یا اثرات آن مورد ارزیابی قرار می‌دهند. ساکنان *سان‌فرانسیسکو* به جای تاکید بر زلزله‌ی بزرگ سال ۱۹۰۶ از آتش‌سوزی بزرگ سال ۱۹۰۶ سخن به میان می‌آورد. در ذهن این مردم، نسبت به زلزله‌های بزرگ، آتش‌سوزی‌های بزرگ نادر و کمیاب‌تر هستند و این از این روست که چنین حادثه‌ای به ندرت تکرار می‌شود. اگر مکانی از لحاظ اقلیمی جذابیت داشته باشد، سبک زندگی افسون‌گر یا فرصت‌های اقتصادی بهتری را فراهم نماید علی‌رغم وجود هر گونه فاجعه و مصیبتی به رشد خود ادامه می‌دهد. به عبارت دیگر چرا مردم کالیفرنیا را ترک نمی‌کنند؟ یا اینکه چرا شهر *مکزیکوسیتی* از سال ۱۹۶۰ به سرعت رشد می‌کند؟ و چرا وُلن‌گاتن، نیوزیلند به طور پیوسته در حال گسترش است.

در کوتاه مدت، حتی در مکان‌های فوق، هشدار یک خطر قریب‌الوقوع جدا از بی‌توجهی موجب یک واکنش غیرمنتظره می‌شود. برای مثال در طول آتش‌سوزی *اش‌ونزدی* در سال ۱۹۸۳ در استرالیا، بسیاری از مردم با وجود گرمای طاقت فرسا با خونسردی در مشروب‌فروشی‌ها نشسته بودند در حالی که آنها شاهد یکی از بدترین آتش‌سوزی‌های بزرگ بودند که در حال نزدیک شدن به آنها بود (شکل ۱-۱۳). واکنش‌های منجر به عدم تخلیه ممکن است نشانه‌ی عرض اندام مردانه حاکی از شجاعت و بی‌پروایی جامعه، واکنش روانی نرمال از اضطراب و دل‌نگرانی اندک، یک تحریم مذهبی، یا حتی حساسیت برای انجام دادن کاری باشد. برای مثال نمونه‌ای از تحریم مذهبی در طول خیزاب‌های سیکلونی سال ۱۹۵۷ در بنگلادش (پاکستان شرقی) اتفاق افتاد. سیکلون به تعداد زیادی از زنانی که به سبب قوانین مذهبی برای یک ماه از رفتن به بیرون از خانه محروم بودند، صدمه وارد کرد. حتی اگر هشدار وقوع خیزاب‌های طوفانی به شهروندان اعلام می‌شد، تعداد کمی از زنان این تحریم مذهبی را نقض می‌کردند و از شهر خارج می‌شدند. به خاطر دلایل دیگر، هیچ واکنشی به مخاطرات قریب‌الوقوع رخ نمی‌دهد. هشدارهای فاجعه به معنای تخلیه می‌باشند و ممکن است این جدایی افراطی از زندگی روزمره امر قابل قبولی نباشد. همچنین ممکن است فشار گروه‌های همسال نیز مؤثر افتد، اگر در محله‌تان تنها کسی باشید که شهر را تخلیه می‌کنید، آن وقت مورد تمسخر قرار می‌گیرد و ممکن است احمق به نظر برسید. این مسأله (تمسخر) همواره یک واکنش انسانی به هشدارهای فاجعه بوده است. برای مثال در سال ۱۵۴۹ میلادی یک قاضی در شرق ایران، زلزله‌ای را پیش‌بینی کرد. بعد از تلاش برای متقاعد کردن دوستانش برای ترک خانه‌ها و رفتن به فضای باز و عدم موفقیت در این کار خود به تنهایی بیرون می‌رود. بعد از چندین ساعت ایستادن در هوای سرد، تصمیم می‌گیرد به خانه برگردد تا در کنار ۳۰۰۰ نفر دیگری که بر اثر زلزله قریب‌الوقوع کشته شدند، جان‌ش را از دست بدهد (میکایلس ۱۹۸۵). حوادث قریب‌الوقوع همچنین زمان نگرانی، ترس و سردرگمی نیز است. بیشتر مردم جزیره‌ی *هیلو*، هاوایی در واکنش به آژیرهای هشدار نزدیک شدن یک سونامی در پی زلزله‌ی شیلی در ۲۳ می ۱۹۶۰ دستپاچه و سردرگم شدند. (لاچمن و دیگران، ۱۹۶۱). به دنبال این آژیرهای اعلام خطر تنها ۴۱٪ مردم به مکان‌های امن انتقال یافتند. ۲۷٪ جمعیت از جمله کسانی که از شهر خارج شده بودند، نمی‌دانستند که این آژیرها به چه معنا هستند، و ۴۶٪ فکر کردند که این آژیرها یک هشدار مقدماتی بوده است.



شکل ۱۳-۱- افراد حاضر در یک کلوب در لورن، ویکتوریا که به صورت اتفاقی به تماشای آتش سوزی / اش و نزدی در ۱۶ فوریه ۱۹۸۳ نشسته‌اند در حالیکه به طرف آنها در حال پیشروی است (عکس و اجازه باز تولید از ایچ، ملبورن) - برای آنها این آتش سوزی به یکی از بزرگترین آتش‌سوزی‌هایی تبدیل شد که شاهد آن بودند.

بیشتر نگرانی‌ها از این است که هیچ مکانیسمی برای آگاه ساختن مردم از امن بودن مکان برای بازگشت وجود ندارد. از ۶۱ نفری که توسط این سونامی کشته شدند خیلی از آنها بر این باور بودند که بعد از ورود چندین موج به ساحل، دیگر خطری وجود ندارد و ساحل به حد کافی برای برگشتن امن است. تصمیم مشخص بر ماندن ممکن است بیانگر یک مکانیسم نهانی برای رویارویی با خطرات ناشناخته و غیرمنتظره باشد. عموماً افراد دارای وضعیت پایین اجتماعی - اقتصادی، اقلیت‌های مذهبی و زنان به میزان اندکی نسبت به هشدارها واکنش نشان می‌دهند. پذیرش و مدیریت چنین تغییری از لحاظ فیزیکی و روانی برای افراد مسن مشکل‌تر است. برای مثال در هنگام فوران کوه **سنت هلن** یک پیرمرد جاننش را از دست داد، چون علی‌رغم تمام هشدارها، از تخلیه‌ی شهر امتناع کرد. وی تمام عمرش را در آنجا سپری کرده بود و هیچ چیز نتوانست او را به رفتن قانع کند. در طی وقوع سیکلون‌های حاره‌ای در ایالت متحده، نیروی شبه نظامی به زور اسلحه مردم را از نواحی ساحلی خارج می‌کردند. در آتش‌سوزی وسیع استرالیا در سال ۱۹۸۳ در امتداد ساحل جنوبی **ملبورن**، زوج‌هایی پیر جانشان را از دست دادند، زیرا آنها از جوامع جدا شده‌اند و جای دیگری برای رفتن آنها نیز وجود ندارد، اگر قرار است خانه‌های بازنشستگی‌شان به سبب آتش‌سوزی ویران شود، می‌مانند تا آنها را نجات دهند یا همراه آنها نابود شوند.

این واکنش به حوادث قریب‌الوقوع را می‌توان از نظر روان‌شناسی تشریح نمود. افراد خیلی دلواپس، حوادثی را که در اطرافشان رخ می‌دهند، به عنوان تأییدی برای دلواپسی و نگرانی خود می‌دانند. آنها تمایل به انجام اقدام دارند و از لحاظ روان‌شناسی می‌خواهند زنده بمانند. همچنین مردمی که اعتقاد دارند خودشان کنترل زندگی‌شان را در دست دارند، نیز برای زنده ماندن تلاش می‌کنند. در مقابل افرادی که کمتر دلواپسند یا جبرگرا هستند اعتقاد دارند که زندگی‌شان از خارج کنترل می‌شود. این تفاوت‌ها همچنین در گروه‌های اجتماعی - فرهنگی متفاوت نیز دیده می‌شود. برای مثال، همان‌گونه که در فصل سوم ذکر کردیم، **سیمس و بومان** (۱۹۷۲) اظهار کردند که درصد مرگ و میرهای ناشی از وقوع تورنادوها در جنوب ایالت متحده، نسبت به شمال آن بیشتر می‌باشد. مردم در ایالت **آلاباما** نسبت به اداره‌ی هواشناسی و هشدارهایش بی‌اعتماد هستند. آنها منتظر تقدیرشان هستند و در نتیجه مردمان این ایالت در اثر وقوع تورنادوها با تعداد بیشتری از مرگ و میرها مواجه هستند. از طرف دیگر، مردمان **ایلی‌نویز** اعتقاد دارند که کنترل زندگی روزمره در اختیار خوششان است، تکنولوژی محورند و در برابر خطر تورنادوها دوراندیش هستند. در نتیجه در برابر خطرات بهتر عمل می‌کنند.

برای افرادی تخلیه یک تصمیم پرهزینه است. صرف عمل تخلیه صرف‌نظر از اینکه چگونه سازماندهی و اجرا شود، هزینه

بردار است. تخلیه به معنای کاهش درآمد برای اکثر اقشار جامعه است. برای مثال، ماهیگیران *کارائیب* در طول سیکلون‌ها شهر را تخلیه نمی‌کنند. ماندن در پشت قایق‌هایشان خیلی قابل قبول‌تر است تا اینکه شهر را ترک کنند، زیرا می‌دانند تخلیه برایشان بار مالی دارد و برای مدتی نیز درآمدشان را از دست می‌دهند. اگر درآمد شما برای بازپرداخت وام‌های گران صرف می‌شود یا شما را در مقابل نزول خوار ایمن می‌دارد از دست دادن درآمد غیر قابل قبول می‌باشد. در این مورد تنها در صورتی تخلیه‌ی امکان پذیر است که مخاطره قطعیت داشته باشد.

دادن هشدارهای دروغین باعث مؤثر واقع نشدن دیگر هشدارها می‌شود. برای مثال، علی‌رغم سه روز هشدار متوالی به شهروندان *داروین* در مورد نزدیک شدن سیکلون *تریسی* در سال ۱۹۷۴، تنها ۳۰٪ مردم این هشدارها را جدی گرفتند و برای رویارویی با آن دست به اقداماتی زدند. این امر ناشی از نزدیک شدن یک سیکلون به شهر داروین در چند هفته قبل و تغییر مسیر دادن این سیکلون بود. خطرات دروغین مربوط به سیکلون‌ها همیشه در شهر داروین پخش می‌شدند. از بدشناسی سیکلون *تریسی* درست قبل از کریسمس رخ می‌دهد. آماده شدن برای وقوع سیکلون *تریسی* به معنی وقفه در جشن کریسمس و رویارویی با سیکلونی است که ممکن است هرگز رخ ندهد. تخلیه به معنی رفتن به مناطق غیر ساحلی است، جایی که هیچ‌گونه امکاناتی وجود ندارد و امکان گیر افتادن در زیر باران‌های شدید وجود دارد. در ایالات متحده نیز هشدارهای وقوع تورنادو مورد توجه قرار نمی‌گیرند زیرا این هشدارها برای مناطق خیلی بزرگی اعلام می‌شوند، در حالی که احتمال وقوع این تورنادوها در بخش‌هایی از این مناطق بسیار اندک است. اداره‌ی هواشناسی چنین می‌پندارد که تمام افراد به هشدار واکنش نشان خواهند داد. در حالی که تعداد کسانی که با یک تورنادو روبه‌رو شده‌اند انگشت‌شمار هستند و اکثر مردم هم نمی‌دانند چه اقداماتی انجام دهند و چه تدبیری به کار گیرند. امروزه گروه‌های حفاظت شهری در ایالت متحده از مردم تقاضای زیادی برای تخلیه‌ی شهر می‌کنند. برای مثال بعد از اینکه گزارشگر اخبار هواشناسی هشدار وقوع یک سیکلون حاره‌ای را پخش کرد، رئیس سازمان حفاظت شهری مانع پخش بیشتر این خبر می‌شود، پس از اطمینان از خطر وقوع سیکلون اعلام می‌کند که خطر جدی و واقعی است و مردم برای امنیت خودشان سریعاً باید شهر را ترک کنند. البته این امر قبل از رسیدن هاریکان *اندرو* به خشکی، در سال ۱۹۹۲ اتفاق نیفتاد.

همچنین افرادی وجود دارد که کاملاً مایل به تخلیه هستند، حتی اگر علایم حادثه یا خطر قریب‌الوقوع هنوز برای جامعه مشخص نباشد. در عین حال بسیاری از مردم مطلع از طبیعت از قبیل سرخ‌پوستان امریکای شمالی، هفته‌ها قبل از وقوع حادثه با مشاهده‌ی طبیعت، منطقه را ترک می‌کنند، و به علایم جزئی و غیرمستقیم حشرات و حیوانات واکنش نشان می‌دهند. برای مثال، بسیاری از سرخ‌پوستان ساکن منطقه‌ی کوه *سنت‌هلن* قبل از فوران آتشفشان، منطقه را ترک کردند، چون متوجه شدند که حیوانات همین کار را انجام می‌دهند. در همین ارتباط قبایل سرخ‌پوست ساکن جنوب کالیفرنیا که در منطقه مستعد سیلاب زندگی می‌کنند در اوج یک دوره خشک‌سالی این منطقه را ترک کردند، زیرا متوجه شدند که حشرات و حیواناتی که در زیر زمین لانه دارند، به نواحی مرتفع پناه می‌برند. چند هفته بعد از این مهاجرت یک سیلاب ناگهانی و برق‌آسا منطقه را در بر گرفت و به خشکسالی نیز پایان داد.

تخلیه‌ی شهر نیز می‌تواند همراه با خطر باشد. ممکن است به نظر برسد گریختن از خشکی‌های در معرض و مسیر یک سیکلون، سودمند است و یقیناً درست است یا اگر هشدار وقوع زلزله اعلام شود عاقلانه است که خانه‌ها را ترک کنیم و به مکان‌های باز برویم. چنین تخلیه‌ای همچنین اگر یک آتش مهیب با سرعت ۲۰ کیلومتر در ساعت به سوی خانه‌های ما در حال پیشروی باشد، مثل آنچه در آتش‌سوزی *اش‌ونزدی* در استرالیا در سال ۱۹۸۳ اتفاق افتاد، مناسب و شایسته است. هر چند مطالعه و تحقیق *ویلسون* و *فرگوسن* (۱۹۸۵) از مناطق مسکونی واقع در کوهستان *ماسدون* نشان می‌دهد که بهتر است از این آتش‌سوزی‌ها فرار نکنیم. در مقایسه با خانه‌هایی که بدون صاحب رها شدند، تنها ۴۴٪ آنها سالم باقی ماند ۸۲٪ از خانه‌هایی که

در آنها زندگی می‌شد سالم ماندند. این شواهد و قرائن در طول آتش‌سوزی‌های ویرانگر که ۲۰ سال بعد شهر کانبرا را نابود کردند، مورد توجه قرار نگرفتند. در کوهستان **ماسدون** ۶ نفر جانشان را از دست دادند؛ با این حال، این تعداد اندک کشته‌شدگان را نمی‌توان به در خانه ماندن مردم برای مبارزه با آتش نسبت داد. تخلیه‌ی شهر در هنگام این آتش‌سوزی کاملاً کشنده و مرگبار بود. دیگر افراد تخلیه شده جاده‌ها را مسدود کرده بودند، دود آتش‌سوزی رانندگی را غیرممکن ساخته بود و برخی از ماشین‌ها در بیرون شهر و در جاهایی که احتمالی مرگ بر اثر شعله‌های حرارتی وجود داشت، گیر افتادند. همچنین فرار با ماشین در هنگام نزدیک شدن تورنادو نیز کاری غیرعقلانه است. مطالعات انجام گرفته در ایالت متحده نشان می‌دهند که ۶۰-۵۰ درصد مرگ‌ها و صدمات ناشی از تورنادوها به سبب شکستن شیشه‌ی جلوی ماشین‌ها و پرتاب شدن این شیشه‌ها بوده است.

در برخی موارد، جایی که حادثه به طور اتفاقی و ناگهانی رخ می‌دهد، ممکن است تخلیه رویکرد قابل قبولی نباشد. افراد در طی اکثر زلزله‌ها یا زمین‌لغزش‌ها برای نشان دادن واکنش فقط چند ثانیه زمان دارند. برخلاف تصمیم‌های فردی تصمیم به تخلیه سازمان یافته ده‌ها یا صدها نفری، باید به سرعت و آگاهانه گرفته شوند. از لحاظ روانی تصمیم به تغییر وضعیت متداول بسیار مشکل است و در برخی موارد از لحاظ فیزیکی نیز غیرممکن است. برای روشن شدن قضیه به ذکر یک تجربه می‌پردازم. به عنوان یک کارشناس می‌دانم که در هنگام طوفان تندر، ایستادن در فضای باز بسیار خطرناک است ولی با این وجود، در یک مسابقه فوتبال تحت چنین شرایطی تنها نظاره‌گر بودم و به علت خجالت زیاد بی‌تحرك ایستاده بودم و نتوانستم وارد میدان شوم و به خاطر خطر قریب‌الوقوع، دستور ترک زمین بازی را بدهم. بیشتر افراد، عاقل و فهیم در آستانه‌ی خطر بلاای طبیعی به طور قابل توجهی خونسردی خود را حفظ می‌کنند.

آمادگی، در صورت اعلام خطر

در اکثر موارد فوق‌العاده‌ی که بدون حرکت می‌مانند و برای رویارویی با حادثه آماده نمی‌شوند، استثناء هستند. برای مثال، در ایالت متحده، میلیون‌ها نفر به موقع و به ترتیب از مسیر حرکت تورنادوها تخلیه می‌شوند. خطر کشته شدن خود شخص یا تلف شدن بستگان نزدیک باعث می‌گردد که افراد بر ریسک ماندن غلبه کنند و رفتن را بر ماندن ترجیح دهند. برای بیشتر ساکنان مناطق در معرض خطر سیکلون در استرالیا، نزدیک شدن یک سیکلون به معنی بستن و محکم کردن اشیای آویزان در خانه و حیاط، جمع کردن آذوقه و آب به مدت سه روز و بستن پنجره‌هاست. برخی اشخاص چنین تدابیری را بسیار جدی می‌گیرند.

آمادگی افراد در برابر حوادث قریب‌الوقوع به ترتیب پیرامون ۴ مقوله قرار دارد: خود فرد، خانواده، اموال و جامعه. آمادگی فردی می‌تواند دامنه‌ای از برداشتن پوشاک، مسواک تا آمادگی ذهنی شود. خصیصه‌ی آخری معمولاً شامل برخی از انواع تخلیه‌ی هیجانی مثل تخلیه تشویش و نگرانی یا ترس شخص، خانواده یا دوستان، یا مصرف یک نوشیدنی آرام‌بخش یا الکلی باشد. در برخی موارد، می‌تواند شامل دعا و نیایش برای امداد الهی یا شفاعت گردد. اولین مقوله‌ی مهم در رویارویی با هر مخاطره‌ای آمادگی فردی می‌باشد. برای آنها که دارای بستگان درجه یک هستند، اولویت دوم تضمین سلامتی و امنیت، آمادگی و ثبات ذهنی آنهاست. تحت این شرایط ممکن است برخی افراد اقدام به چک کردن امنیت و مصون بودن بستگان نزدیک بکنند که آیا در منطقه‌ی مستعد خطری زندگی می‌کنند یا برای اطمینان از سالم بودن بستگان دور با آنها ارتباط برقرار کنند.

نگرانی بعدی در خصوص اموال و دارایی‌ها است. معمولاً این مقوله، شامل خانه و دارایی خود و بستگان نزدیک درست پیش از هر حادثه‌ای می‌شود. برای مثال، **مک‌کی** (۱۹۸۳) به دنبال آتش‌سوزی **اش‌ونزدی** در سال ۱۹۸۳ دریافت که درجه‌ی آمادگی برای رویارویی با آتش‌سوزی در **آدلایت هیلز** با سراسر ناحیه تفاوت داشت. کمتر از ۲۰٪ مردم کاری انجام ندادند. ۵۴٪ در اقدامات موقتی یا دائمی برای رویارویی با آتش‌سوزی شرکت کردند. اقدامات موقتی شامل فعالیت‌های پیشگیرانه‌ای مثل پاک‌سازی محله‌ها از برگ درختان و کندن علف‌های هرز در اطراف ساختمان‌ها می‌شود. اقدامات دائمی نیز شامل تغییرات

ساختاری در خانه‌ها، تغییر چشم‌انداز یا ایجاد یک سیستم آب‌پاشی برای خاموش کردن آتش‌سوزی‌ها می‌شود. این اقدامات مفید و کارساز به نگهداری کمی نیاز دارند ولی در عین حال گران و پر هزینه هستند. در این ارتباط لازم به ذکر است که هیچ رابطه‌ای بین تعداد و انواع اقدامات به کار گرفته شده و وضعیت اجتماعی - اقتصادی وجود ندارد. با وجود این افراد مستأجر تمایل به انجام اقدامات کمتری دارند. تقریباً ۶۰٪ مردم بعد از مشورت با همسایه‌ها، دوستان و بستگان‌شان خود را آماده می‌سازند. تنها ۹٪ مردم از گروه‌های اجتماعی و ۱۱٪ از مأموران آتش‌نشانی اطلاعات لازم را دریافت می‌کنند. **درابک** (۱۹۸۶) نیز همین روند را در بسیاری از مخاطره‌های دیگر جهانی یافت. بدیهی است که مردم برای مشاوره بیشتر به همسایه‌ها یا بستگان خود اعتماد می‌کنند تا به گروه‌های دولتی و یا کارشناسان خبره. به طور قابل توجهی افرادی که دارای همسایه‌های با تجربه در زمینه آتش‌سوزی بزرگ هستند یا مردمی که خودشان در چند سال گذشته تحت تأثیر آتش‌سوزی قرار گرفته‌اند، تدابیر بهتر و بزرگ‌تری انجام می‌دهند. در استرالیا، شوق و اشتیاق مردم برای انجام اقدامات پیشگیرانه در برابر آتش‌سوزی بوت‌زارها، ممکن است با فراموشی آخرین آتش‌سوزی کاهش یابد. وقتی خطر افزایش می‌یابد، بخش‌های بزرگی از جامعه ممکن است هنوز آمادگی لازم برای رویارویی با آتش‌سوزی بوت‌زارها را نداشته باشند. غلبه بر این امر ممکن است به یک برنامه‌ی تبلیغات سالانه که مردم را از تداوم خطر آگاه سازد، نیاز داشته باشد. همین الگو در ایالت متحده در ارتباط با میزان آمادگی مردم در برابر سیکلون‌ها وجود دارد.

در طول هر حادثه‌ی حزن‌انگیزی، قربانیان معمولاً تلاش می‌کنند خانه‌هایشان را نجات دهند و اگر امید اندکی برای نجات خانه‌ها وجود داشته باشد آن وقت ابتدا اموال شخصی یا یادگاری‌هایی مثل عکس‌ها، نشانه‌های افتخار، یا هدایا و جوایز را نجات می‌دهند و سپس اگر زمان کافی داشته باشند، اموال گران‌قیمت و قابل حمل را نجات می‌دهند. واکنش نسبت به حیوانات دست‌آموز خانگی نیز دربرگیرنده چنین رفتارهایی می‌باشد. گاهی اوقات تلاش برای نجات حیوانات خانگی یا چارپایان منجر به کشته شدن افراد می‌گردد که این ریسک خطر را افزایش می‌دهد. برای مثال هنگام وقوع سیلاب‌ها در *استرالیا* دیده شده است که کشاورزان گله‌ی گاوهای شیرده را در خانه نگهداری می‌کنند. هنگام تخلیه‌ی ۴۰۰۰۰ خانواده در *می‌سی‌سی‌پی*، *انتاریو*، *کانادا* به دنبال نشت گاز در سال ۱۹۷۹، ۳۰۰۰۰ حیوانات دست‌آموز نیز از شهر تخلیه شدند. اگر کسب آمادگی برای یک مخاطره‌ی قریب‌الوقوع به طور کامل اجرا شود و قربانیان دریابند که چنین آمادگی‌شانس زنده ماندن و حفظ اموال آنها را افزایش می‌دهد، اثر و خسارت حادثه کاهش می‌یابد و نحوه‌ی بهبودی بعد از حادثه نیز خیلی موفق‌تر و بهتر پیش می‌رود.

برخورد با حوادث و پیامدهای آن

واکنش در طول حوادث

واکنش در طول حادثه نیز پیرامون همان چهار مقوله‌ای می‌گردد که بر آمادگی انسان‌ها برای رویارویی با یک حادثه تأثیر می‌گذارد. این مسأله که کسی که در معرض یک سیکلون حاره‌ای قرار دارد نگران وضعیت اقتصادی آمریکا یا استرالیا باشد شک برانگیز است. تقریباً تمامی بررسی‌هایی که به توصیف رفتار انسان‌ها در طول یک فاجعه‌ی طبیعی می‌پردازند به عدم ترس و وحشت اشاره می‌کنند. در مواجهه با ناملایمت‌ها و مصیبت‌ها برخی مردم ممکن است هول کنند، ولی ظاهراً بیشتر مردم آرام می‌مانند. حالت جنون‌آمیز به ندرت پیش می‌آید. در یک تحقیق جامع از آثار ادبی و نوشته‌ها، **درابک** (۱۹۸۶) هیچ شواهد و قرائنی مبنی بر حوادثی که موجب ترس و وحشت شده باشند، پیدا نکرد. عموماً رسانه‌ها با بزرگ جلوه دادن وقایع به افسانه‌های وحشت‌آور دامن می‌زنند و با این کار منجر به رفتارهای غیرمنطقی می‌گردند. معمولاً به خاطر اغراق در مخاطره ترس و وحشت عمومی ایجاد می‌گردد که این مسأله منتهی به واکنش بیش از اندازه برای گریختن از خطر می‌گردد؛ یا زمانی که ترس و وحشت عمومی وجود داشته باشد مثلاً در یک موقعیت ناگوار مانند آتش‌سوزی در حال گسترش، زمان زیادی صرف تأیید و پذیرفتن خطر می‌شود که باعث می‌گردد زمان اندکی برای واکنش مناسب باقی بماند.

در هنگام حوادث تلاش برای حفاظت از خانواده یک گزینه انسانی است. این گزینه باعث نادیده گرفتن تمام ترس و وحشت‌ها می‌شود. مکانیسمی که این محافظت را تضمین می‌کند، در کنار هم ماندن افراد خانواده یا جمع شدن در طول موقعیت‌های تهدیدکننده زندگی است. قربانیان سیکلون‌های حاره‌ای در استرالیا معمولاً برای در امان ماندن در دستشویی جمع می‌شوند، زیرا در ساختمان‌های جدید طراحی این اتاق به گونه‌ای است که در برابر بادهای شدید به بهترین نحو مقاومت می‌کند. در طی وقوع سیکلون تریسی در سال ۱۹۷۴، فضاهاى کوچک مؤثر واقع نشدند. خانواده‌ای که در اتاق خواب زیر یک تختخواب جمع شده بودند، وقتی چهارچوب خانه از هم پاشیده شد، خود را در معرض یک طوفان قدرتمند دیدند. تخت در راستای باد شروع به حرکت کرد و تنها زمانی که یک پایه‌ی تخت در کف ساختمان فرو رفت از حرکت باز ایستاد. قربانیان زلزله‌ها اغلب به صورت دسته جمعی در میان انبوه ساختمان‌های فرو ریخته پیدا می‌شوند. اغلب در موقعیت‌های شگفت‌انگیز بزرگ‌ترها بچه‌ها را نجات می‌دهند. برای مثال، در طی جریان *واریزه* (ریزش) ناشی از زلزله سال ۱۹۷۰ کوه *هواسکاران* در *یانگای پرو* پدری بعد از این که دو کودکش را به جای امنی بر روی یک شیب پرتاب می‌کند در اثر ریزش جریان واریزه بر سرش کشته می‌شود. به دنبال *لاهار نوادا دل رویز* سال ۱۹۸۵ در کلمبیا، کودکی را در یک ساختمان یافتند که تا گردن در گل و لای گیر افتاده بود در حالی که توسط پدرش که جانش را از دست داده بود بالا نگه داشته شده بود.

مثال‌های ذیل، دیگر واکنش‌های اساسی در طول بلایا را نشان می‌دهد و این همان گزینه ذاتی برای زنده ماندن است. در زلزله‌ی مکزیک سال ۱۹۸۵، چند کودک به طور خارق‌العاده در بخش زایمان یک بیمارستان مخروبه تا دو هفته پس از زلزله زنده ماندند، زیرا بدن آنها در یک وضعیت طبیعی به خواب زمستانی فرو رفت که این امر باعث حفظ مایع و انرژی بدنشان شد. قربانیان (کسانی که به شدت آسیب دیده‌اند) دیگری نیز بعد از دوره‌ای مشابه از محبوس ماندن در زیر معادن فرو ریخته، آوار ساختمان‌های ویران شده توسط زلزله‌ها، بمب‌گذاری‌ها و بهمن‌ها زنده بیرون آورده شده‌اند. تقریباً تمام قربانیان به خاطر تصمیم به زنده ماندن، احساسی که پیش از مرگ داشتند و این احساس که هنوز کارهای زیادی برای انجام دادن در زندگی دارند، جان سالم به در بردند. فوران آتشفشان *تاراورا*^۱ در ۱۰ ژوئن سال ۱۸۸۶ در *نیوزیلند*، روستاهای *مائوری* را زیر ۲ متر خاکستر آتشفشان و گل و لای مدفون ساخت و ۱۵۶ نفر را به کام مرگ کشانید. یک بازمانده ۱۰۰ ساله به اسم *توهوتو* از قبیله *آراوا* بعد از ۴ روز مدفون شدن در خانه‌اش، با وضعیت جسمانی سالمی از زیر آوار بیرون آورده شد. در حقیقت او به نجات دهندگانش گفت کنار بروید چون خداوند از وی محافظت می‌کند. ۱۰ روز بعد وی تحت مراقبت‌های پزشکی در بیمارستان جان سپرد. دختری که در جریان *لارها* نوامبر سال ۱۹۸۵ در کلمبیا گیر افتاده بود چنین سرنوشتی پیدا کرد. وی به مدت چندین روز امیدوارانه در گل و لای زنده ماند بود و درست قبل از اینکه از داخل گل بیرون کشیده شود جانش را از دست داد. در واقع اولین کسانی که بعد از وقوع سیکلون تریسی وارد شهر داروین شدند و با شهر نابود شده مواجه گردیدند پیش‌بینی می‌کردند که بیش از ۶۴ نفر کشته شده است. در اثر این حادثه بیش از ۹۰ درصد خانه‌ها به طور کلی نابود شدند و بسیاری از خانواده‌ها قدرت تریسی را به طور کامل تجربه کردند. تعداد اندک تلفات، توانایی مردم در مواجهه به مصائب و سختی‌ها، محرومیت‌ها، سوء تغذیه و اثرات روحی را نشان می‌دهد که در شرایط عادی امکان‌پذیر نیستند. این تنها بعد از حادثه است که بازماندگان از عهده آسیب‌های روانی که الزاماً از این زمان به بعد شروع می‌شوند بر می‌آیند.

ممکن است انسان‌ها صرفاً از روی کنجکاوی بخواهند ببینند در طول یک حادثه چه چیزی اتفاق می‌افتد. این رفتارها یا تماشا کردن مخاطره عجیب نیست زیرا افرادی که خطرات وقوع مخاطره‌ای را تجربه نکرده‌اند می‌خواهند ببینند چه اتفاقی می‌افتد. برای مثال، در هنگام عبور چشم‌هاریکان تقریباً همه می‌خواستند بیرون بروند و نگاهی به اطراف کنند. ظاهراً شما و

خانواده‌تان صدمه‌ای ندیده‌اید، ولی می‌خواهید بدانید چه بلایی سر خانه آمده است، سگ کجاست؟ همسایه‌ها چکار می‌کنند؟ زمانی که اوج یک سیلاب رودخانه می‌سی‌سی‌پی در آمریکا را مورد تأثیر قرار می‌داد بیشتر افرادی که غرق شدند آنهایی بودند که برای دیدن ارتفاع رودخانه پرسه می‌زدند. در طی فوران‌های کوه *وزوویوس* اکثر ناظران افراد محلی کنجکاو بودند که می‌خواستند بدانند چه اتفاقی در حال رخ دادن است. حتی ساکنان *سنت پیر* چند روز قبل از فوران در سال ۱۹۰۲ به بالای کوه *پله* رفتند تا از نزدیک ببینند چه اتفاقی می‌خواهد رخ دهد. بعد از زلزله *آلاسکا* در سال ۱۹۴۶، ده هزار نفر در سواحل *سان‌فرانسیسکو* گرد هم جمع شدند تا بالا آمدن آب و رخداد سونامی را تماشا کنند. تعداد زیاد تلفات در آمریکا در طی این سونامی و سونامی دیگری که در سال ۱۹۴۶ در *هاوایی* رخ داد، نتیجه‌ی برگشت زودتر از موعد ساکنان کنجکاو به خانه‌هایشان برای ارزیابی خسارت بود.

شاید تا حدی زندگی کردن در کنار بلایای طبیعی یا حوادث بی‌سابقه دارای جذابیت‌هایی باشد. شاید برای شما هم پیش آمده باشد که در طی روزی که گزارش‌ها حکایت از بارش شدید و بی‌سابقه باران را داشتند شما در بیرون و در زیر باران پرسه می‌زدید. هنوز به یاد دارم وقتی بچه بودم منتظر روزهای نزدیک شدن هاریکان *هیزل* در جنوب *انتاریو* بودم، چون کسی در آن منطقه، تا آن زمان یک سیکلون حاره‌ای را تجربه نکرده بودند. سرانجام وقتی هاریکان *هیزل* رخ داد، نوعی حس آرامش که «بالاخره رسید» به وجود آمد. چنین هیجانی برای تجربه یک رخداد در هر کسی که برای اولین بار مراحل آغازین یک زلزله را مشاهده می‌کند، نیز پدید می‌آید. سپس و بعد از آنکه لرزش به یک زلزله بزرگ تبدیل شد به واقعیت پی می‌برد؛ وقتی خانه‌ها در اطراف شما متلاشی می‌شوند نگرش ناشی از خونسردی نسبت به یک سیکلون به یک کابوس تبدیل می‌شود؛ وقتی که سیلاب‌ها به خانه‌ها هجوم می‌برند اخبار مربوط به ناپدید شدن دوستان قابل درک می‌شود. زمانی که فاجعه رخ می‌دهد احساسات و نیازمندی‌های جدیدی پدید می‌آید. بعد از وقوع حادثه باید مکانیسم‌های مورد نیاز برای پاک‌سازی منطقه در نظر گرفته شوند و بازسازی مجدد و بهبودی آغاز گردد. در این مرحله به جای تأکید بر روی افراد بر روی گروه‌های اجتماعی تأکید می‌شود.

مرگ و اندوه

یکی از جنبه‌های بی‌واسطه یک فاجعه کنار آمدن با مرگ و زخمی شدن است. اغلب اوقات جستجوی بازماندگان و نجات مصدومین بخش مهمی از اقدامات بعد از رخداد بلایای طبیعی بزرگ مقیاس را به خود اختصاص می‌دهد که نیازمند همکاری بین‌المللی می‌باشند. هرچند عملیات نجات نسبت به حل مشکلات مربوط به اجساد مردگان اولویت دارد، ولی اجساد مردگان هم از لحاظ بهداشتی و هم به لحاظ شرعی موجب مشکلات خاصی می‌شوند. مسائل بهداشتی اجساد که دفن نشده‌اند، کاملاً بارز است. پوسیدن اجساد انسان‌ها یا حیوانات موجب شیوع امراض می‌شود و اگر هنوز بیماری‌های واگیردار شیوع نیافته باشند، ظرف چندین ساعت و یا چندین روز باید این اجساد جمع‌آوری شوند. در این زمینه چالش برانگیزترین مشکل، تلاش برای شناسایی افراد مرده است. این مشکل در خصوص اجساد غیر قابل شناسایی ناچیز است. از شیوه‌های پزشکی قانونی می‌توان برای تطبیق اجساد با گزارش افراد مفقود شده، استفاده کرد. با انجام این کار تمامی افراد دفن شده دسته‌بندی می‌شوند و امکان تشخیص اینکه مثلاً «جان دیو» به این صورت دفن شده است یا خیر به سادگی قابل انجام است. مهم‌ترین مشکل قانونی زمانی رخ می‌دهد که گزارش‌ها ناپدید شدن فردی را اعلام کنند ولی جسد وی پیدا نشود. از نظر قانونی جوامع غربی فرض را بر این می‌نهند که چنین فردی هنوز زنده است. در این موارد فرضیات متفاوتی در نظر گرفته می‌شود مثلاً اینکه فرد دچار فراموشی یا نصیان حافظه شده است، فرد از این موقعیت آشفستگی فاجعه برای فرار از یک خانواده غیرقابل تحمل یا شرایط کاری استفاده کرده است؛ یا اینکه فرد عامل حادثه است و به یقین فرار کرده است. تحت این شرایط و تا زمانی که جنازه فرد پیدا نشود فرد مذکور تا ۷ سال زنده تلقی می‌شود. طبق قانون در این مدت نمی‌توان وصیت‌نامه را خواند و هیچ مالی هم واگذار

نمی‌شود. در موارد استثنایی و زمانی که وصیت‌نامه نوشته نشده است امکان دارد اموال فرد مصادره شوند. ماشین این فرد را نمی‌توان از پارکینگ خارج ساخت؛ خانه‌اش قفل می‌شود و دارایی‌هایش بلوکه می‌شوند. چنین اقداماتی نه تنها به لحاظ مالی می‌تواند برای بستگان بازمانده مشکل‌ساز باشد، بلکه حضور اموال و دارایی‌های این فرد مفقود شده در پیرامون آنها نیز یک یادآوری دائمی و بغرنج از ناپدید شدن آن شخص است.

در تمام جوامع لطمات روحی ناشی از مرگ با مراسم تدفین یا یادبود تسکین داده می‌شود، این مراسم‌ها به اعضای خانواده، دوستان صمیمی اجازه می‌دهد که احساسات و غمگینی خود را نشان دهند. به لحاظ روحی این مراسم‌ها به افراد اجازه می‌دهند مرگ را بپذیرند و به زندگی خود ادامه بدهند. به لحاظ روان‌شناسی و جامعه‌شناسی مراسم خاک‌سپاری و آیین درگذشت برای غلبه بر مسائل مرتبط با فجایع مرگ‌آور، ضروری هستند. اگر حادثه مقیاس بزرگی داشته باشد و تعداد تلفات به طور قابل توجهی زیاد باشد آن وقت سازمان‌های اجتماعی مراسم خاک‌سپاری و یادبودها را به صورت گروهی برگزار می‌کنند. همچنین به دنبال بلایای بزرگ ممکن است یک زمان رسمی به عنوان روز یادبود تعیین شود. در برخی از این مراسم‌های خاک‌سپاری و تدفین ممکن است افرادی شرکت کنند که هیچ‌کدام از افراد فوت شده را نشناسند یا ارتباطی با جوامع حادثه زده نداشته باشند. حتی در استرالیا که کمتر از ۱۰ درصد مردم به طور مرتب در مراسم کلیساها شرکت می‌کنند، به دنبال وقوع سیکلون تریسی و آتش‌سوزی *اش‌ونزدی* چندین مراسم یادبود باشکوه برای برآورده شدن این نیازها سازماندهی شد.

دارایی و خانه‌ها

هرچند از دست دادن افراد خانواده ممکن است بدترین عواقب یا پیامد یک حادثه باشد ولی نابودی اموال و دارایی‌ها اثرات طولانی‌تری را بر جای می‌گذارند، برای یک خانه‌ی خراب شده یا یک عکس سوخته هیچ مراسم خاک‌سپاری برگزار نمی‌شود. به دنبال آتش‌سوزی *اش‌ونزدی* مردم اظهار کردند که بدترین جنبه‌ی این آتش‌سوزی ابتدا از دست دادن عکس‌های شخصی و دوم مدال‌های افتخار یا جایزه‌ها، سوم اموالی بوده که به نوعی مربوط به پدران، کودکان و یا دوستان فوت شده آنها بوده است. برخی اظهار کردند که خسارت‌های مالی حتی از مرگ بستگان‌شان نیز برایشان سخت‌تر بوده است. به دنبال یک آتش‌سوزی بوته‌زار، هیچ چیزی جایگزین عکس‌های خانوادگی قدیمی یا یک مدال افتخار ذوب شده نمی‌شود. تقریباً هر کسی شاهد تصاویری بوده است که در آن مردم بعد از فاجعه طبیعی برای برداشتن عکس‌ها و یادگاری‌ها خود به داخل خرابه‌های خانه‌هایشان برمی‌گردند. عکس‌ها و تصاویر اغلب افرادی نشسته، کاملاً ناامید و شوکه شده که چیزی پیدا نکرده‌اند را نشان می‌دهد. وسایل شخصی تا حدودی حس ادامه حیات را به انسان‌ها می‌بخشند و همچنین موجب یک احساس تاریخی- رابطه با گذشته و نیاکانشان- می‌شوند. همان‌گونه که یکی از نجات‌یافتگان هاریکان *اندرو* در سال ۱۹۹۲ می‌گوید: «تمام عمر را کار کردم برای چی؟ شاید سازمان بیمه به خوبی از من مراقبت و پرستاری کند ولی من خانه‌ام را از دست داده‌ام، نه تنها خانه‌ی من و وسایل آن، بلکه تمام زندگی‌ام را از دست داده‌ام» (سانتا، ۲۰۰۲). بازماندگان تا اندازه زیادی برای جبران خسارت‌های وارده به دارایی‌هایشان تلاش می‌کنند. بستگان برای گرفتن نسخه‌هایی از عکس‌های مهم با یکدیگر تماس می‌گیرند و مغازه‌های عتیقه‌فروشی را برای یافتن بدل اشیاء ارزشمند جستجو می‌کنند.

بسیاری از مردم به سرعت خود را برای ساخت مجدد خانه‌هایشان در همان محل اولیه ملزم می‌سازند. اغلب خانه را مشابه خانه اصلی می‌سازند. این امر در مورد بسیاری از مردم که بعد از آتش‌سوزی *اش‌ونزدی* خانه‌هایشان را مجدداً بنا کردند صدق می‌کند. خانه‌هایی که به همان حالت قبلیشان ساخته شدند مقاومت کمی در برابر تکرار آتش‌سوزی‌ها داشتند. بعد از حادثه نیاز به بازسازی دقیق ساختمان‌ها شدت می‌گیرد. برای مثال، در پی زلزله *سان‌فرانسیسکو* سال ۱۹۰۶ اهالی شهر با طرح کلانی که خواستار خیابان‌بندی جدید و یک برنامه ساختمان‌سازی جدید و تغییر شهر اولیه بود مخالفت کردند. گاهی اوقات نیز

سرمایه‌گذاری روی املاک، بازسازی را تحت تأثیر قرار می‌دهد. برای مثال، پس از وقوع زلزله در خلیج هاک^۱ در نیوزیلند در ۳ فوریه ۱۹۳۱، شهر **هاستینگز** در همان مکان اصلی‌اش با طرح خیابان‌های کم عرض بازسازی شد. این در حالی بود که نابودی کلی امکان بازسازی شهر با خیابان‌های عریض را فراهم ساخته بود. تصمیم بازسازی شهر به شکل قبلی بر اساس اصرار مداوم و پافشاری مصرانه یکی از اعضای شورای شهر که صاحب تنها مغازه بود که قسمتی از آن هنوز پابرجا بود گرفته شد. این عضو شورا می‌خواست با بازسازی کردن مغازه صرفه جویی و پس‌انداز کند و اگر خیابان‌ها عریض‌تر می‌شدند باید مغازه‌ی جدیدی می‌ساخت.

حساسیت به اموال و دارایی می‌تواند کاملاً جدی باشد برای مثال، بعد از وقوع طوفان‌های ساحلی پاییزه در سال ۱۹۷۴ در اطراف **سیدنی** با گروهی از همکارانم در امتداد بقایای ساحل در جلوی چندین خانه که با پایه‌های موقتی نگهداری شده بودند در حال قدم زدن بودیم. هنگامی که از دست امواج به میان صخره‌ها فرار کردیم یکی از ساکنان آنجا با عصبانیت فریاد می‌زد که چرا در ملک شخصی او هستیم و می‌خواست به خاطر ورود غیرقانونی ما را به پلیس تحویل دهد. این حادثه به یک واکنش دو مرحله‌ای که در پی یک مخاطره طبیعی رخ می‌دهد، اشاره دارد. بعد از ضربه اول و بعد از اینکه تمام منابع یک شخص برای تضمین امنیت خانواده مصرف شدند، خشم و عصبانیت شروع می‌شود. برای برخی از مردم، واکنش‌ها در دراز مدت به صورت ضربات و آسیب‌های روانی بروز می‌کند و زندگی آنها را برای همیشه تغییر می‌دهد.

رفتارهای جامعه ستیز

هیچ گروهی از مردم به اندازه تماشاگران حادثه یا غارتگران مورد تنفر نیستند. با این حال این امر به وسیله‌ی رسانه‌ها نیز بزرگ‌نمایی می‌شود. در ایالت متحده به طور سنتی غارت‌گری در پی حوادث خیلی زیاد است، به طوری که گارد ملی اغلب برای مسدود کردن و کنترل منطقه حادثه زده بسیج می‌شود و دستور تیراندازی به غارتگران را می‌دهد. تحت این شرایط ساکنان باید مدارکی نشان دهند که آنها در این ناحیه زندگی می‌کنند و باید فعالیت‌هایشان را به خیابانی که در آن زندگی می‌کنند محدود کنند. در استرالیا بعد از وقوع تمام حوادث، غارت و چپاول یک واقعیت است؛ بعد از وقوع سیکلون تریسی و آتش‌سوزی **اش‌ونزدی** افرادی به عنوان غارتگر دستگیر شدند که هیچ‌کدام تا آن زمان سابقه زندان نداشتند. بعد از وقوع سیل **لیس‌مور** در سال ۱۹۵۴ غارتگران در بخش تجاری شهر هر چیز قابل حملی را با خود بردند از جمله قایق نجاتی که آشکارا از آن برای جابه‌جایی کالاهای مسروقه استفاده می‌کردند.

بعد از حوادث بزرگ مشکل واقعی برای تیم‌های نجات و سازمان‌های امدادی مقابله با تماشاگران است. هرچند مردم فقط می‌خواهند یک مخاطره طبیعی مثل سیکلون یا آتش‌سوزی را تماشا کنند، ولی قربانیان یک حادثه اغلب تماشاگران را به عنوان افراد مزاحم یا تجاوزگر به زندگی خصوصی‌شان می‌شناسند؛ یا به عنوان افرادی فرض می‌کنند که به شانس زنده ماندن و یا بدبختی قربانیان شادی می‌کنند. در استرالیا نه تنها افراد جامعه، بلکه سیاست‌مداران و کارمندان دولتی نیز در یک حادثه بزرگ به تماشای بخش‌های آسیب دیده می‌روند. پس از وقوع سیکلون **تریسی** در دولت **ویت‌لام**^۲ تقریباً تمام وزرای کابینه یک سفر تحقیقاتی به شهر داروین انجام دادند. همان هواپیماهایی که بازماندگان حادثه را از شهر تخلیه می‌کردند، تقریباً مملو از بازدیدکنندگان دولتی به شهر برمی‌گشتند. در پی آتش‌سوزی **اش‌ونزدی** که در اواسط مبارزه انتخاباتی سال ۱۹۸۳ رخ داد، تقریباً رهبران تمام حزب‌ها به منطقه حادثه زده سفر کردند، نه تنها به خاطر اهداف سیاسی و اظهار تأسف و ناراحتی در جلوی دوربین بلکه برای ارائه پیشنهادهای صادقانه و کمک کردن.

بدبختی مردم نیز می‌تواند باعث رفتارهای فوق‌العاده وحشتناک و نفرت‌انگیزی شود. برای مثال، خانم مسنی در یک مکان

1- Hawke

2- Whitlam

شلوغ از محله‌های فقیرنشین **تورنتو**، کانادا، بعد از اینکه در ژانویه سال ۱۹۷۸ با وزش بادی با سرعت فراتر از ۱۶۰ کیلومتر در ساعت به زمین خورد در ملاً عام مورد سرقت قرار گرفت. وقتی وی به کف پیاده‌رو افتاد. یک راننده خیلی زرنگ، ابتدا در رفتاری جوانمردانه، ماشینش را متوقف کرد و به کمک پیرزن شتافت. قبل از اینکه تماشاگران متوجه شوند و واکنشی نشان بدهند، راننده کیف پول آن خانم را برداشت و سریع به داخل ماشینش برگشت و از آنجا به سرعت فرار کرد. میخائیل (۱۹۸۵) اظهار کرد که بعد از زلزله **ناپلس** در نوامبر سال ۱۹۸۰، افراد شیک‌پوش با ماشین‌های گران‌قیمت کودکان یتیم و بچه‌ها را برای فرزندخواندگی یا فروش می‌ربودند و آنجا را ترک می‌کردند. کالاهای امدادی در ناپلس نیز به سرقت می‌رفتند و در بازارهای سیاه فروخته می‌شدند. **هولتهوس**^۱ (۱۹۸۶) نیز گزارش داد که در طی حادثه سیکلون **مک‌کی**، **کوئینزلند** در سال ۱۹۱۸ و طوفان‌های بزرگ متعاقب آن، صاحبان کشتی و قایق‌ها برای کمک به مردمی که روی سقف خانه‌ها و درخت‌ها گیر افتاده بودند پیشنهاد دریافت کرایه هنگفتی می‌دادند و بدون پرداخت کرایه، نجات نمی‌دادند. در پی سیکلون **فوی**^۲ در ۲۸ دسامبر ۲۰۰۲ که با وزش بادهایی با سرعت ۳۰۰ کیلومتر در ساعت مناطق فقیرنشین **تیکویا**، **آنوتا** و **فاتوتاکا** در جزایر **سلیمان** را نابود ساخت، خدمه یک قایق نجات پلیس برای ترک مرکز **هونی‌آرا**^۳ و رساندن کمک‌های امدادی اضطراری برای یک مسیر ۱۰۰۰ کیلومتری درخواست ۱۲۵۰ دلار استرالیا را کردند. در دراز مدت، بلایا و حوادث ناگوار، غریبه‌ها و آدم‌های مفت‌خور، افرادی که وقتی بچه بودید در مورد آنها به شما اخطار می‌شد، را به سوی خود می‌کشاند. همان‌گونه که **هاویت‌من**^۴ (۱۹۸۴) به درستی مطرح می‌کند، آن دسته از افراد مزخرفی که حوادث و بلایا را دنبال می‌کنند، «افرادی هستند که در مکان‌های دیگر نمی‌توانستند کاری انجام دهند»، درست مثل دسته لاش‌خورها، دور جسد یک مرده جمع می‌شوند. این افراد در اطراف بازماندگان که اغلب در پی حادثه نیروی حفاظتی خود را از دست داده‌اند، جمع می‌شوند. تحت این شرایط بازماندگان به دلیل نیاز به کمک مجبور هستند به غریبه‌ها اتکا کنند. هرچه وضع مالی آنها بدتر باشد، بیشتر به غریبه‌ها اتکا می‌کنند. علاوه بر این، در زمانی که افراد نیکوکار و خیر به توزیع پول نقد و وسایل امدادی می‌پردازند ممکن است افراد متغلبی وجود داشته باشد که به عنوان پیمان‌کار یا تاجر برای دزدیدن این اقلام نقشه‌های شومی طراحی نمایند.

شاید تنفرانگیزترین جنبه‌های رفتار انسانی، آنهایی است که در قحطی‌های شدید ناشی از خشک‌سالی‌ها ظاهر می‌شوند. تحت این شرایط جوامعی که مراسم و مناسک قربانی کردن انسان را دارند در یک مقیاس وسیع تلاش می‌کنند رضایت خداوند، که معتقدند عامل خشک‌سالی است، را کسب نمایند. **کاپر-جان استون** (۲۰۰۰) بسیاری از مناسک ویژه‌ای که به وسیله‌ی **آزتک‌های مکزیکی** در واکنش به وقایع انسو و لانیو ایجاد گردیده را شرح می‌دهد. در خشک‌سالی ناشی از ال‌نینو حول وحوش سال ۱۴۵۰، آزتک‌ها برای خشنود ساختن **تالبوک**، خدای باران، سالانه ۲۵۰۰۰۰ نفر را قربانی کردند. در طی این مراسم قربانی، مردها را در بالای اهرام ساخته شده برای این کار گردن می‌زدند، زن‌ها قبل از اینکه ذبح شوند در مراسمی می‌رقصیدند و کودکان را پس از کشیدن ناخن‌هایشان غرق می‌کردند و تمامی این کارها برای این بود که کاهنان بتوانند این ضجه‌ها و ناله‌ها را به شرایط هوایی بهتر در آینده تبدیل نمایند. یکی دیگر از واکنش‌های مردم به مرگ قریب‌الوقوع ناشی از قحطی، فروختن کودکان و به بردگی کشیدن خودشان است. در قرن نوزدهم ناخداهای کشتی‌هایی که نیروی کار مزارع پنبه و نیشکر در استرالیا، **هاوایی** و **فیجی** را تأمین می‌کردند با اطلاع از خشک‌سالی در جزایر اقیانوس آرام جنوبی به آنجا رفتند، زیرا آنها می‌توانستند افراد ضعیف شده را بدزدند یا با دادن پیشنهاد آب و غذا به بردگی بکشند یا به شاگردی بپذیرند؛ که شاگردی کردن نیز همان بردگی بود. خشک‌سالی‌های پیاپی در مکزیکی باعث اسارت دائمی ۶۰ درصد جمعیت نواحی روستایی در اردوگاه‌های کار اجباری شدند.

1- Holthouse
2- Zoe
3- Honiara
4- Hauptman

در نهایت وقتی تمامی روش‌های دیگر مؤثر واقع نشدند، مردم برای زنده ماندن به آدم خواری روی می‌آوردند. تاریخ نشان می‌دهد که این رفتار شیوع داشته است. در پی نابودی محصولات کشاورزی در سال ۱۳۱۷-۱۳۱۵ در غرب اروپا، مردم ایرلند منتظر پایان مراسم خاک‌سپاری می‌شدند، سپس اجساد را از قبرستان درمی‌آوردند و آنها را می‌خوردند. در آلمان مجرم‌های به دار آویخته را قبل از جان باختن، برای خوردن می‌ربودند. **کاپر-جان استون** (۲۰۰۰)، نمونه‌های دیگری از آدم‌خواری را توضیح داده است. در خشک‌سالی ۱۲۰۱-۱۲۰۰ در مصر، آدم‌خواری آنقدر فراگیر بود که مردم در حال راه رفتن در خیابان‌ها در معرض خطر ریخته شدن با قلاب‌های آویزان از پنجره‌های بالای سرشان بودند. پزشکان مریض‌هایشان را می‌خوردند و مهمان‌های دعوت شده برای نهار دوستانه هرگز بر نمی‌گشتند. وقتی دو تا از والدین به جرم کباب کردن بچه‌ای دستگیر شدند و در ملاء عام به خاطر جرمشان سوزانده شدند، مردم در روز بعد یکی از جنازه‌ها را خوردند. آدم‌خواری اغلب در جوامعی که با خشک‌سالی‌های متعددی روبه‌رو هستند، شایع بوده است. برای مثال، در طول خشک‌سالی ۴۱-۱۶۴۰ در چین، سلسله پادشاهی **مینگ** به عرضه گوشت انسان در مغازه‌ها، اجازه داد.

اسکان مجدد

تقریباً در تمام موارد مربوط به مخاطرات طبیعی، مردم می‌خواهند به همان مکان سکونت اولیه خود برگردند. اگر مکان شهر روی یک زون بزرگ زلزله مثل گسل **سان‌آندریاس**، یا در یک ناحیه ساحلی در معرض سونامی‌های مکرر واقع شده باشد، این کار خیلی عجیب به نظر می‌رسد. چندین دلیل برای اینکه چرا مردم به خانه‌هایشان بازمی‌گردند، حتی زمانی که محیط مخاطره‌آمیز به نظر می‌رسد، وجود دارد.

ساده‌ترین دلیل این که ممکن است مکان جایگزین برای زندگی یا اسکان وجود نداشته باشد. اگر مردم به کشاورزی یا ماهیگیری اشتغال داشته باشند و حرفه دیگری بلد نباشند، نمی‌توانند به جای دیگری بروند. علاوه بر این آنها فوت و فن کشاورزی یا ماهیگیری در منطقه خود را بلدند و نمی‌خواهند این تخصص را از دست بدهند. برای مثال، مردمی که در خاک‌های غنی اطراف آتشفشان‌ها کشاورزی می‌کنند، ممکن است بعد از فوران دوباره به محیط برگردند، زیرا آنها می‌دانند تفرا میزان بار دهی محصولات را افزایش خواهد داد. ساکنان شهر **سنریکو** واقع در ساحل شرق ژاپن، که پیاپی با سونامی‌های بزرگ روبرو است، همیشه به آن محل برمی‌گردند، زیرا آنها فوت و فن ماهیگیری در امتداد این بخش از ساحل را می‌دانند. این مثال آخری همچنین این مورد را نیز شرح می‌دهد که در برخی موارد بازگشت مردم به همان مکان قبلی به این دلیل است که در آنجا هیچ جای کم خطر دیگری برای رفتن وجود ندارد. شهروندان **ماناگوا** در **نیکاراگوا** بعد از زلزله سال ۱۹۷۲ خود را در چنین شرایطی دیدند. تمام کشور دارای لرزش می‌باشد و جای دیگری الزاماً امن نبود. در نیکاراگوا یا ژاپن، جابه‌جایی از یک منطقه به منطقه دیگری از کشور لزوماً به افزایش حس امنیت فرد منجر نمی‌شود.

تخلیه شهر به معنی از دست دادن اموال و دارایی نیز می‌باشد زیرا با برگشتن به محل سکونت قبلی افراد حداقل چیزهایی را دوباره به دست می‌آورند. ساکنان شهر **تریگال** در شمال سیدنی، به دنبال طوفان‌های ساحلی استرالیا در سال ۱۹۴۷، در چنین وضعیت اسفناکی گیر افتادند. ارزش خانه‌ها، آنهایی که درست در لبه تپه‌های ماسه‌ای قرار داشتند و بر اثر امواج طوفانی فرسایش یافته بودند، کاهش یافت. ساکنان شهر برای جلوگیری از فرسایش بیشتر به این خانه‌ها برگشتند. خوشبختانه، بنا بر برخی دلایل قیمت خانه‌ها به حد عادی برگشت و آنها توانستند خانه‌ها را با حداقل ضرر مالی بفروشند. متأسفانه بنا به دیگر دلایل طوفان‌های سال ۱۹۷۸ خسارت زیادی به اموال و زمین‌هایی زد که به خاطر ارزیابی غلط توسط شورای محلی، دوباره مورد استفاده قرار گرفته بودند. ایجاد تغییر بعد از یک فاجعه، به ویژه اگر دولت سعی کند شهرها را بازسازی کند و در این بین دست اندازی هم به مرز دارایی و مستغلات شخصی و تجاری داشته باشد، موجب مشکلات حقوقی می‌شود. تمامی این مثال‌ها نشان می‌دهد که انسان‌ها وابسته به زمین هستند و صرف‌نظر از اینکه چه اتفاقی در آنجا می‌افتد یا افتاده است، نمی‌خواهند از اموالشان چشم‌پوشی کنند یا آنها را واگذار کنند.

همچنین بازسازی در محل وقوع یک حادثه دارای مزایای روانی نیز است. با بازسازی تا حد ممکن مردم می‌توانند حادثه واقعی را فراموش کنند. آنها همچنین مشغول به کاری می‌شوند که با فوت و فن آن آشنا هستند. این امر ذهن آنها را از فاجعه دور می‌سازد، اعتماد به نفسشان را باز می‌گرداند و بر حس ناامیدی آنها غلبه می‌کند. همان‌طور که قبلاً اشاره کردیم، شهر سان‌فرانسیسکو دقیقاً مشابه قبل از زلزله سال ۱۹۰۶ بازسازی شد یا بعد از آتش‌سوزی سال ۱۹۸۳ در ویکتوریا، برخی از مالکان خانه‌ها دقیقاً خانه جدیدی را در همان جای خانه اصلی بنا کردند. در مورد سان‌فرانسیسکو، تصمیم به بازسازی شهر در یک ناحیه مخاطره‌آمیز منجر به انکار علنی مخاطره شد. ساکنان شهر سان‌فرانسیسکو اظهار می‌داشتند که سان‌فرانسیسکو درست همانند هر ناحیه دیگری در جنوب کالیفرنیا امن است.

وفاداری به تاریخ محلی و تعهد نسبت به یک منطقه نیز مردم را به صحنه حادثه برمی‌گرداند. بازسازی ساختمان‌ها نشانه وفاداری به دوستان و بستگانی است که کشته شده‌اند. آنها جانشان را بیهوده از دست داده‌اند و آنها را باید به خاطر سپرد. برای مثال به دنبال تراژدی **لاهار** در کلمبیا دولت به یاد ۲۰۰۰۰ نفری که در زیر گل و لای مدفون شدند، تمامی مناطق حادثه زده را آرامگاه ملی اعلام کرد. بازماندگان ظرف مدت چند ماه دوباره در منطقه اسکان یافتند. این حس وفاداری همچنین شامل مفهوم دلبستگی و تعلق به نیاکان نیز می‌شود. بسیاری از مردم می‌خواهند به زادگاهشان برگردند. در برخی موارد، این امر مربوط به مسائل قومی و نژادی می‌شود، در موارد دیگر، به جهت ارتباط با نیاکان می‌باشد. قبایل سرخ‌پوست در آمریکا و گروه‌هایی از بومیان استرالیایی نیز دلبستگی عمیقی به زمین دارند، بیرون شدن از سرزمین اجدادی و عدم اجازه بازگشت زندگی را برایشان بی‌معنا می‌سازد.

اعتقادات مذهبی یا اخلاقی نیز گاهی برای نادیده گرفتن مخاطره‌آمیز بودن یک منطقه به کار گرفته می‌شوند. بسیاری از مردم معتقدند که بلایا و حوادث ناشی از خشم خدای انتقام‌جو یا خدای خشمگین می‌باشند. بلایا به این خاطر اتفاق نمی‌افتند که نواحی مخاطره‌آمیز هستند، بلکه رخداد آنها به خاطر کارهای نادرستی که مردم آن ناحیه انجام می‌دهند. برای مثال، زلزله سال ۱۷۵۵ **لیسبون** در آن زمان به عنوان مجازاتی برای رذالت و شرارت شهروندان محسوب می‌شد؛ به عبارت دیگر به عنوان جواب خداوند به ظلم و ستم دادگاه تفتیش عقاید پرتغالی‌ها در نظر گرفته شد. گزارش‌های مربوط به نابودی شهرک **سنت پییر** در جزایر **مارتینیک**، که بعد از فوران کوه **پله** ویران شد در واقع این مسأله را بازگو می‌کنند که این شهر به علت شهرت به بی بند و باری نابود گردیده است. مبشران عذاب و مرگ (پیشگویان مرگ و ویرانی) نابودی قریب‌الوقوع شهر سان‌فرانسیسکو به وسیله‌ی یک زلزله، به دلیل تعداد زیاد افراد هم‌جنس‌بازش را پیش‌بینی کرده‌اند. در **پاپوا** گینه نو، برخی از اعضای گروه **اوروکاوین**^۱، فوران کوه آتشفشانی **لمینگتون** را به عنوان خون‌به‌های کشتار مبلغان مسیحی (مسیونرها) توجیه کرده‌اند. نیایش‌ها، هدایا، پیشنهادها و دعاها و عبادت‌ها می‌توانند خشم خداوند که عامل فاجعه است را فرو بخوابانند. محیط‌های مخاطره‌آمیز در اندونزی و فیلیپین به عنوان مکان‌هایی آکنده از روح خداوندی و ملکوتی در نظر گرفته می‌شوند که می‌توانند از این طریق آرام گیرند.

به همین ترتیب، چنین اعتقاداتی در اسکان مجدد نیز دخالت دارند. برای مثال **مائوری‌های** نیوزیلند فوران کوه آتشفشان **تاراورا** در سال ۱۸۸۶ را به انتقام‌جویی یک جادوگر نسبت می‌دهند. در حقیقت این جادوگر مردی به نام **توهوتو**^۲ بود. این مرد ادعا می‌کرد که چهار روز بعد از دفن شدن زنده شده است. توهوتو یک سال قبل از فوران برخی از دوستانش را در نزدیکی مکان آتشفشان ملاقات کرد و در پی ملاقات وی، فرزند یکی از روسای قبایل درگذشت. مادر بزرگ آن بچه توهوتو را به جادو و طلسم کردن بچه متهم کرد. وقتی توهوتو این اتهام را شنید، وی آنقدر عصبانی شد که از خدای آتشفشان درخواست کرد که

تمام روستا را با خاک یکسان کند. بعد از این فوران دیگر هیچ مائوری کاری به توهوتو نداشت. مکان فوران و نواحی اطرافش منطقه ممنوعه اعلام شدند و تا به امروز مائوری‌ها از این مکان دوری می‌کند.

ممکن است اسکان مجدد با این اعتقاد توجیه شود که تکنولوژی مدرن روز می‌تواند از نابودی ساختمان‌ها در حوادث آتی جلوگیری کند. در جنوب کالیفرنیا، تلاش زیادی برای تقویت ساختمان‌های قدیمی و بزرگراه‌های روگذر در برابر فرو ریختن صورت گرفته است. زلزله‌های کوچک سال‌های ۱۹۷۱ و ۱۹۸۹ نشان دادند که تمام این اقدامات تقویت‌کننده تکنولوژیکی بی‌فایده بوده است. نیوزیلند ایده ساخت ساختمان‌های مرتفع بر روی کلاهک‌های پلاستیکی که امواج لرزه‌ای را جذب می‌کنند و میزان خسارت وارده را کاهش می‌دهد، را دنبال کرد. یقیناً نواحی که از این تکنیک استفاده کرده‌اند در مقایسه با مناطقی که ساختمان‌ها بر اساس استانداردهای زلزله ساخته نشده‌اند، زلزله‌های خیلی ویرانگری ندارند. تعداد زیاد تلفات جانی زلزله *اقادیر* در مراکش در سال ۱۹۶۰، زلزله ارمنستان در سال ۱۹۸۸ و زلزله *بم* ایران در دسامبر سال ۲۰۰۳، گویای این حقیقت آخری می‌باشند، با وجودی که بزرگی این زلزله‌ها نسبت به زلزله اخیر کالیفرنیا بسیار کوچک‌تر بوده است ولی تعداد تلفات جانی بسیار بیشتری داشته‌اند.

نقل مکان به جای دیگر بعد از یک فاجعه همچنین ممکن است در بخش بزرگی از جامعه، موجب اختلال زیادی شود. تخلیه تعداد زیادی از مردم یک وظیفه خطیر است که نیاز به تهیه مسکن و ضروریات مصرفی زیادی دارد و می‌تواند به دولت برای اداره کشور فشار آورد. با یک‌جا کردن بازماندگان، تلاش‌ها به طور مؤثری به یک ناحیه مجزا، اختصاص داده می‌شوند. برای مثال، در پی وقوع سیکلون *تریسی*، تخلیه شهر داروین (در فصل دوم توضیح داده شده است) به خوبی انجام نشد. این امر باعث دردسر و نگرانی در میان افرادی گشت که از شهر تخلیه شدند. به خاطر تعداد زیاد افراد، این تخلیه به شدت باعث اختلال اقتصادی در جنوب شد. در اینجا اثر *اینرسی* ایستایی نیز بر استقرار مجدد بسیاری از مردم تأثیر می‌گذارد. جوامع بزرگ مستلزم زیربنای تجاری و ارتباطی عظیمی هستند و نیازمند سرمایه‌گذاری قابل توجه و هنگامی می‌باشند که نمی‌توان به راحتی آن را رها یا جابه‌جا کرد. برای مثال، شهر *مسیئا*، واقع در ایتالیا، بعد از وقوع زلزله در سال ۱۹۰۸، به جای آنکه ترک شود در همان مکان قبلی بازسازی شد، زیرا این شهر یک بندر مهم بود. شهر *تانگ‌شان* در چین وظیفه مهم برقراری ارتباط بین پکن و *تیان‌شان* در ساحل را عهده‌دار بوده است. به همین دلیل، بعد از وقوع زلزله سال ۱۹۷۶ بلافاصله بازسازی شد. تنها امتیاز یک فاجعه، بازسازی شهر به صورت مجموعه‌ای از شهرهای اقماری پراکنده است که خسارت ناشی از زلزله‌های آتی را کاهش می‌دهد. در برخی کشورها مثل ژاپن و چین با اقتصادهای بسیار متمرکز این دولت است که در مورد جابه‌جایی و استقرار مردم تصمیم می‌گیرد. در اینجا هیچ انتخاب فردی برای ترک مکان یا اسکان مجدد وجود ندارد. دولت تصمیم‌گیری می‌کند و می‌تواند آن را تحمیل یا ترغیب نماید.

آخرین دلیل برای اینکه چرا مردم جای دیگری را برای اسکان مجدد انتخاب نمی‌کنند، این است که این حوادث ممکن است کاملاً نادر یا اتفاقی باشند. به همین دلیل در این نواحی تغییری در اسکان مجدد به وجود نمی‌آید. برای مثال، سیکلون‌های حاره‌ای که *اتاریو* جنوبی، واقع در کانادا را در هم می‌کوبند، نسبتاً حوادث نادری هستند. وقوع هاریکان *هیزل* در سال ۱۹۵۴ که موجب سیلاب عظیمی در *تورنتو* شد نشانگر یک حادثه با چرخه تکرار ۱:۲۰۰ ساله بود. با وجودی که مناطق مستعد چنین سیلاب‌های نادری بسیار گسترده‌تر از تورنتو است و برنامه‌ریزان مخاطره‌ای نیز این نوع سیلاب‌ها را از نظر دور نمی‌دارند ولی هیچ برنامه‌ای برای تخلیه گسترده مردم در صورت وقوع چنین سیکلونی وجود ندارد. این حادثه نادرتر از آن چیزی است که نیاز به نگرانی زیادی داشته باشد. چنین امری در مورد برخی از زلزله‌ها و اکثر آتشفشان‌ها صدق می‌کند. به لحاظ تاریخی، برخی از بزرگ‌ترین زلزله‌ها در ایالت متحده در مکان‌هایی از قبیل *نیومادرید*، *میسوری*، *چارلستون* و *کارولینای جنوبی* رخ داده است که این مناطق زلزله‌خیز محسوب نمی‌شوند. مثلاً یک فیلم درباره فاجعه زلزله در کارولینای جنوبی وجود دارد که

باورکردنی نمی‌باشد. البته لازم به ذکر است که این بدان معنا نیست که حوادث نادر نادیده گرفته شوند بلکه بدان معناست که آنها را باید فقط به عنوان حوادث نادر پذیرفت. دامنه‌های کوه *وزوویوس* ایتالیا و شهر *سنت پیپر* واقع در *مارتینیك* علی‌رغم این واقعیت که آتشفشان‌های محلی هنوز به طور خطرناکی فعال هستند، مجدداً مسکونی شدند. این استنباط از نادر و اتفاقی بودن حوادث، خیلی سریع شکل می‌گیرند، چون مردم خاطره کوتاهی از حوادث ناگوار دارند. برای مثال، در عرض ۶ ماه پس از سیلاب‌های رودخانه *بریس بان*^۱ در استرالیا، ارزش دارایی و اموال در نواحی سیل‌زده به سطح قبل از سیلاب برگشتند.

افسانه‌ها و قهرمان‌ها

افسانه مرتبط با وحشت مردم در طول حوادث ناگوار پیش از این و در همین فصل ارائه شد. تعداد زیادی افسانه در مورد واکنش انسان‌ها در طول حوادث و بلاهایی وجود دارد که قابل اعتنا نیستند. اولین افسانه این است که افراد در زمان فاجعه، گنج، سراسیمه و ناامید هستند. این در حالی است که حوادث و بلاها موجب آشکار شدن توانمندی‌های انسان‌ها می‌شوند. با وجود ناامیدی و یاس بازماندگان بلافاصله به داخل خرابه‌ها برمی‌گردند سعی می‌کنند مردم و اموالشان را نجات دهند. در این مرحله از امدادسانی به حادثه، قربانیان قادر به سازمان‌دهی خود و انجام اقدامات نجات‌بخش هستند و تنها چیزی که ممکن است کم داشته باشند ابزارهای کافی برای انجام وظیفه مؤثر است. دوم، عموماً اعتقاد بر این است که حوادث و بلاها موجب رفتارهای جامعه ستیز می‌شوند، داستان‌هایی از این دست که مادران کودکان خود را برای برداشتن چندین دانه غلات افتاده از یک کامیون در حال عبور رها می‌کنند و مردانی که در زمان غرق شدن کشتی فرزندانشان را از قایق‌های نجات به بیرون می‌اندازند. چنین رفتارهایی نادر هستند و در برخی موارد ناشی از دروغ‌های رسانه‌ای هستند و در موارد اندکی به واقعیت شبیه هستند. هرچند ممکن است رفتارهای ضد اجتماعی نیز وجود داشته باشد- برای مثال رفتار هراس‌انگیز کودکان در *نایلس* که در بخش‌های قبلی به آن اشاره کردیم- ولی بازماندگان عموماً بسیار اجتماعی و مهربان هستند. حوادث و بلاها باعث تحریک روح جامعه برای انجام اقدامات نوع‌دوستانه و ایثارگرانه می‌شوند. مثلاً در استرالیا موارد زیادی وجود دارد که افراد غیر بومی ماشین‌های جدید خود را به محل سیلاب‌ها و آتش‌سوزی‌ها می‌رسانند و با گذاشتن کلید بروی آنها خود پیاده برمی‌گردند. در آتش‌سوزی سیدنی در سال ۱۹۹۴ یک فروشگاه زنجیره‌ای بزرگ درب انبارش را باز کرد و نوشابه‌های غیر الکلی‌اش را به صورت رایگان بین مردم حوزه آتش‌سوزی پخش کرد.

جنبه‌ی دیگری از حوادث و بلاها که ممکن است اسرارآمیز باشد یا نباشد، نقش قهرمان‌ها است. مردم می‌دانند که اگر از بدشانسی در یک حادثه گیر بیفتند و به کمک نیاز داشته باشند، در آنجا کسی هست که سعی می‌کند آنها را نجات دهد. در ایالت متحده، جنگل سوزی‌ها قهرمان‌ها را پدید می‌آورند. برای مثال، اقدامات خدمه قطار *سنت پائول* و *دالوث* به *هینکلی*، *مینه‌سوتا* در طول آتش‌سوزی سال ۱۸۹۴ یقیناً اقداماتی قهرمانانه و شجاعانه بود. علی‌رغم کاهش دید به خاطر دود، قطار به طور شانس‌ی به شهر رسید در حالی که تنها ۱۵۰ نفر از اهالی گریزان شهر که به طور کامل با یک دیواره آتشین محصور شده بودند، منتظر قطار بودند. مهندس قطار تصمیم گرفت با دنده عقب مردم را به یک مرداب در ۷ کیلومتری آنجا انتقال دهد، برای این منظور با تمام سرعت و با دنده عقب حرکت کرد. با این وجود، آتش از قطار جلو زد و کابین مسافران را یکی پس از دیگری به خاکستر تبدیل کرد. وقتی شعله‌های آتش به آرامی از داخل شکاف‌های و پنجره‌ها وارد می‌شد، مأمور قطار با خونسردی از یک کپسول آتش‌نشانی برای خاموش کردن آتش روی لباس زن‌ها استفاده می‌کرد. در کابین راننده قطار وضعیت وحشتناک‌تر بود. لباس مهندس قطار و مأمور آتش‌نشانی آتش گرفتند و کابین راننده قطار در حال سوختن بود. بر اثر گرما شیشه‌ی پنجره کابین راننده ذوب شد، رگ گردن مهندس قطار بریده شد؛ آتش همه جا را فرا گرفت؛ صندلی‌های قطار یواش یواش در حال سوختن بود و چراغ کابین قطار نیز ذوب شد. چندین بار این دو قهرمان بر اثر گرما از پا افتادند، ولی حرکت

قطار را کنترل کردند. زمانی که قطار به مرداب رسید کاملاً در آتش می‌سوخت، مسافران و خدمه قطار خود را به داخل گل و لای انداختند و به مدت چهار ساعت در آنجا پناه گرفتند. در همین حال مرد آتش‌نشان بعد از بردن مهندس در حال خونریزی به جای امن، به داخل قطار برگشت، لوکوموتیو قطار را جدا کرد و آن را به جای امن انتقال داد. در عین حال مأمور قطار نیز سعی داشت به نزدیک‌ترین ایستگاه برگردد و به قطار بعدی که از آن مسیر می‌آمد هشدار بدهد. واکنش خدمه قطار در این حادثه جان بیش از ۳۰۰ نفر را نجات داد.

در استرالیا، کسی شک ندارد که اقدامات بزرگ *استریسون* در هفته‌های اول بعد از وقوع سیکلون *تریسی* قهرمانانه بودند. مهارت‌های سازماندهی او کاملاً حیرت‌انگیز بودند. وی مردم را برای تخلیه شهر آماده کرد و شهر را پاک‌سازی نمود و مقدمات کار را برای بازسازی شهر فراهم نمود. *استریسون* تصمیماتی گرفت که نوآورانه و مؤثر بودند. او وظیفه غیرممکن پایان بخشیدن به هرج و مرج‌ها را به عهده گرفت و بدون تلفات زیاد موفق به انجام این کار شد. استریسون سابقه‌ی نظامی‌گری داشت و مسئول حوادث غیرمترقبه ملی در کارائیب بود. روش، تجربه و موقعیت وی در اجرای مأموریتش به او کمک شایانی نمود.

با این وجود موقعیت‌هایی نیز بوده که مردم عادی بدون هیچ دوره‌ی آموزشی یا تخصصی به صورت ذاتی و خود‌انگیخته کنترل یک حادثه را به‌عهده گرفته‌اند. وقتی امدادگران دو روز بعد از زلزله ۴ فوریه ۱۹۷۶ در *گواتمالا* به محل حادثه رسیدند، متوجه شدند که یک پیرمرد مسئول امداد و نجات است. وی عملیات نجات را سازماندهی کرد. به بازماندگان اطمینان خاطر و قوت قلب می‌داد و زمانی که کمک‌های امدادی از راه رسیدند، وی مسئولیت تقسیم و توزیع مواد غذایی و تدارکات ضروری را به عهده گرفت. دیگر بازماندگان هر زمانی که تصمیم یا اقدامی مورد نیاز بود به درایت وی تمکین می‌کردند. از این نظر، داستان قهرمانان احساس امنیت جامعه را تقویت می‌کند. این نوع دوستی و ایثار در حملات تروریستی به مرکز تجارت جهانی در ۱۱ سپتامبر ۲۰۰۱ نیز مشهود می‌باشد. در این حادثه، یک فرد متشخص دسته ویلچر یک مستخدم را گرفت و او را ۶۵ پلکان تا رسیدن به جای امنی پایین آورد. فرد دیگری تصمیم گرفت معلولی را که نمی‌توانست فرار کند بر پشت خود پایین بیاورد. زمانی که اسناد مربوط به ارتباطات تلفنی آنها بعد از دو سال منتشر شد، مشخص گشت که کارکنان وظایفشان را به طور حرفه‌ای انجام داده‌اند و در وصف آنها سخنگوی مسئولین بندر نیویورک گفت: «این افراد تا ابد قهرمان هستند».

اثرات مضاعف

(دالیتز، ۱۹۷۹؛ ریسیر، ۱۹۸۰)^۱

مشکلات عاطفی

چرا این اتفاق برای من افتاد؟ چرا من که تمام زندگی‌ام را سخت کار کرده‌ام، خانه‌ام نابود شد؟ خانه جورج، همسایه دیوار به دیوارم پابرجاست. او این خانه را از پول قمار ساخته است. وقتی همه بوته‌ها و درختچه‌های من در این آتش‌سوزی به یغما می‌رفتند او در تمامی مدت در مشروب‌فروشی نشسته بود. نگاه کن حتی پرچین حیاطش هم نسوخته است.

این سناریو به خوبی واکنشی که بعد از یک حادثه به وجود می‌آید را توضیح می‌دهد. با وجودی که انسان‌ها در طی فاجعه انعطاف‌پذیر و تا حدودی آرامند ولی بعد از فاجعه با حالتی از شوک یا بهت‌زدگی که به ترحم به حال خود شباهت دارد مواجه می‌شوند. این احساسات، لزوماً در طی ۴۸-۲۴ ساعت به عصبانیت تبدیل می‌شوند؛ احتمالاً عصبانیت نسبت به خود شخص به خاطر آمادگی نامناسب در برابر حادثه، یا شاید نسبت به یک همسایه که به طور بهتری از حادثه جان سالم به‌در برده‌است و یا عصبانیت نسبت به سازمان‌های بزرگ‌تری از قبیل اداره هواشناسی به خاطر عدم ارائه هشدار کافی در مورد نزدیک شدن یک سیکلون، یا شاید عصبانیت نسبت به برخی از گروه‌های ناشناس از قبیل گروه‌های محافظت از محیط زیست که آتش‌سوزی‌های

تجویزی را مشتعل می‌سازند. این موضوع ممکن است واقعی، غیرواقعی یا خیالی باشد، هیچ فرقی نمی‌کند. مهم این است که فرد ناراحت و عصبانی است. عواقب این عصبانیت ممکن است فیزیکی یا در حد خشونت لفظی باشد. یکی از هم‌کلاسی‌هایم در همین دوره عصبانیت مردم، برای گرفتن عکس به یک ناحیه حادثه دیده بر اثر رانش زمین رفت و با دماغ شکسته از خوردن مشت به صورتش برگشت. عموماً مردم تمایل دارند که در مورد حادثه با کسی صحبت کنند که گوش می‌دهد. مطبوعات برای گرفتن عکس و تهیه مطلب در مورد حادثه بر روی این ویژگی‌ها کلید می‌کنند و اغلب این حالت عصبانیت را ضبط می‌کنند. در برخی موارد، مطبوعات خود موجب انزجار و عصبانیت می‌شوند. امدادگران و مددکاران اجتماعی باید از این حقیقت آگاهی داشته باشند که اگر آنها به مدت طولانی در محیط حادثه باقی بمانند، باید انتظار رویارویی و شنیدن خشونت لفظی را نیز داشته باشند.

در برخی افراد، یک فاجعه موجب بروز علائم بیماری امداد رسان- قربانی می‌شود. حوادث طبیعی بزرگ از قبیل زلزله‌ها به طور کامل بافت یا ساختار فیزیکی یک جامعه را نابود می‌سازند. بازماندگان برای رفع احتیاجات روزمره مثل پناهگاه، لباس، غذا و سرویس‌ها به شدت وابسته به کمک‌های دیگران می‌شوند. اغلب اوقات قربانیان منابعی برای بازسازی در اختیار ندارند. پس از دست دادن اعضای خانواده، افراد ممکن است از جراحت یا شوکه شدن رنج ببرند. این افراد قربانیان حادثه می‌شوند. بدون کوچک‌ترین شناختی، بدون هرگونه توانایی برای مقابله یا قدرت برای اداره کردن زندگی‌شان، آنها در برابر خستگی و رخوت از پا درمی‌آیند و به شدت وابسته به امدادگران می‌شوند. این علائم بیماری فاجعه، خیلی رایج و مرسوم نیست و اغلب در پی حوادث تکان‌دهنده فاجعه‌بار برای تعداد کمی از مردم پیش می‌آید. در برخی موارد، به استثنای آنهایی که کمک‌ها مستقیماً به برپایی مجدد زندگی عادی اختصاص داده می‌شوند، قربانیان به طور دائم وابسته می‌گردند و آنها پناهندگان فاجعه‌ای می‌شوند. برای مثال، دولت اتیوپی در پایان خشک‌سالی ساحل در سال ۱۹۸۴ با خشونت و اجبار پناهندگان را از کمپ‌های امدادی مستقر در شمال سرزمین مادریشان خارج ساخت و بازگرداند، زیرا آنها آنقدر به کمک‌های اضطراری وابسته شده بودند که مردم بودن به مزارع خشک‌سالی زده خود برگردند یا خیر. تعداد زیادی از افراد تخلیه شده بر اثر سیکلون تریسی بعد از یک سال زندگی در ایالت‌های جنوبی استرالیا، جایی که سطح استاندارد زندگی بهتر و بالاتر بود، تصمیم برگشتن به داروین را سخت و مشکل می‌دانستند.

تخلیه بازماندگان از شهر موجب مشکلات روانی دیگری نیز می‌شود. برای مثال، بعد از وقوع سیکلون تریسی، بیشتر ساکنان در ابتدا از شهر تخلیه شدند. با این وجود، به مردها اجازه دادند برای بازسازی به شهر برگردند. خانواده‌ها برای بیش از یک سال از هم پاشیده شدند. سرانجام وقتی دوباره به هم پیوستند، پدران از جامعه دور شدند و یک شکاف بین پدران و فرزندان که همدیگر را برای ماه‌ها ندیده بودند، پدید آمد. در این خصوص، نتایج تراژدی داروین نه فقط شامل تلفات جانی اولیه بر اثر وقوع سیکلون بود، بلکه این حقیقت را نیز در بر می‌گرفت که بیش از ۵۰ درصد خانواده‌ها در طی یک دهه بعد همچنان با حادثه درگیر بودند. این پدیده تنها به تخلیه شدگان محدود نمی‌شد بلکه خانواده‌های ساکن در جنوب، که خانه‌هایشان را به طور موقتی و به رایگان برای اسکان اختصاص داده بودند، با فشار زیادی مواجه شدند که در موارد خاصی به درگیری با مهمانان جوان‌تر می‌انجامید. تخلیه شدگان به ویژه افرادی که خود اشتغال یا خویش فرما بودند نیز با کاهش درآمد روبه‌رو بودند. این امر الزاماً برای کارگران دولتی یا مستخدمین شرکت‌های ملی که در ادارات جنوبی جایگزین شده بودند، مشکل نبود. آنهایی که خیلی خوش‌شانس نبودند با بیکاری یا پیدا کردن کارهای موقتی روبه‌رو بودند. برای برخی افراد، این مشاغل دوره‌ای آنقدر جذاب بود که آنها را برای برگشتن به شهر داروین و رویارویی با آینده‌ای نامطمئن مردد می‌ساخت. همچنین خانواده‌های تک‌والده که در طی بازسازی شهر در جنوب باقی ماندند نیز در خصوص فرزندان‌شان با مشکل مواجه شدند. به خاطر لطمات روحی و تغییر محیط اطراف، بچه‌های جوان‌تر در معرض رفتارهای واپس‌گرایانه بودند. بدون وجود پدر، از طرف همسالانشان

به عنوان غریبه پس‌رانده می‌شدند و به وسیله‌ی جامعه بچه سرراهی خوانده می‌شدند، برای کودکان مدرسه‌ای تطابق و سازگاری با یک محیط جدید و پذیرفتن فعالیت‌های اجتماعی جامعه مشکل بود. بسیاری از این ویژگی‌های رفتاری جامعه ستیز با پیشرفت به بزه‌کاری تبدیل می‌شوند یا باعث شروع استعمال مواد مخدر یا نوشیدنی‌های الکلی برای مقابله با مشکلات می‌شوند. این مشکل به ویژه در مورد جوانان (جدول ۱۳-۱) بحرانی‌تر می‌باشد. رفتار کودکانی که به وطن بازنگشته‌اند به طور قابل توجهی در مقایسه با کودکان هم سن و سال خود که به شهر داروین برگشته‌اند، یا بنا به دلایل داروین را ترک نکرده بودند، متفاوت است.

جدول ۱۳-۱- فراوانی مشکلات روانی در میان بازماندگان جوان طوفان تریسی در داروین، ۱۹۷۴، وسترن و مالین، ۱۹۷۹.

ویژگی	باقی ماندگان (تخلیه نکرده گان)	بازگشته‌گان	بازنگشته‌گان
ترس از باران و باد	۱۹/۸	۲۴/۲	۲۹/۳
ترس از تاریکی	۱۰/۸	۱۳/۲	۱۱/۵
ترس از صدای هواپیمای جت	۴/۵	۷/۹	۱۵/۵
چسبیدن به مادر	۶/۳	۵/۳	۱۲/۶
خیس کردن رختخواب	۲/۷	۶/۸	۷/۶
حالت انگشت مکیدن	۰	۱/۶	۲/۰
بد اخلاقی	۲/۷	۱/۱	۷/۲
دعوا	۰/۹	۳/۲	۴/۹
تخریب عمدی	۲/۷	۱/۱	۳/۴
آزار رساندن (صدمه زدن)	۰	۲/۶	۵/۵
بیماری‌ها	۹	۵/۸	۱۰/۹
منبع: وسترن و مالین، ۱۹۷۹			

در استرالیا، این شرایط مخصوص سیکلون تریسی نمی‌باشد. خشک‌سالی ۸۳-۱۹۸۲ باعث هجوم تعداد زیادی از خانواده‌ها از مزارع به روستا شهرها و شهرهای بزرگ شد، جایی که عموماً جامعه نسبت به آنچه در مزارع دور افتاده روی می‌دهد بی‌بندوبار تر و مسامحه‌کارتر هستند. در زمانی که بسیاری از بچه‌ها در سرتاسر شهرهای بزرگ به صورت گریز ناپذیری پراکنده شده بودند آنها به فراهم بودن مواد مخدر پی‌بردند. در زمان اجرای کنسرت زنده کمک‌رسانی به اتیوپی، مولی ملدرون (گرداننده استرالیایی اقدامات امدادی) اظهار کرد: در حالی که بسیاری از ما در استرالیا نگران وضع اسفناک مردم ساحل هستیم ولی به عمد یا غیر عمد نسبت به مسائل مواد مخدر کودکانی که بر اثر خشک‌سالی استرالیا وارد شهرها می‌شوند غافل مانده‌ایم. در سال ۱۹۸۹ درست ۶ سال پس از خشک‌سالی و پس از ورود بسیاری از جوان‌ها به شهرهای بزرگ یا شهرک‌ها آمار جرم و بزه در این مکان‌ها افزایش یافت و مشکلات قابل توجهی در حومه شهرها ایجاد نمود.

به مرور زمان، شوک یک مخاطره طبیعی و آسیب روحی ناشی از مرگ عزیزان همچنین منجر به بروز مشکلات روانی نیز می‌شوند. فاجعه آبرفان، والس، هرچند یک حادثه طبیعی شدید نبود، ولی این پدیده را به خوبی نشان می‌دهد. فرو ریختن یک توده ۲۵۰ متری از پس‌مانده‌های زغال‌سنگ در عرض چند ثانیه موجب مرگ ۱۱۶ کودک، یعنی تمام جمعیت جوان شهر، شد. به نوعی تمام جمعیت شهر به طور مشخصی متأثر شدند و در معرض آسیب‌های روحی و روانی قرار گرفتند. بیش از ۱۵۸ شهروند متعاقباً تحت معالجه روان‌پزشکی قرار گرفتند. چنین موقعیتی با شدت کمتر، در جوامع حادثه زده استرالیا بر اثر

آتش‌سوزی *اش‌ونزدی* در سال ۱۹۸۳ نیز پیش آمد. تعداد زیادی از افراد برای مقابله با حادثه به کمک‌های روانی نیاز داشتند و تأثیرات ثانویه این حادثه به طور قابل توجهی افزایش یافت. پس از وقوع تورنادو بزرگی در سال ۱۹۷۹ در *ویچیتا فالز*^۱ در کانزاس تعداد خودکشی‌ها افزایش یافت.

درست شبیه استرس که در طی زمان منجر به افزایش بیماری‌ها و فرار از کار کارمندان می‌شود، نتیجه نهایی تغییر زندگی، مثلاً بر اثر یک حادثه طبیعی، نیز باعث بیماری‌های جسمی- روانی می‌شود. بیماری‌های جسمی- روانی هر گونه بیماری فیزیکی مثل زخم، افسردگی یا آرتروز را شامل می‌شوند که بر اثر مشکلات جسمی- روانی پدید می‌آید. در سال‌های بعد از حادثه نیز مرگ یکی از اعضای خانواده فعلی، رفتن یکی از اعضای خانواده، تولد نوزاد، تغییر در شغل یا طلاق به طور قابل توجهی باعث بیماری‌های فیزیکی می‌شوند. از این گذشته، افرادی که در پی تخلیه شهر داروین در سال ۱۹۷۴ به خانه‌هایشان برگشتند نیز به طور قابل توجهی از تشدید بیماری‌ها مربوط به استرس رنج می‌بردند. البته مطالعات بیشتر نشان می‌دهند که در مقایسه با کسانی که خیال برگشتن نداشتند و ندارند آنهایی که می‌خواستند برگردند ولی نتوانسته‌اند رنج بیشتری می‌کشند. (کیارنی و بریتون، ۱۹۸۵). در این گروه دوم، یک افزایش ۵۰ درصدی در تعداد افراد عصبانی، افسرده و یا نگران آینده به وجود آمد و تعداد افراد شاکی از مشکلات سیستم گوارشی یا کسانی که از داروهای آرام‌بخش استفاده می‌کردند ۱۰۰ درصد افزایش یافت.

مزمین شدن بیماری‌های جسمی- روانی نه تنها ممکن است یک خانواده را در کوتاه مدت ضعیف و متزلزل سازد، بلکه اگر این مشکلات برطرف نشوند پیامدها و عواقب طولانی مدتی برای جامعه نیز در پی دارد. زمانی که از یک یا بیشتر یک نفر از اعضای خانواده از اختلال روحی- روانی رنج می‌برد، احتمال پیدایش این اختلال در فرزندان به طور قابل توجهی افزایش می‌یابد. بلایای طبیعی همچنین می‌توانند باعث یک دوره اختلال جامعه‌شناسی روان‌شناختی بر نسل‌های آینده شوند، تأثیر بر افرادی که در واقع حادثه را تجربه نکرده‌اند. ۱۰ سال پس از وقوع سیکلون *تریسی*، مددکاران اجتماعی در *بریس بان* قادر بودن قربانیان آسیب دیده از سیکلون را به عنوان یک گروه فرعی مجزا انتقال داده شده به این شهر، شناسایی نمایند.

نباید چنین تصور نمود که تمام بلایای طبیعی موجب مشکلات روان‌شناختی زیادی می‌شوند. یک حادثه طبیعی صرفاً ممکن است در افراد یا خانواده‌هایی که قبلاً دچار استرس بوده‌اند، موجب ایجاد استرس شود. با وجود این ممکن است حادثه صرفاً شدت اندکی داشته باشد ولی تأثیرش بر روی جامعه خیلی زیاد باشد. تخلیه شدگان اهل داروین که به شهرشان برگشتند و دچار مشکلات روانی نیز شدند، ممکن است افرادی باشند که قبلاً هم در شهر داروین دچار مشکلات روانی بوده‌اند، یا کسانی باشند که حتی اگر سیکلون *تریسی* هم در شهر رخ نمی‌داد، می‌خواستند شهر را برای همیشه ترک کنند. حتی اگر خانواده‌ها، واحدهای پایداری باشند، جدایی طولانی مدت از شهرشان و اقامت در یک محیط ناآشنا با مسکن شلوغ، موجب فشار غیرعادی اجتماعی می‌شود. بررسی و مطالعه‌ی *لاکتینا* (۱۹۸۶) از سیلاب‌های سرزمین جنوبی سال ۱۹۸۴ در نیوزیلند نشان می‌دهند، مردمی که برای دوره‌هایی مشابه با تخلیه شدگان داروین، از شهرشان تخلیه شدند نیز در معرض فشارهای فوق‌العاده‌ای قرار دارند. با این وجود، بعد از برگشتن زندگی به وضع عادی، تعداد اندکی، مشکلات روحی و روانی را به سیلاب‌ها نسبت می‌دهند. این استثناء در مورد افراد مسن- برخی از آنها به سبب حادثه دستپاچه و شگفت‌زده می‌شوند- و آنهایی که هم‌اکنون در حال طلاق گرفتن هستند و در مورد کودکان وجود دارد. بلافاصله پس از سیلاب‌ها، ۷ درصد از کودکان ساکن در خانه‌های سیلاب زده با تغییرات رفتار، نگرانی خود را به والدین و معلمان نشان دادند. با این وجود، اکثر این مشکل‌ها بعد از چند ماه که زندگی به روال عادی برگشت، از بین رفتند.

در پی یک حادثه یک زنجیره و توالی از سازش روحی و روانی وجود دارد. اول اینکه اکثر قربانیان، در خصوص یک

حادثه، بهبودپذیر و سازش‌پذیر به نظر می‌رسند. برای مثال، در سیلاب **بریس بان** سال ۱۹۷۴، جامعه از پذیرش کمک‌های امدادی به فاجعه خودداری کرد. کمتر از ۲ درصد از قربانیان بلافاصله پس از حادثه به دنبال درخواست کمک از خدمات مشاوره‌ای بودند. البته در بسیاری از این وقایع تلفات جانی و مصدومین بسیار زیادی وجود نداشتند. به نظر یک معیار مهم برای روان‌پزشکی ناشی از فاجعه، میزان تغییر زندگی در طی یک دوره کوتاه می‌باشد. اگر حوادث و بلاها موجب این تغییرات شوند، یا مشکلی به مشکلات ایجاد شده توسط حوادث قبلی اضافه نمایند، آن وقت از لحاظ روانی یک فرد یا یک خانواده به احتمال زیاد آسیب می‌بیند.

بروز سندرم بحرانی استرس

یک مسأله خیلی نگران‌کننده در خصوص حوادث و بلاها این حقیقت است که، افرادی که با تراژدی مرگ گروهی یا جراحت روبه‌رو می‌شوند برای بقیه عمرشان به وسیله‌ی این تراژدی مورد تأثیر قرار می‌گیرند. این تجربه ممکن است برای یک تماشاگر فاجعه که در مکانی دور از خطر به نظاره ایستاده نیز ایجاد شود. برای مثال در طی آتش‌سوزی ایستگاه مترو **واترلو، لندن**، در سال ۱۹۸۷ قطار به ایستگاه رسید و توقف کرد و درهای قطار بسته ماندند. در این زمان علیرغم مردمی که روی سکو ناامیدانه به شیشه‌ها و درها می‌کوبیدند و سعی داشتند از این جهنم فرار کنند، قطار به سرعت حرکت کرد. برای مسافران شوکه شده در قطار، توقف قطار ۳۰ ثانیه طول کشید، اما این تجربه تا آخر عمر با آنها باقی ماند. هرچه به حادثه نزدیک‌تر باشید، تأثیرات حادثه دائمی‌تر و زیان‌بارتر می‌گردند. البته لازم به ذکر است که کسانی که به حادثه نزدیک‌ترند، قهرمان می‌شوند و متأسفانه این حوادث هستند که قهرمانان را می‌سازند. در حالی که یک قهرمان ممکن است به طور پیاپی مورد قدردانی جامعه قرار گیرد و از عزت و احترام برخوردار شود ولی در حقیقت برخی از این قهرمان‌ها از ناامیدی شدید رنج می‌برند و زندگی‌شان به سختی می‌گذرد. این همان بیماری است که امروزه به عنوان «بروز سندرم بحرانی استرس» شناخته می‌شود و پس از فجایع در مأموران امداد رسانی و قهرمانان به صورت واکنش روحی و روانی شدید و طولانی مدت آشکار می‌گردد. این بیماری به صورت ناامیدی شدید و احساس گناه بی‌جهت مشخص می‌شود. برای مثال، مأمور پلیسی که به کرات زندگی‌اش را برای نجات جان مسافران گرفتار در آتش‌سوزی ایستگاه مترو **کینگ کروس، لندن**، در سال ۱۹۸۷ به خطر انداخت، نمی‌تواند بفهمد که چرا وی جان سالم به در برد ولی در این حادثه خیلی‌ها جان باختند؛ او اکنون منزوی و ترسو شده است و می‌ترسد که از ساختمان خارج شود. مسافری که بعد از غرق شدن کشتی تفریحی **هیرالد اینترپرایز^۱** در **زیبروگ**، بلژیک در سال ۱۹۸۷ خود را به یک پل انسانی برای عبور مسافرها به جای امن تبدیل کرد، ناامید و بی‌هدف است، گرچه چندین کشور به وی مدال افتخار و شجاعت دادند. پلیس دیگری که یک فرد در حال سوختن را از آتش‌سوزی ورزشگاه **برادفورد** در سال ۱۹۸۵ بیرون کشید، سال‌ها پس از حادثه آنقدر از لحاظ عاطفی ضعیف شده است که حتی در موارد جزئی نمی‌تواند برای کمک فریاد بزند. حتی سرلشگر **استریسون** نیز تحت تأثیر احساس گناه و ناامیدی قرار گرفت، چون معتقد است دستور او برای تخلیه شهر بعد از وقوع سیکلون **تریسی**، زندگی بازماندگان را از هم پاشانده است. به همان صورتی که قربانیان بسیاری از حوادث و بلاها در دقایق اولیه پس از نجات مشاوره روانی دریافت می‌کنند باید مأموران امداد و نجات نیز بعد از عملیات‌های امدادی، توسط مشاوران حرفه‌ای درمان شوند. در **نیوساوت ولز**، استرالیا، این جلسه‌های مشاوره و گفتگو به شکل مشاوره تیمی است و به شدت حادثه و واکنش بستگی دارند و ممکن است برای ماه‌ها پس از حادثه ادامه داشته باشد. در این ارتباط سیاست بر این است که اجازه ندهند مأموران امداد و نجات، جزئیات خصوصی حادثه را در محیط‌های ناجوری مثل مشروب فروشی‌های محلی بازگو نمایند و به جای آن مشاوران سعی می‌کنند احساسات اولیه عصبانیت و احساس گناه امدادگر که نه تنها زندگی فردی او را نابود

می‌سازد بلکه موجب نابودی توانایی‌های او هم می‌شوند را تسکین یا کاهش دهند. در نهایت هر جا که حادثه باعث مرگ می‌شود، هیچ پایان امیدبخشی برای یک حادثه وجود ندارد. هر کسی که شاهد یک فاجعه باشد چه به صورت قربانی، تماشاگر، مأمور امداد و نجات یا قهرمان به طور بالقوه‌ای زندگی‌اش به طرز علاج‌ناپذیری با این تجربه صدمه می‌بینند.

مأخذ و منابعی برای مطالعه بیشتر

- Burton, I., Kates R.W., and White, G.F. 1978. *The Environment as Hazard*. Oxford University Press, Oxford.
- Couper-Johnston, R. 2000. *El Nino: The Weather Phenomenon That Changed the World*. Hodder and Stoughton, London.
- Dalitz, E.R. 1979. Personal reactions to natural disasters. In Heathcote, R.L. and Thom, B.G. (eds) *Natural Hazards in Australia*. Australian Academy of Science, Canberra, pp. 340–351.
- Drabek, T.E. 1986. *Human System Responses to Disaster: An Inventory of Sociological Findings*. Springer-Verlag, New York.
- Hauptman, W. 1984. On the dryline. *Atlantic Monthly*, May: 76–87.
- Holthouse, H. 1986. *Cyclone: A Century of Cyclonic Destruction*. Angus and Robertson, Sydney.
- Kearney, G.E. and Britton, N.R. 1985. Insurance response in disaster. *Report of Proceedings of Research Workshop on Human Behaviour in Disaster in Australia*. Natural Disasters Organisation, Mt Macedon, pp. 300–324.
- Lachman, R., Tatsouka, M., and Bonk, W.J. 1961. Human behavior during the tsunami of May, 1960. *Science* 133: 1405–1409.
- Luketina, F. 1986. The psychological effects of floods. *Soil and Water* 22(1): 20–24.
- McKay, J.M. 1983. Community adoption of bushfire mitigation measures in the Adelaide Hills. In Healey, D.T., Jarrett, F.G. and McKay, J.M. (eds) *The Economics of Bushfires: The South Australian Experience*. Oxford University Press, Melbourne, pp. 116–131.
- Michaelis, A.R. 1985. Interdisciplinary disaster research. *Report of Proceedings of Research Workshop on Human Behaviour in Disaster in Australia*. Natural Disasters Organisation, Mt Macedon, pp. 325–346.
- Reser, J.P. 1980. The psychological reality of natural disasters. In Ollier, J. (ed.) *Response to Disaster*. Centre for Disaster Studies, James Cook University, Townsville, pp. 29–44.
- Santana, S. 2002. Remembering Andrew. *Weatherwise* 55 July/August: 14–20.
- Sims, J.H. and Baumann, D.D. 1972. The tornado threat: coping styles of the north and south. *Science* 176: 1386–1392.
- Western, J.S. and Milne, G. 1979. Some social effects of a natural hazard: Darwin residents and cyclone 'Tracy'. In Heathcote, R.L. and Thom, B.G. (eds) *Natural Hazards in Australia*. Australian Academy of Science, Canberra, pp. 488–502.
- Wilson, A.A.G. and Ferguson, I.S. 1985. Fight or flee? A case study of the Mt. Macedon bushfire Pt 2. *Bushfire Bulletin* 8(1 & 2): 7–10.

فصل ۱۴ چهاردهم: سخن پایانی

تغییر رژیم مخاطرات

(هانگتون و همکاران، ۱۹۹۵، ۱۹۹۶؛ بریانت، ۲۰۰۱؛ نات، ۲۰۰۳)^۱

در سرتاسر این کتاب به طور پیوسته بر متداول بودن مخاطرات طبیعی تأکید شده است. برای مثال، فوران کوه آتشفشان *کراکتوا* در سال ۱۸۸۳ یک حادثه غیرعادی نبود. این حادثه هم‌سنگ با فوران‌های قبلی با بزرگی مشابه بود و دوباره نیز شاهد این حادثه خواهیم بود. این مفهوم پیوستگی را نشان می‌دهد ولی به معنای تأیید آن نمی‌باشد. تا حدودی این بحث شناخت کنونی ما از مخاطرات طبیعی که منطبق بر تشریح پراکنش رخداد و بزرگی آنها است و بر همین اساس می‌تواند احتمال وقوع حوادث شدید در آینده را پیش‌بینی نماید را تصدیق می‌کند. این امر الزاماً به معنای چگونگی عملکرد مخاطرات طبیعی در طول زمان نیست. رژیم‌های کنونی مخاطرات تغییرپذیرند. آنها را می‌توان تغییر داد. تحقیق اخیر من در خصوص مگا سونامی‌ها این موضوع را شرح می‌دهد. بر اساس اسناد تاریخی مکتوب، سونامی‌های استرالیا در جزر و مد سنج‌ها به فراتر از ۱/۰۷ متر نرفته‌اند، ارتفاع آنها به بیش از ۴ متری در بالای سطح دریا نرسیده و بیشتر از یک کیلومتر به داخل خشکی‌ها رخنه نکرده‌اند. در طی ۱۵ سال گذشته، شواهدی از سونامی‌های بزرگ در امتداد خط ساحلی *نیوسات ولز* استرالیا بدست آمده است که نشان می‌دهند سونامی‌ها حداقل ۱۰ کیلومتر به داخل خشکی‌ها پیشروی کردند، تخته سنگ‌هایی به اندازه واگن‌های باری را به بالای پرتگاه‌های ۳۰ متری حمل کردند (شکل ۱۴-۱) و از روی دماغه‌های ۱۳۰ متری عبور کردند.



شکل ۱۴-۱- تخته سنگ‌های روی هم انباشته شده بر روی پرتگاه صخره‌ای ۳۰ متری در طرف جنوبی اینلت گامگرتز، نیو ساوت ولز، استرالیا. بزرگی برخی از این تخته سنگ‌ها به اندازه یک واگن قطار است برای مقیاس به شخصی که با دایره مشخص شده است توجه نمایید.

این علایم و نشانه‌ها به خط ساحلی **نیوسآت ولز** محدود نمی‌شود. در شمال غربی استرالیا، در یک رخداد سونامی ۳۵ کیلومتر به داخل بیابان بزرگ ماسه‌ای^۱ پیشروی کرد. این مگا سونامی‌ها با فواصل تاریخی ۸۰۰۰ ساله نسبت به دوره اخیر رخ داده‌اند. آنها در اثر برخورد شهاب‌سنگ‌ها یا ستاره‌های دنباله‌دار با اقیانوس‌های در بر گیرنده کره زمین پدید آمدند- زیرا هیچ زلزله یا فوران آتشفشانی شناخته شده‌ای- موجب حوادثی با چنین بزرگی نشده‌اند. اخترشناسان معتقدند که یک ستاره دنباله‌دار بزرگ تقریباً ۱۵۰۰۰ سال پیش وارد بخش‌های داخلی منظومه شمسی شده است. در نهایت این ستاره دنباله‌دار متلاشی گردید و کره زمین به طور دوره‌ای در اواخر ژوئن و اواسط نوامبر هر سال از میان این قطعات و ذرات متلاشی شده عبور می‌کند. این سامانه شهاب‌سنگی **تائوریدس**^۲ نام دارد. کره زمین در طی هر ۲۵۲۰ سال با تقارن کوچک دیگری در هر ۱۱۰۰ سال، از داخل مرکز متراکم این سامانه می‌گذرد. آخرین عبور کره زمین تقریباً در سال ۱۵۰۰ میلادی رخ داده است. این زمانی است که آخرین مگا سونامی‌ها خط ساحلی نیوسآت ولز را در نور دیده‌اند و تاریخ آن با افسانه‌های بومیان استرالیا و **مائوری‌ها** که یک بارش شهاب سنگی را شرح می‌دهند هم خوانی دارد. اخیراً یک کراتر با قطر یک کیلومتر در ساحل جنوبی جزیره **استوارت**^۳ واقع در نیوزیلند کشف کردیم که حاصل برخورد یک شهاب سنگ است. در حال حاضر کره زمین به وسیله‌ی قطعات بزرگ یا متعدد سامانه تائوریدس مورد اصابت قرار نمی‌گیرد. در نتیجه، استرالیا- و بیشتر بخش‌های کره زمین- هم‌اکنون در یک دوره آرامش به سر می‌برند و این در حالی است که اغلب سونامی‌ها نیز بر اثر زلزله‌ها یا آتشفشان‌ها پدید می‌آیند. بنابراین این مگا سونامی‌های اخیر را چگونه می‌توان تفسیر نمود؟ در استرالیا، این دوگانگی به این دلیل است که شواهد میدانی برای مگا سونامی‌ها با اسناد و شواهد تاریخی محدود مرتبط با چنین حوادثی مطابقت ندارد. با در نظر گرفتن این موضوع که این سونامی‌ها معرف تغییر رژیم مخاطره هستند، این دوگانگی برطرف می‌شود.

رژیم‌های سایر مخاطرات اقلیمی و زمین‌شناختی نیز تغییر یافته‌اند. برای مثال، کره زمین از سال ۱۷۰۰ تا کنون نسبت به هر

1- the Great Sandy Desert
2- Taurids
3- Stewart Island

زمان دیگری در طول ۱۰۰۰۰ سال گذشته، با فوران‌های آتشفشانی بزرگ و متعدد بیشتری روبه‌رو بوده است. ما همچنین شاهد پایان یافتن عصر یخبندان صغیر بوده‌ایم که به نظر می‌رسد یک چرخه اقلیمی ۱۵۰۰ ساله را دنبال می‌کند. در طی فازهای سرد، در اروپای شمالی طوفان‌ها به کرات و شدید رخ می‌دهند (شکل ۱۲-۳) و دمای هوا بی‌نهایت سرد می‌شود. برای مثال، در دهه ۱۴۲۰، ناحیه **بورگانندی** در فرانسه- در طی دوره‌ای از قرون وسطا که دمای هوا به سرعت در حال سرد شدن بود- شاهد ۶ سال از سردترین سال‌ها در طی ۱۰۰۰ سال گذشته بود. با این وجود، این سردی با گرم‌ترین تابستان ممکن هزاره جایگزین شد. گرمای این تابستان نه تنها فراتر از حد نرمال، بلکه بسیار استثنائی نیز بود. در آن سال برداشت محصول انگور به جای هفته دوم یا سوم ماه سپتامبر در اوایل ماه آگوست رخ داد.

در خاتمه، بارش‌های شدید ۱ به ۱۰۰ سال که بیشتر مناطق دنیا آن را تجربه کرده‌اند امروزه به سادگی رخ می‌دهند و بخشی از یک رژیم بارندگی خیلی شدید شده‌اند. **وُلن‌گنگ** استرالیا که در این کتاب به آن پرداخته شد، منطقه‌ای است که در آنجا باران‌های شدید ۴۰۰-۲۰۰ میلی‌متری در طی ۲۴ ساعت پدیده‌ای عادی است. بارش‌های این منطقه، با بارندگی‌های ۸۴۰ میلی‌متری در عرض ۹ ساعت و ۱۰۰۰ میلی‌متری در عرض یک ماه جایگزین شده‌اند. این بارندگی‌ها روی خط مستقیم نمودارهای احتمال فرا روی ترسیم نمی‌شوند. آنها بیانگر تغییر رژیم اقلیم هستند، تغییری که منجر به سیلاب‌های شدید می‌شود. این جنبه مخصوص **وُلن‌گنگ** نیست. در سراسر استرالیا، نشانه‌ها و علائم ژئومورفولوژیکی زیادی از این سیلاب‌ها وجود دارد که بسیار بزرگ‌تر از چیزی هستند که بتوانند با بارش‌های احتمالی حداکثری ایجاد گردند. همچنین در این زمینه استرالیا استثناء نیست. افزایش جهانی سیلاب‌ها (شکل ۱۰-۶) حاکی از آن است که رژیم‌های بارندگی (یا خشک‌سالی) تغییرپذیر هستند.

تأثیرات گرمایش جهانی، خواه به دلیل پایان عصر یخبندان صغیر یا ناشی از افزایش تراکم گازهای گلخانه‌ای باشد به معنای تغییر رژیم مخاطرات محسوب می‌گردد. اقلیم‌شناسان اذعان دارند که اقلیم کره زمین در طی زمان ثابت نمی‌ماند. در اوج آخرین عصر یخبندان ۲۲۰۰۰ سال گذشته، دما به طور قابل توجهی دارای نوسان بوده و در فواصل چندین ساله ۶-۴ درجه سانتی‌گراد افت و خیز داشته است. در رژیم کنونی اقلیمی ما این نوسان‌ها احتمالاً بارز نیستند ولی در زمانی که اقلیم سردتر شود آشکار می‌گردند. نوسان‌های دمایی دهه ۱۴۲۰ در فرانسه احتمالاً نشانه این ویژگی اساسی اقلیم در دوره پلیستوسن بوده است.

گرمایش کنونی که در حال رخداد است و فرض بر آن است که افزایش هم می‌یابد، بیانگر تغییر رژیم مخاطرات است. تأثیر بالقوه تغییرات دی‌اکسید کربن ناشی از فعالیت‌های انسانی، در طی ۱۵۵ سال اخیر موضوع بررسی‌های علمی زیادی قرار گرفته است. در سال ۱۸۶۱، **جان تیندال** اظهار داشت تغییرات دی‌اکسید کربن در جو عامل تغییرات اقلیمی هستند. در سال ۱۸۹۶ **سوانت آرهینوس**^۱ مطرح ساخت که دو برابر شدن میزان دی‌اکسید کربن می‌تواند موجب گرم شدن جو تا ۵ درجه سانتی‌گراد شود. در سال ۱۹۳۸، **کالندر** چگونگی جذب انرژی امواج تابشی با طول موج بلند به وسیله‌ی دی‌اکسید کربن و بخار آب در طول موج‌های متفاوت را تشریح نمود. وی اظهار کرد که تولید انسانی دی‌اکسید کربن، تعادل طبیعی بین انرژی تابشی ورودی خورشیدی (طول موج کوتاه) و انرژی تابشی خروجی زمینی (طول موج بلند) را تغییر می‌دهد و موجب افزایش دمای جهان می‌شود که از نوسان‌های طبیعی در دوره‌های تاریخی فراتر می‌رود. کنفرانس مؤثری که توجه جهان را به پیامدهای جدی افزایش غلظت گازهای گلخانه‌ای در جو جلب کرد، کنفرانسی بود که توسط سازمان جهانی هواشناسی در ۱۵-۱۹ اکتبر سال ۱۹۸۵ در **ویلاچ** اتریش برگزار شد. بیانیه پایانی این کنفرانس خاطرنشان ساخت که اکثر برنامه‌ریزی‌های جاری و تصمیمات سیاسی بر فرض یک اقلیم پایدار هستند- یک رژیم ثابت یا نامتغیر مخاطره- در حالی که افزایش گازهای گلخانه‌ای تا حدود سال ۲۰۳۰ موجب گرم شدن دمای کره زمین بین ۱/۵ تا ۴/۵ درجه سانتی‌گراد و بالا آمدن ۱۴۰-۲۰ سانتی‌متری سطح دریا خواهد شد. تنها چیزی که از آن زمان تغییر کرده است، پی بردن به این امر است که گازهای فراوانی از جمله CO₂

در حدود قرن ۱۳)، مطابقت دارد ولی هیچ ثبت زمین‌شناسی که این افزایش سریع گازهای گلخانه‌ای در حال حاضر رانشان دهد، وجود ندارد. از این رو، پیامدهای اقلیمی ناشی از افزایش گازهای گلخانه‌ای خطرناک و نامعلوم است.

پیامدهای جدید مخاطرات طبیعی

این کتاب پیرامون مخاطرات طبیعی است که احتمال رخداد دارند، با آنها زندگی می‌کنیم، به تجربه کردن آنها ادامه می‌دهیم و امیدوارانه از آنها جان به در می‌بریم. هدف اساسی این کتاب، تشریح دقیق مکانیسم‌های تولیدکننده مخاطرات اقلیمی و زمین‌شناسی برای خواننده است. در این کتاب تلاش شده که برای کارایی بیشتر از توصیف‌های تاریخی و نمودارهای مؤثر استفاده شود. چهار موضوع وجود دارد که به صورت غیرمستقیم در سراسر این کتاب مورد خطاب قرار گرفته‌اند. این موضوعات ارزش آن را دارند که به طور خلاصه به آنها پرداخته شود.

اول اینکه، مخاطرات طبیعی قابل پیش‌بینی هستند. البته این مسأله در مخاطرات اقلیمی کاربرد بیشتری دارد. با رصد ماهواره‌ای، مدل‌های پیش‌بینی کننده کوتاه مدت کامپیوتری و تعداد زیادی از افراد و دانشمندان تعلیم دیده، بیشتر وقایع اقلیمی مخاطره‌آمیز را می‌توان قبل از وقوع پیش‌بینی کرد به نحوی که زمان کافی برای واکنش عامه مردم به هر نوع خطری فراهم گردد. خواه ناخواه اعتقاد به این هشدارها در جهان امروز بسیار نسبی است. این واقعیت که اداره‌ی هواشناسی انگلیس از اعلام هشدار یک طوفان برون حاره‌ای که توسط همکارانش در فرانسه صادر شده بود، چشم‌پوشی کرده یا این که ساکنان شهر داروین، وقتی سیکلون ترمیسی روی سر آنها ریخت خیلی تمایل به شرکت در جشن کریسمس داشتند؛ یا اینکه افسران نگهبان در سیدنی، وقتی که بزرگ‌ترین طوفان تگرگ ثبت شده بر سر شهر فرود آمد، از وظیفه ابتدایی‌شان که دیده‌بانی طوفان بود چشم‌پوشی کردند، باعث انکار این حقیقت که امروزه اکثر مخاطرات اقلیمی پیش‌بینی می‌گردند، نمی‌شود. این حقیقت صرفاً نشان می‌دهد که سازمان‌های اداری و خصوصی یک جامعه تأثیر زیادی بر روی چگونگی مؤثر واقع شدن هشدارهای وقوع یک مخاطره طبیعی و آمادگی برای رویارویی با آن مخاطره دارند.

همچنین در این کتاب مطرح شده است که درجه‌ی صحت پیش‌بینی‌ها تا حد زیادی تحت تأثیر چرخه‌های نجومی با قاعده، مثل چرخه ۱۱ و ۲۲ ساله لکه‌های خورشیدی و چرخه‌ی قمری ۱۸/۶ ساله، قرار دارند. تعداد لکه‌های خورشیدی منجر به ابهام در متغیرهای مؤثر در پیش‌بینی از جمله فعالیت ژئومغناطیسی خورشیدی می‌شوند. این روش‌های پیش‌بینی به شدت مورد انتقاد قرار گرفته‌اند. با این وجود به نظر می‌رسد که با توجه به تغییر فراوانی‌های مشهود در داده‌های اقلیمی و ژئوفیزیکی همگام با دوره بازگشت لکه‌های خورشیدی آنچنان زیاد هستند که چرخه‌های ژئومغناطیسی خورشیدی را نمی‌توان به عنوان یک پیش‌فاکتور برای وقایع مخاطرات طبیعی حذف نمود. همچنین رابطه‌ی چرخه‌های بارندگی و خشک‌سالی با چرخه قمری ۱۸/۶ ساله را نباید فراموش کرد. در سراسر مناطق تولید غلات جهان هم‌زمانی خشک‌سالی، با چرخه قمری ۱۸/۶ ساله را باید جدی گرفت.

دوم، میزان وقوع مخاطرات طبیعی، از لحاظ تعداد وقایع و هزینه اقتصادی، در حال افزایش هستند. شرکت بیمه **مونیک**، به ویژه از سال ۱۹۶۰، این روند را در پرداخت خسارت‌ها ثابت نمود. این موضوع به خوبی برای فعالیت آتشفشانی این قرن تشریح شده است. در واقع بعد از فوران **کارائیب** در سال ۱۹۰۲، آتشفشان خیزی که موجب تلفات جانی زیادی شود برای نیم‌قرن متوقف گردید. در سوابق اقلیمی نیز یک دوره آرامش مشابه‌ای مشهود است. دهه‌های ۱۹۳۰ و ۱۹۴۰ بیش از اندازه غیر فعال و آرام بودند به قدری که وقایع طوفانی جذابیت پیدا کردند. دمای هوا به طور جهانی رو به افزایش بود و الگوهای هوایی به نوسان شدیدی دچار نمی‌شدند. این شرایط به معنای عدم رخ داد بلایای اقلیمی نمی‌باشد زیرا در نهایت این دوره‌ها منجر به

سال‌های *داست‌باول*^۱ در دشت‌های بزرگ ایالت متحده شد و همچنین ارتش هیتلر زمستان روسی را تجربه کرد که از لحاظ شدن با زمستانی مطابقت داشت که نیروهای ناپلئون در سال ۱۸۱۲ را نابود ساخت. اقلیم کره زمین از حدود سال ۱۹۴۸ به طور جهانی شروع به تغییر شدیدی نمود. این تغییرپذیری به طور اساسی از سال ۱۹۷۰ افزایش یافت. برای مثال از سال ۱۹۸۰، استرالیا با دو مورد از بزرگ‌ترین سیلاب‌های محلی ثبت شده روبه‌رو شد که در بین سه خشک‌سالی بزرگ با چرخه ۲۰۰:۱ ساله رخ دادند. در اواخر دهه ۱۹۸۰ در بریتانیا، دماهای فصلی بین سردترین تا گرم‌ترین دمای ثبت شده در نوسان بودند. این تغییرپذیری زیاد در پدیده‌های اقلیمی و زمین‌شناختی قابل رؤیت است. از دیدگاه مخاطرات طبیعی ممکن است در دوره‌ای به سر ببریم که در حال تجربه تغییر رژیم مخاطرات است.

سوم اینکه، مخاطرات طبیعی از نظر زمانی و مکانی فراگیر هستند. یک نقشه ساده از مکان مخاطرات ذکر شده در این کتاب، این امر را نشان خواهد داد. به طور طبیعی، ما انتظار نداریم که خشک‌سالی‌ها در انگلیس رخ بدهند، تورنادوها از داخل *ادمونتون* کانادا، عبور کنند یا در لس‌آنجلس ریزش برف رخ بدهد. با این وجود، چنین حوادثی در نیمه دوم قرن بیستم رخ داده‌اند، همان‌گونه که در بالا ذکر شد بخشی از دلایل رخداد این حوادث به اصطلاح غیرعادی در برخی مکان‌ها، جایی که آنها مورد انتظار نیستند، ممکن است به خاطر این حقیقت باشد که ما در طول یک دوره غیرفعال از لحاظ مخاطرات زندگی می‌کنیم. دلیل دیگر داده‌های طولانی مدت ژئوفیزیکی است که ما به دست آورده‌ایم هرچه طول دوره آماری بیشتر می‌شود به احتمال زیاد حوادث شدید نیز در آنها رخ می‌دهد. علاوه بر این، پیشرفت‌های تکنولوژیکی در عرصه ارتباطات به طور بسیار زیادی توجه ما را نسبت به فضایی که در آن سکونت داریم کاهش می‌دهد به نحوی که امروزه هر کسی هوای غیرعادی یا حوادث زمین‌شناختی را (از طریق رسانه‌ها) تجربه می‌کند. چنین پیشرفت‌هایی بر شدت آگاهی مردم از مخاطرات طبیعی می‌افزاید. من معتقدم که پیش‌آگهی طولانی مدت در هر مکانی باید طیف وسیعی از مخاطراتی را شامل شود و هیچ الزامی هم در ذکر آنها در منابع تاریخی نیست. ما با تغییر رژیم تعدادی از مخاطرات روبه‌رو هستیم. بنابراین وقوع یک زلزله با شدت ۷/۲ در مقیاس ریشتر در ناحیه به نظر غیر زلزله خیز *تنانت کریک*، استرالیا (سپتامبر ۱۹۸۸) و یا وقوع تورنادوها در سراسر شهر نیویورک، غیرعادی نیستند (جولای ۱۹۸۹). این حوادث شدید، هر چند در این نواحی عادی نیستند، ولی به طور حتم در حوزه احتمالی طبیعی قرار دارند. در بیشتر بخش‌های جهان نیاز مبرم به ارزیابی دقیقی از مخاطرات شدید وجود دارد. برای مثال، ممکن است در استرالیا فعالیت آتشفشانی رخ بدهد اگرچه در آنجا آتشفشان فعالی وجود ندارد یا سیکلون حاره‌ای منطقه‌ای مثل کالیفرنیا جنوبی را مورد تأثیر قرار دهد. در مورد اولی، آتشفشان‌ها در استرالیا در طی ۱۰۰۰۰ سال گذشته فوران داشته‌اند. در مورد دومی، کالیفرنیا جنوبی دقیقاً در کنار منطقه تولید سیکلون‌های حاره‌ای قرار دارد. با این دیدگاه مخاطرات طبیعی و در برخی موارد مخاطرات غیرمنتظره عادی‌تر به نظر می‌رسند.

مورد آخر اینکه، فراگیری تعداد زیادی از مخاطرات (چه آنهایی که بررسی شدند و چه آنهایی که بررسی نشدند) نباید موجب بدبینی ما گردند. وقتی یک حادثه طبیعی رخ می‌دهد و روی صفحه تلویزیون نشان داده می‌شود، باعث می‌شود تصور کنیم که تعداد اندکی جان سالم به در برده‌اند ولی با تعجب می‌بینیم که تعداد خیلی اندکی فوت می‌کنند یا مجروح می‌شوند. در طی ۱۵۰ سال گذشته فقط چندین حادثه رخ داده‌اند که باعث نابودی کل جمعیت یک منطقه شده‌اند. در فوران کوه *پله* در سال ۱۹۰۲ از ۳۰۰۰۰ نفر جمعیت شهر تنها ۲ نفر جان سالم به در بردند. جریان واریزه‌های کوه *هواسکاران* در ماه می ۱۹۷۰ تمام جمعیت شهر *یانگای*، پرو را به کام مرگ کشاند و فوران آتشفشان *نوادا دلرویز* در نوامبر سال ۱۹۸۵ در کلمبیا، موجب مرگ بیشتر افراد واقع در مسیر *لاهار* شد. عجیب و غریب بودن تعداد بازماندگان سایر بلایای طبیعی بزرگ که در این کتاب ذکر

شدند را نیز در نظر بگیرید. سیکلون تریسی در ۲۵ دسامبر سال ۱۹۷۴، از ۲۵۰۰۰ نفر جمعیت شهر داروین تنها موجب مرگ ۶۴ نفر شد؛ در زلزله مخوف **تانگ شان** چین در سال ۱۹۷۶، از هر چهار نفر یک نفر جاننش را از دست داد؛ و تعداد قربانیان زلزله توکیو در سال ۱۹۲۳ که بیش از یک میلیون نفر جمعیت داشت ۱۴۰۰۰۰ نفر بودند. انسان‌ها در جان به در بردن و سالم ماندن از حوادث بسیار انعطاف‌پذیر و مستعد هستند، به ویژه در کنار آمدن با فجایع که بسیار تحسین‌برانگیز عمل می‌کنند. در فصل ۱۳ این جنبه‌ها را مورد توجه قرار دادیم. تمامی متون مربوط به مخاطرات طبیعی بر جنبه‌های هیجان‌انگیز، منفی و وحشت‌انگیز بلایا تاکید دارند، درست شبیه کاری که در این کتاب نیز انجام شد. با این وجود شایسته است این کتاب را با خاطرنشان ساختن توانایی عظیم انسان‌ها در طی فجایع برای نجات، زنده ماندن، بازیابی و بهبود از چنین حوادثی به پایان برسانیم.

مأخذ و منابعی برای مطالعه بیشتر

- Bryant, E. 2001. *Tsunami: The Underrated Hazard*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Houghton, J.T., Meira Filho, L.G., Bruce, J., Hoesung Lee, Callander, B.A., Haites, E., Harris, N. and Maskell, K. (eds) 1995. *Climate Change 1994: Radiative Forcing of Climate Change and an Evaluation of the IPCC IS92 Emission Scenarios*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Houghton, J.T., Meira Filho, L.G., Callander, B.A., Harris, N., Kattenberg, A. and Maskell, K. (eds) 1996. *Climate Change 1995: The Science of Climate Change*. Cambridge University Press, New York.
- Nott, J. 2003. The importance of prehistoric data and variability of hazard regimes in natural hazard risk assessment: example from Australia. *Natural Hazards* 30: 43–58.

واژه نامه

Adiabatic Lapse Rate

افت آهنگ بی دررو: میزان کاهش دمای هوا همراه با افزایش ارتفاع به دلیل کاهش اثر گرانش. این کاهش بدون هر گونه تغییر در میزان کلی حرارت رخ می دهد و فقط در نتیجه افزایش حجم هوا است. افت آهنگ آدیاباتیکی نرمال ۱- برای هر ۱۰۰ متر ارتفاع است: اما آهنگ افت آدیاباتیکی اشباع، که در آن هوا آهسته تر سرد می شود، $9/100 - 0.4$ در هر ۱۰۰ متر است. اگر بسته هوا از بالا به طرف سطح زمین حرکت کند این فرایند معکوس می شود و هوا شروع به گرم شدن می کند.

Agglutinate

چسبیدن: تمایل سلول های پرفشار نشئت گرفته از قطب برای چسبیدن یا متوقف شدن در مکان های خاصی از اقیانوس های عرض های متوسط. از جمله این مکان ها پرفشار برمودا یا آزور است که در آن گرایش به توقف وجود دارد. نگاه کنید به پرفشارهای قطبی سیار.

Albedo

البیدو: میزانی از تابش موج کوتاه خورشیدی که توسط سطوح یا اشیاء مختلف منعکس می شوند.

Andesite

آندزیت: سنگ های آتشفشانی که حاوی مواد معدنی آندزیتی، پیروکسین، هورنبلند و بیوتیت است. در حالت مذاب این قبیل مواد حاوی مقدار بالایی از گاز محلول هستند.

Aperiodically

بی قاعده: تکرار اما نه با یک نظم ثابت. به عنوان مثال، اولین روز هر ماه با دوره های نامنظم (در روزهای مختلفی از ایام هفته) رخ می دهد زیرا تعداد روزهای تمامی ماه ها یکسان نیست.

Aseismic

بدون زلزله: منطقه ای که از لحاظ تاریخی تجربه زمین لرزه نداشته است.

Atterberg Limits

حدود اتربرگ: این حدود محتوای رطوبت خاک را که بر اساس آن ها خاک به الاستیک، پلاستیک، و مایع تبدیل می شود را مشخص می کند.

Barrier Island

جزیره سدی: جزیره ماسه‌ای تشکیل شده در طول خط ساحلی که سطح آن نسبت به دریا در حال افزایش است و یا در گذشته به طرز چشم‌گیری افزایش داشته است. جابه‌جایی رسوب رو به ساحل برای متصل کردن جزیره به خشکی به اندازه کافی سریع نیست از این رو جزیره از سرزمین اصلی توسط تالاب یا مرداب جدا می‌شود.

Basaltic

بازالت: رایج‌ترین سنگ تولید شده توسط آتشفشان، که عمدتاً شامل منیزیم، آهن، کلسیم، آلومینیوم، و مقداری سیلیکون است. بازالت سنگی ریز دانه با ذرات خاکستری تیره است و بسیار سخت است اما به راحتی هوازده می‌شود. آتشفشان‌های که ماگمای با این ترکیبات تولید می‌کنند به عنوان بازالتی طبقه‌بندی می‌شوند.

Base Surge

فوران پایه‌ای یا قاعده آتشفشانی: فوران ناگهانی یک آتشفشان نه به صورت عمودی بلکه به صورت جانبی.

Bathymetry

ژرفایابی: عمق سنجی بستر دریا.

Bearing Strength

قدرت مقاومت: مقدار وزنی (از جمله وزن خود خاک) را که خاک می‌تواند قبل از تغییر شکل برگشت ناپذیر تحمل نماید.

Benioff Zone

زون بنیوف: منطقه‌ای در عمق ۷۰۰ کیلومتری در امتداد زون فرو رانش که با زلزله‌هایی همراه است.

Biomass

زیست توده: وزن کل تمام موجودات زنده.

Bistable Phasing

دوره‌بندی دوتایی: در طول بیش از دو تا سه قرن در بسیاری از مکان‌ها، خشک‌سالی‌ها و دوره مرطوب تمایل دارند به طور متناوب در هر ۹/۳ سال یکبار ظاهر شوند. در برخی موارد نیز پس از اتمام یک دوره نه ساله خشک‌سالی و پیش از آن‌که چرخه بعدی برقرار گردد یک خشک‌سالی ناگهانی دیگری حادث شده است. این چرخه‌ها را دوره‌بندی دوتایی می‌نامند.

Blizzard

بلیزارد: هر رخداد بادی با سرعت بیش از ۶۰ کیلومتر در ساعت، دمای زیر $6^{\circ}C$ - و اغلب همراه بوران برف با ارتفاع ده‌ها متر از سطح زمین را بلیزارد می‌نامند.

Blocking High

پرفشار مانع: یک سیستم پرفشار است که حرکت طبیعی شرق‌سوی آن متوقف می‌شود و عبور سیستم‌های کم‌فشار یا پرفشار بعدی را مسدود می‌کند و آن‌ها را به سمت قطب یا استوا منحرف می‌سازد. در عین حال پرفشارهای قطبی سیار سلول‌های پرفشاری هستند که مسیر جابه‌جایی خود از قطب‌ها به اطراف را به اتمام می‌رسانند و توسط پرفشارهای دیگر جابه‌جا یا منحرف نمی‌شوند.

Blocks

بلوک‌ها: نوع گدازه که متشکل از قطعات زاویه‌دار و بزرگی از سنگ جامد است و در فوران آتشفشان به بیرون پرتاب می‌شوند.

Bombs

بمب‌ها: (۱) نگاه کنید به کم‌فشارهای ساحل شرقی. (۲) قطعات بزرگ گدازه مایع که در فوران آتشفشان به بیرون پرتاب می‌شوند.

Boreal

بورال: (۱) مربوط به نیمکره شمالی است. (۲) جنگلی در نیمکره شمالی عمدتاً شامل کاج و توس (غان).

Bruun Rule

قانون برون: رابطه‌ای است که بیان می‌کند که عقب‌نشینی یک ساحل ماسه‌ای در اثر افزایش سطح دریا ناشی از جابه‌جایی ماسه از خط ساحلی و توزیع آن در پس کرانه با همان ضخامت افزایش سطح دریا، است.

Caldera

کالدر: حفره‌ای مدور که در اثر نشست و سقوط محفظه ماگما که توسط فوران تخلیه شده است بر روی رأس آتشفشان تشکیل می‌شود.

Capillary Cohesion

چسبندگی مویین: اتصال ذرات خاک در اثر کشش بین مولکول‌ها آب که به صورت غشای نازک ذرات را در بر گرفته‌اند.

Catastrophists

کاتاستروفیست‌ها: گروهی از مردم (تا قبل از سال ۱۷۶۰ کمتر به چالش کشیده شده بودند) که معتقد بودند سطح زمین توسط رویدادهای عظیم که ناشی از اعمال خدا بوده است شکل گرفته است.

Cation

کاتیون: یک یون یا گروهی از یون‌ها با بار مثبت.

Cavitation

حباب سازی: یک فرآیند، بسیار فرساینده برای مواد جامد که در آن سرعت آب بر روی یک سطح سفت و سخت به حدی زیاد است که باعث می‌شود فشار بخار آب بر روی آن بیش از حد گردد و تشکیل حباب آغاز شود.

Cementation

سیمانی شدن: فرآیندی که در آن فضاها یا حفره بین ذرات رسوب به وسیله رسوب‌های شیمیایی مانند اکسیدهای آهن و کربنات کلسیم پر می‌شود و ذرات درون سنگ به طور موثری جوشکاری می‌گردند.

Chaparral

چاپارل (جنگل بلوط کوتاه و همیشه بهار): نام اطلاق شده به پوشش گیاهی از گیاهان متراکم، اغلب خاردار و کوتاه قد، عمدتاً شامل بلوط همیشه سبز کوچک. این پوشش گیاهی در آب و هوای مدیترانه‌ای جنوب غرب ایالات متحده پیدا می‌شود.

Chernozem

چرنوزیوم: خاک بسیار سیاه غنی از هوموس و کربنات‌ها که تحت شرایط آب و هوای سرد، معتدل و نیمه خشک تشکیل است.

Clustering

خوشه‌بندی: تمایل حوادث با بزرگی مشابه برای رخداد در فضا یا زمان معین.

Coherence

پیوستگی: (۱) در خاک‌ها: اتصال ذرات خاک به یکدیگر با توجه به پیوند شیمیایی، سیمان یا کشش در لایه‌های نازک آب چسبیده به سطح ذرات. (۲) در سری‌های زمانی: تمایل یک پدیده برای انعکاس در محل دیگری در طول زمان. برای مثال، دوره مرطوب در شرق استرالیا اغلب با رخداد موسمی سنگین در هند هم‌زمانی دارند.

Cohesion

چسبندگی: ظرفیت ذرات رس برای اتصال و چسبیدن به همدیگر در اثر نیروهای فیزیکی و یا شیمیایی و مستقل از اصطکاک بین ذرات.

Colloids

کلوئیدها: ذرات ریز رس به اندازه ۱-۱۰ میکرون که معمولاً به صورت معلق در مایعات شکل می‌گیرند.

Conflagration

آتش سوزی مهیب: آتش سوزی شدید با حرارت خروجی ۲۵۰۰۰۰-۶۰۰۰۰ کیلو وات در متر مربع در امتداد جبهه آتش.

Continental Shelf

فلات قاره: بخشی از یک صفحه قاره‌ای غوطه‌ور در زیر آب اقیانوس، کاهش تدریجی عمق به سوی دریا با شیب متوسط کمتر از ۰/۱ درجه، در عمق ۱۵۰-۱۰۰ متری قبل از شیبی تندی که به بستر اقیانوس ختم می‌شود، به پایان می‌رسد.

Convection

همرفت: انتقال گرما به سمت بالا در یک سیال یا توده هوا به وسیله حرکت ذرات گرم هوا یا آب.

Convective Instability

ناپایداری همرفتی: یک بسته هوا در حال صعود تا زمانی که میزان دمای آن از محیط پیرامون خود بیشتر باشد همچنان به صعود خود ادامه می‌دهد- اگر عمل تراکم رخ دهد و گرما به داخل بسته هوا آزاد گردد این فرایند ادامه می‌یابد.

Coriolis Force

نیروی کوریولیس: نیروی ناشی از چرخش زمین که در اثر آن یک جسم در حال حرکت بر روی سطح زمین در نیمکره شمالی به سمت راست و در نیمکره جنوبی به سمت چپ منحرف می‌شود.

Correlation

همبستگی: کمیتی آماری برای اندازه‌گیری میزان رابطه بین دو متغیر.

Cracking Clays

رس شکسته یا درزدار: خاک متشکل از رس که دارای توانایی بالایی برای انبساط در زمان مرطوب شدن و انقباض در حین خشک شدن است، از این رو ترک دار یا شکسته می‌شود.

Creep

خزش: به جابه‌جایی نامحسوس و آهسته ذرات خاک سطحی تحت تأثیر گرانش در جهت شیب دامنه اطلاق می‌گردد. همچنین نگاه کنید به خزش تکتونیک.

Cretaceous

کرتاسه: دوره زمین‌شناسی بین ۱۳۵-۶۵ میلیون سال قبل از میلاد که با انقراض ناگهانی بسیاری از گونه‌های جانوری و گیاهی همراه بوده است.

Critical Incidence Stress Syndrome

بروز سندرم استرس بحرانی: این وضعیت برای امدادگرانی که موفق به انجام کارهای فوق‌العاده فداکارانه و قهرمانانه یا کسانی که در زمان فاجعه با مرگ دست به گریبانند رخ می‌دهد. چنین انسان‌هایی اغلب ماه‌ها یا سال‌ها پس از حادثه دچار احساس گناه شدید می‌شوند و عموماً از نظر روحی شکسته و تبدیل به افرادی منزوی می‌گردند.

Crust

پوسته: خارجی‌ترین لایه کره زمین با ضخامت ۷۰-۲۰ کیلومتر در زیر قاره‌ها و فقط ۵ کیلومتر در زیر اقیانوس‌ها. این لایه از سنگ‌های سبک‌تر غنی از سیلیس که بر روی سنگ‌های متراکم و مایع گوشته شناور هستند، تشکیل شده است.

Cryogenic

یخ شکافی: هر فرآیندی که شامل انجماد آب در داخل خاک یا سنگ می‌شود.

Cumulonimbus

کومولونیمبوس: ابری متراکم متشکل از لایه‌ای تیره در پایین که به طور بالقوه حامل باران است و چندین تاج سفید پفکی که خود را به بالای تروپوسفر می‌رسانند. چنین ابری به وسیله همرفت حرارتی تشکیل می‌شود و از ویژگی‌های آن طوفان تندی است.

Cycles, cyclic or cyclicity

چرخه‌ها، چرخه‌ای و چرخه پذیری: تکرار در فواصل زمانی منظم: به عنوان مثال، تعداد لکه‌های خورشیدی در فواصل زمانی ۱۱-۱۰ ساله تکرار می‌شوند.

Cyclogenesis

سیکلون زایی: فرایند شکل‌گیری یک سلول کم‌فشار در عرض‌های میانه.

Debris Avalanche

بهمن‌واریزه: جریانی از واریزه‌ها با ذراتی که از نظر اندازه متفاوت بوده و در نسبت‌های فاجعه‌بار به حرکت درمی‌آیند. در این پدیده جابه‌جایی حجم‌ها در حدود ۱۰۰-۵۰ میلیون متر مکعب با سرعت ۴۰۰-۳۰۰ کیلومتر در ساعت اندازه‌گیری شده است.

Debris Flow

جریان واریزه: جریانی از رسوب در حال حرکت به طرف پایین دامنه با سرعت‌های متفاوت که طیف وسیعی از ذرات با اندازه‌های مختلف را در برمی‌گیرد.

Deflation.

روفت و روب بادی: برداشت ذرات ریز خاک از سطح زمین توسط باد در یک دوره زمانی طولانی.

Degassing

گاز زدایی: آزادی ناگهانی یا آهسته‌گازهای محلول در سنگ مذاب به داخل جو.

Degradation

تخریب خاک: هدررفت تدریجی هوموس، مواد معدنی و ذرات ریز ضروری برای رشد گیاه از خاک، یا آلودگی خاک به وسیله نمک یا مواد معدنی سنگین که برای رشد گیاه سمی هستند.

Desertification

بیابان زایی: فرایندی که به موجب آن زمین‌های مناطق نیمه خشک که می‌توانند شرایط لازم برای ادامه زندگی گیاهی (برای چرای و یا کشاورزی گسترده) را داشته باشند به دلیل افزایش خشکی، تخریب خاک و یا استفاده بیش از حد ناباور می‌شوند.

Dilation

اتساع: سنگ‌های پوسته زمین در صورتی که در معرض نیروهایی قرار بگیرند که توانایی شکستگی آن‌ها را داشته باشند تمایل به ترکیدگی و انبساط حجم را دارند.

Dust Bowl

داست باول: قسمتی از جنوب دشت‌های بزرگ در آمریکا به مرکزیت اوکلاهما که تجربه طوفان‌های گرد و غبار گسترده سال‌های خشک‌سالی ۱۹۳۶-۱۹۳۵ را در اوج رکود اقتصادی بزرگ داشته است.

Dust Veil Index

شاخص پرده گرد و غبار: یک شاخص تئوری معین که برای اندازه‌گیری مقادیر نسبی گرد و غبار تزریق شده به استراتوسفر توسط فوران‌های آتشفشانی استفاده می‌شود. مقدار این شاخص در فوران سال ۱۸۸۳ کراکاتوا ۱۰۰۰ است.

East-Coast Lows

کم‌فشارهای ساحل شرقی: طوفان‌های خیلی شدیدی که در عرض‌های متوسط حاشیه شرقی قاره‌ها بر روی دریا شکل می‌گیرند. چنین کم‌فشارهایی بر روی آب‌های گرم اقیانوسی و در حاشیه کوه‌ها توسعه می‌یابند و توسط همرفت شدید، امواج طوفانی و بارش سنگین متمایز می‌شوند. رخدادهایی که در آن سرعت باد به بیش از ۱۰۰ کیلومتر در ساعت در عرض چند ساعت می‌رسد 'بمب' اطلاق می‌شود.

Easterly Wave

موج شرقی: در مناطق حاره، فشار تمایل دارد که موازی به خط استوا و همراه با بادهای شرقی که در خطوط مستقیم در طول فواصل بزرگ می‌وزند افزایش یابد. با این حال، چنین جریان هوایی چه به صورت طبیعی یا در اثر نیروهای خارجی تمایل به نوسان و موجی شدن دارد. در نتیجه، هم فشارها موج‌دار می‌شوند و بادهای شرقی به مقدار کمی دچار چرخش می‌شوند. این

چرخش در نهایت می‌تواند بر روی توده‌های آب گرم تشدید شود و به سیکلون‌های حاره‌ای تبدیل شود.

El Niño

ال نینو: نام اطلاق شده به گرمایش تابستانه آب‌ها در امتداد خط ساحلی پرو در زمان کریسمس است (به زبان اسپانیایی، به معنی «کودک»).

Elastic

الاستیک: یک ویژگی در جامدات که تحت شرایط بار تغییر شکل می‌دهد و پس از برداشت فشار یا بار به شکل اولیه خود باز می‌گردد.

Electric Resistivity

مقاومت الکتریکی: درجه‌ای از جریان الکتریکی که یک جسم جامد می‌تواند عبور دهد.

Electrosphere

الکتروسفر: این منطقه از جو با بار الکتریکی مثبت در ارتفاع ۵۰ کیلومتری قرار دارد و قدرت آن فراوانی طوفان تندرری را تعیین می‌کند.

Endemic

بیماری‌های بومی (منطقه‌ای): اصطلاحی است برای توصیف یک بیماری که به طور طبیعی در منطقه خاصی وجود دارد که علت آن می‌تواند سازگاری با شرایط آب و هوایی یا وجود ریشه‌ها و منابع آن بیماری باشد. اگر ریشه‌ها و منابع بازگردند و یا از کنترل خارج شوند آن بیماری می‌تواند به راحتی و دوباره برقرار گردد.

Energy

انرژی: توانایی هر سیستم برای انجام کار. در صورتی که انرژی سیستم ناشی از حرکت و جنبش باشد آن را انرژی «جنبشی»؛ در صورتی که انرژی هر سیستم به صورت ذخیره شده باشد، آن را انرژی «بالقوه»؛ و در شرایطی که انرژی سیستم به دلیل گرمای آن باشد آن را انرژی «حرارتی» می‌نامند.

ENSO

انسو: مخفف عبارت «ال نینو - نوسان جنوبی» اشاره به زمانی دارد که آب‌های نزدیک سواحل پرو به طور غیر طبیعی گرم می‌شوند و بادهای تجارتی شرقی که در مناطق حاره‌ای و در عرض اقیانوس آرام می‌وزند تضعیف و یا معکوس می‌گردند.

Epicenter

مرکز زلزله: نقطه‌ای در سطح که درست در بالای کانون زلزله قرار دارد.

Episodic

اپیزودیک (وقایع منقطع یا اتفاقی): تمایل برخی رویدادهای طبیعی برای رخداد به صورت گروهی در دوره‌هایی از زمان درحالی که ویژگی‌های ارتباطی معمولی یا ضعیفی با هم دارند. رویدادهایی با چرخه پذیری ضعیف یا نامنظم نیز درباره آن‌ها صدق می‌کند.

Equinox

اعتدالین: در هر سال دو روز در حدود ۲۱ مارس و ۲۱ سپتامبر وجود دارد که در این روزها حرکت ظاهری خورشید از خط استوای زمین می‌گذرد. نتایج این حرکت موجب می‌گردد تمام نقاط سطح زمین مقدار برابری از روشنایی روز را دریافت نمایند.

Eucalyptus

اکالیپتوس: نوعی درخت همیشه سبز با برگ سرشار از روغن، قابل اشتعال، مقاوم در برابر خشک‌سالی و قادر به رشد در خاک‌های دچار فقر مواد مغذی.

Eustatic

اُستاتیک: تغییر سطح دریا در سراسر کره زمین.

Evaporite

رسوبات تبخیری: رسوب ته‌نشین شده که پس از تبخیر آب شور به جای می‌ماند.

Evapotranspiration

تبخیر و تعرق: مقدار رطوبتی که توسط گیاهان و عمدتاً از طریق منافذ یا روزنه برگ تبخیر و به اتمسفر وارد می‌شود. در سطوح برابر همیشه مقدار تبخیر و تعرق از سطوح دارای پوشش گیاهی نسبت به سطوح فاقد پوشش گیاهی بیشتر است.

Expansive Soils

خاک انبساطی یا انبساط‌پذیر: خاک متشکل از ذرات رس-عمدتاً مونت‌موریلونیت- که در زمان مرطوب شدن آب زیادی جذب می‌کنند و در نتیجه حجم آن گسترش می‌یابد.

Extra-Tropical Low or Depression

کم‌فشارهای عرض‌های میانه: کم‌فشارهای عرض‌های میانه که دارای چرخندگی رو به داخل و رو به بالا هستند. بر خلاف سیکلون‌های حاره‌ای این سلول می‌تواند بر روی خشکی نیز همانند سطح آب شکل بگیرد و معمولاً در ارتباط با جبهه قطبی با هسته‌ای از هوای سرد پدید می‌آید.

Eye

چشم طوفان: مرکز سیکلون حاره‌ای (یا تورنادو)، که در آن هوا نزولی است و به وسیله ساختار دیواری احاطه شده است؛ فشار از دیواره که دارای بادهای درون پیچ شدیدی است به داخل چشم به شدت و به طور ناگهانی کاهش می‌یابد.

Fault

گسل: سطحی که در امتداد آن یک بخش از پوسته زمین نسبت به بخش دیگری جابه‌جا می‌شود. گسل‌ها با توجه به جهت حرکتشان در راستای صفحه افقی یا عمودی، طبقه‌بندی می‌شوند (نگاه کنید به شکل ۹-۸). گسل‌های امتداد لغز خطوط گسلی هستند که نسبت به خطوط اصلی گسترش پوسته در اقیانوس‌ها تقریباً در زاویه راست شیب قرار می‌گیرند.

Feedback

بازخورد: وضعیتی که در آن یک فرایند باعث تقویت (مثبت) و یا خنثی کردن (منفی) اثر دیگری می‌گردد. برای مثال، یک میکروفن قرار داده شده در نزدیک آمپلی‌فایر (تقویت‌کننده) امواج صوتی را جذب و آن‌ها را دوباره و با صدای بلندتر باز پخش می‌کند. این بازخورد مثبت است.

Fetch

فچ: مسافتی از آب که باد بر روی آن می‌وزد و امواج را تولید می‌کند. هر چه طول فچ بزرگ‌تر باشد، موج بزرگ‌تر می‌گردد.

Firestorm

طوفان آتش: تحت شرایط آتش سوزی شدید، هوا می‌تواند به سرعت صعود کرده و هوای اطراف در امتداد زمین جایگزین آن گردد. این جابه‌جایی می‌تواند بادهای مخربی در سطح زمین تولید کند که سرعت آن به بیش از ۱۰۰ کیلومتر در ساعت می‌رسد.

Flood

سیلاب: دبی زیاد آب در داخل (یا بیرون) رودخانه یا مسیل در یک دوره نسبتاً کوتاه در مقایسه با جریان طبیعی.

Flood Lava

سیل گدازه: رخداد جریان‌های گدازه‌ای بر روی یک منطقه بسیار بزرگ.

Floodplain

دشت سیلابی: زمینی مسطح در مجاور مسیل که در هنگام سیلاب‌ها به وسیله رسوب ناشی از خروج جریان آب به بیرون کانال ایجاد می‌شوند.

Föhn Wind

باد فون: هوا از یک طرف کوه صعود می‌کند و تحت فرایند تراکم گرمای نهان تبخیر آن آزاد می‌گردد، بنابراین به صورت بی‌دررو و با آهنگ آهسته حدود 0.5°C به ازای هر ۱۰۰ متر سرد می‌شود. هنگامی که همین هوا از دامنه باد پناه به سمت پایین نزول می‌کند از طریق فرایند بی‌دررو خشک و با آهنگ 1°C در هر ۱۰۰ متر بسیار سریع‌تر گرم می‌شود. در نتیجه باد ایجاد شده در سمت باد پناه بسیار گرم‌تر و خشک‌تر از بادی می‌شود که در سمت بادگیر جریان داشته است.

Foreshocks

پیش لرزه: شوک‌های کوچک لرزشی قبل از رویداد زلزله یا آتشفشانی اصلی.

Freezing Rain

باران منجمد یا یخ زده: باران سبکی که در حین سقوط از میان لایه‌ای از هوای سرد عبور می‌کند یا بر اشیایی با دمای زیر انجماد می‌بارد و در نتیجه یخ می‌زند یا به آن اشیاء می‌چسبد. به مرور زمان و با افزایش وزن این پدیده می‌تواند منجر به پاره شدن خطوط برق و شکستن شاخه‌های درخت گردد.

Friction

اصطکاک: نیروی حاصل از مقاومت یک جسم در برابر لغزش جسم دیگر که ناشی از وزن وارد شده از طرف هر دوی آن‌ها بر روی سطح لغزش است.

Fumarole

دودکش یا دریچه: سوراخ یا دودکشی که از آن گازهای آتشفشانی و یا بخار خارج می‌شود.

General Air Circulation

گردش عمومی جو: مناطق استوایی نسبت به قطب‌ها انرژی گرمایی بیشتری دارند که ناشی از این مسأله است که در استوا تابش دریافتی خورشید بیش از تابش خروجی با طول موج بلند است. برای حفظ تعادل حرارتی بر روی سطح زمین، این گرمای اضافه به صورت جریان‌های گرمایی از استوا به قطب جاری می‌گردد.

Geochemical

ژئوشیمیایی: شامل واکنش‌های شیمیایی بر روی زمین یا در داخل آن می‌گردد.

Geo-Electric Activity

فعالیت ژئو الکتریکی: فرایندهای مربوط به انتقال یا القاء جریان‌های الکتریکی در امتداد سطح و یا درون زمین.

Geomagnetic Activity

فعالیت ژئو مغناطیسی: نوسانات در میدان مغناطیسی زمین در طی فضا و زمان. قدرت این میدان و تغییرات آن می‌تواند توسط فعالیت خورشیدی تغییر کند.

Geophysical

ژئوفیزیک: بررسی ساختار، ترکیبات و گسترش زمین که شامل جو و اقیانوس‌ها نیز است.

Geosyncline

بزرگ ناودیس: منطقه‌ای که در آن انباشت رسوب آنقدر بزرگ است که پوسته زمین تغییر شکل یافته و به سمت پایین متمایل می‌گردد.

Gilgai

گیلگای: خاک‌هایی که به طور متناوب مرطوب و خشک می‌شوند تمایل دارند که در نزدیک سطح زمین واژگون گردند. این فرایند می‌تواند عوارض محلی تا ارتفاع ۲ متر را ایجاد کند.

Glacier Burst

سیلاب ناگهانی یخچالی: خروج ناگهانی حجم عظیمی از آب در اثر ذوب یک یخچال توسط آتشفشان. این آب‌ها تحت تأثیر وزن یخ در زیر آن باقی می‌مانند و این شرایط تا زمانی که در نهایت بتوانند یخچال را شناور سازند ادامه می‌یابد.

Graupel

گراپل: یخ متراکم یا تگرگ پوشیده با آب فوق سرد.

Greenhouse Effect

اثر گلخانه‌ای: فرایندی که به موجب آن گازهای معینی در جو از قبیل بخار آب، دی اکسید کربن و متان تابش ورودی خورشید با طول موج کوتاه را از خود عبور می‌دهند ولی به اشعه خروجی با طول موج بلند اجازه خروج نمی‌دهند و آن را جذب می‌کنند و در نتیجه دمای هوای سطح زمین افزایش می‌یابد.

Gumbel Distribution

توزیع گامبل: ترسیم بزرگی یک رویداد بر روی یک مقیاس لگاریتمی در مقابل متوسط مدت زمانی که طول می‌کشد تا آن واقعه دوباره رخ دهد.

Gyres

گردابه: سلول‌های بزرگ دوار آب اقیانوس‌ها که اغلب به طور کامل حوضه اقیانوس را اشغال می‌کنند. گلف استریم بازوی غربی یکی از این گردابه‌ها در اقیانوس اطلس شمالی را تشکیل می‌دهد.

Haboob

هابوب: طوفان ماسه و یا گرد و غبار ناشی از باد هارماتان. این اصطلاح در عربستان سعودی، شمال آفریقا و هند مورد استفاده قرار می‌گیرد. نگاه کنید به هارماتان.

Hadley Cell

سلول هدلی: هوای گرم شده در استوا صعود می‌کند و در سطوح فوقانی جو به طرف قطب حرکت می‌نماید. این هوا از طریق هدر رفت تشعشع موج بلند سرد می‌شود و در حدود ۲۰-۳۰ درجه شمال و جنوب خط استوا (جایی که بر روی آن بخشی از هوا به خط استوا برمی‌گردد) شروع به نزول می‌کند. این فرایند، سلول بزرگ عمودی نسبتاً پایداری را در هر دو طرف خط استوا ایجاد می‌کند. جورج هدلی در سال ۱۷۳۵ آن را معرفی نمود.

Hale Sunspot Cycle

چرخه لکه‌های خورشیدی هیل: تعداد لکه‌های خورشیدی در هر ۱۱-۱۰ سال به اوج می‌رسند. یک چرخه حداکثری بزرگ‌تر با دوره ۲۲ ساله نیز وجود دارد، پدیده‌ای که برای اولین بار ستاره شناس آمریکایی، جورج هیل آن را معرفی نمود. چرخه هیل در واقع، چرخه کامل مغناطیسی لکه‌های خورشیدی است.

Harmattan

هارماتان: باد تجارتي گرد و غباری و خشکی که توسط پرفشارهای قطبی سیار در حال حرکت از شرق بر روی شمال آفریقا ایجاد می‌شود. این‌ها منبع طوفان گرد و غبار است.

Hectare

هکتار: واحد استاندارد بین‌المللی اندازه گیری مساحت است. ۱ هکتار = ۱۰۰۰۰ متر مربع یا ۲/۴۷۱ ایکر.

Hectopascal

هکتوپاسکال: واحد استاندارد بین‌المللی برای اندازه گیری فشار هوا و مختصر آن HPA است. ۱ هکتوپاسکال برابر ۱ میلی بار است ۱ millibar=HPA .

Hindcasting

پیش‌یابی: روشی است که به موجب آن ویژگی‌های موج را می‌توان از طریق محاسبه جهت، قدرت و مدت زمان باد از نمودارهای هواشناسی استخراج نمود.

Holocene

هولوسن: آخرین بخش از کواترنر که از ۱۵۰۰۰ سال قبل از میلاد، هنگامی که آخرین یخبندان بزرگ خاتمه یافته، آغاز شده است.

Howling Terrors

زوزه وحشت: اصطلاح استرالیایی برای سیکلون‌های حاره‌ای مخرب و کوچک با قطر چشم کمتر از ۲۰ کیلومتر که همچنین توسط بومیان کوینار نیز نامیده می‌شود.

Hydrostatic

هیدرواستاتیک: توصیف فشار موجود در آب زیرزمینی است که ناشی از اعمال وزن آب قرار گرفته در سطوح بالاتر بر روی یک شیب در محلی خاصی است.

Hydrothermal

هیدرو ترمال: فرآیندهای مرتبط با آب که مناطق غنی از آب با سنگ‌های داغ یا مذاب را شرح می‌دهد.

Ice-Dammed Lakes

دریاچه‌های یخچالی: دریاچه تشکیل شده توسط یخچال‌ها یا ورقه‌های یخی که به طور کامل توسط توپوگرافی‌های مرتفع احاطه می‌شوند و اجازه خروج به آب ناشی از ذوب را نمی‌دهند. این دریاچه‌ها همچنین توسط شبکه زهکشی نیز پر می‌شوند.

Ignimbrites

ایگنمبریت‌ها: خاکستر بسیار داغ پرتاب شده که می‌تواند به صورت جانبی در سراسر چشم انداز پخش گردد. هنگامی که این مواد ته‌نشین می‌گردند این ذرات خاکستر با هم جوش می‌خورند و سنگ‌های سخت و جوشکاری شده را تولید می‌کنند که ایگنمبریت نامیده می‌شوند.

Illite

ایلیت: کانی رس که در مقایسه با مونت موریلونیت نسبتاً بیشتر هوازده شده است و شامل رادیکال‌های هیدروکسیل است و آهن و سیلیس کمتری دارد. فرمول شیمیایی آن $[KAl_2(OH)_2(AlSi_3(O,OH)_{10})]$ است.

Interfluves

میان‌آبها: پشته‌های بین جریان‌ها که جهت آن‌ها در راستای جریان است.

Intertropical Convergence

همگرایی بین حاره‌ای: هوای سطح زمین در مناطق حاره‌ای به دلیل گرمایش ناشی از موقعیت فصلی خورشید صعود می‌کند. بادها از شمال و جنوب به طرف این منطقه گرم شده جریان می‌یابند و همگرا می‌شوند و به همین دلیل همگرایی بین حاره‌ای نامیده می‌شود و در واقع این منطقه به صورت یک سد عمل می‌کند و مانع از تبادل هوا بین دو نیمکره می‌گردد.

Intra-Plate

درون صفحه‌ای: محلی که در نزدیکی مرکز یک صفحه و یا حداقل دور از محل فعالیت‌های تکتونیکی مرتبط با حاشیه‌ها قرار دارد.

Inverted Barometer Effect

اثر وارونگی فشار: ارتفاع سطح دریا به طور معکوس با فشار اتمسفر در بالای آن مرتبط است، به طوری که کاهش ۱ هکتوپاسکالی در فشار هوا ناشی از افزایش ۱ سانتی‌متری در سطح دریا به صورت محلی است.

Island Arc

جزیره قوسی: مجموعه‌ای از جزایر که در سمت صفحه قاره‌ای یک گودال عمیق اقیانوسی قرار دارند و علت ایجاد آن‌ها به زیر روی پوسته غنی از گاز و تولید ماگمای آندزیتی است.

Isobars

هم فشارها (ایزوبارها): خطوط رسم شده بر روی یک نقشه که نقاط با فشار برابر را به هم وصل می‌کند، معمولاً دارای فواصل ثابت ۴ هکتوپاسکالی (HPA) هستند.

Isostatic

ایزوستاتیک: توصیف تغییرات محلی سطح دریا که توسط تغییرات تکتونیکی منطقه‌ای ایجاد می‌شود.

Isothermal

هم دما: مناطق دارای حرارت برابر.

Jet Stream

جت باد: جریان سریع هوا در بالای تروپوسفر، معمولاً مرتبط با صعود یا نشست بزرگ مقیاس هوا. دو تا از رایج‌ترین جت بادها، جریان جت باد قطبی در امتداد جبهه قطبی و جت باد جنب حاره‌ای در انتهای سمت قطبی سلول هدلی.

Jökulhlaups

سیلاب‌های یخچالی: سیلاب ناگهانی یخچالی را ببینید.

Jurassic

ژوراسیک: دوره‌ی زمین‌شناسی از ۱۳۵-۱۸۰ میلیون سال قبل از میلاد که تحت سلطه دایناسورها بوده است.

Kaolinite

کائولینیت: کانی رس متداولی است که مقاومت بیشتری در برابر هوازدگی دارد و فقط از فلزات آلومینیوم و سیلیس تشکیل شده، فرمول شیمیایی آن $[Al_2O_3 \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O]$ است.

Karst

کارست: فرایندی که در آن انحلال مهمترین مکانیسم فرسایش است و چشم‌اندازها توسط این فرایند تحول می‌یابند. کارست اغلب در سنگ آهک رخ می‌دهد اما در برخی موارد می‌تواند در ماسه سنگ و سنگ‌های آتشفشانی نیز رخ دهد.

Katabatic Winds

بادهای کاتاباتیک: بادهایی که جریان یافتن آن‌ها تحت تأثیر جاذبه است و در طی آن هوای سرد و سنگین که گرمای خود را از طریق تابش با طول موج بلند تحت شرایط هوای آرام و آسمان صاف از دست داده است در جهت شیب توپوگرافی از ارتفاعات به سمت پایین حرکت می‌کند. سرعت باد حاصل می‌تواند به بیش از ۱۰۰ کیلومتر در ساعت برسد؛ این باد در فصل زمستان، و در مناطق کوهستانی و یا در مجاورت کلاهک‌های قطبی شایع است.

Kelvin Wave

موج کلوین: موجی از آب که در امتداد مرز ساحل، کانال، خلیج و یا دو توده آب با ویژگی‌های فیزیکی مختلف گیر افتاده است. موج به موازات مرز حرکت آرامی دارد ولی سرعت آن با دور شدن از مرز به سرعت افزایش می‌یابد. در طول رویداد انسو حرکت آب در سراسر اقیانوس آرام به طول ۱۰۰۰-۵۰۰ کیلومتر رخ می‌دهد و یک موج کلوین با ارتفاع ۱۰-۵۰ سانتی‌متر ایجاد می‌کند. این موج محدود به منطقه ۵ درجه‌ای از خط استوا است و با سرعت ۱-۳ متر در ثانیه به سمت شرق حرکت می‌کند.

La Niña

لانینا: فاز معکوس یک رویداد انسو، که در طی آن آب غرب اقیانوس آرام گرم‌تر از حد طبیعی هستند؛ بادهای تجارتی و گردش واکر قوی‌تر است و در نتیجه باران‌های سنگین‌تری در جنوب شرق آسیا می‌بارد.

Lahar

لاهار: یک روانه گل ناشی از فوران‌های آتشفشانی چه در زمان فوران (مخلوط شدن گازهای داغ با آب ذوب یخ و خاکستر به یکدیگر) چه سال‌ها بعد از فوران آتشفشان که در آن خاکستر آتشفشانی رسوب کرده در شرایط باران سنگین فرود می‌آید.

Landslide

زمین لغزش: اصطلاح کلی برای جابه‌جایی توده‌ای مواد در امتداد شیب دامنه.

Lapilli

لاپیلی: قطعات آتشفشانی با قطری در حدود ۶۰-۲ میلی متر.

Latent Heat

گرمای نهان: (۱) در تبخیر: هر کیلوگرم آب در دمای ۲۶ درجه سانتی‌گراد که به بخار آب تبدیل می‌شود ۲۴۲۵ کیلو ژول انرژی گرمایی نیاز دارد. از آن‌جا که این انرژی گرمایی احساس نمی‌گردد گرمای نهان نامیده می‌شود (۲) در تراکم: اگر این هوا سرد گردد و رطوبت آن متراکم شود این انرژی آزاد و به اتمسفر بر می‌گردد و هوا را گرم می‌سازد.

Lava

لاوا: سنگ مذاب؛ اصطلاحات متفاوتی برای تشریح ماهیت لاوا استفاده می‌گردد که عمدتاً بر اساس وسیکوزیته (گرانروی) می‌باشند.

Levee

خاکریز: وقتی که یک رودخانه از کانال خود سرریز می‌شود و عبور می‌کند یک کاهش آبی در سرعت آن رخ می‌دهد، در نتیجه گل و لای معلق در آن رسوب می‌کند و در نهایت پشته‌ای را ایجاد می‌نماید که می‌تواند با در برگرفتن رودخانه نسبت به دشت سیلابی مجاور در ارتفاع بالاتری قرار گیرد.

Liquefaction

روان‌گرایی: اگر وزن رسوب ته‌نشین شده یا در حال حرکت توسط ارتباط دانه به دانه ذرات پشتیبانی نشود تحت تأثیر فشار آب و یا هوای محبوس در فضاهای خالی بین ذرات، رسوب به مایع تبدیل خواهد شد و به صورت یک سیال رفتار خواهد کرد. هنگامی که روان‌گرایی رخ می‌دهد، رسوبات توانایی خود را برای نگه‌داری اشیاء بر روی خود از دست می‌دهند و به سرعت جاری می‌شوند.

Lithology

سنگ‌شناسی: بررسی ترکیب فیزیکی سنگ.

Little Ice Age

عصر یخبندان کوچک: دوره بین سال‌های ۱۶۵۰ و ۱۸۵۰ میلادی، هنگامی که فعالیت لکه‌های خورشیدی در حداقل بود و دمای جهانی 1°C خنک‌تر بود و در کوهستان‌های مناطق معتدل یخچال‌ها شروع به گسترش نمودند.

Loess

لُس: گرد و غبار برداشت شده از زمین‌های عریان مقابل کلاهک‌های یخی توسط بادهای سرد و سنگین که از کلاهک یخی می‌وزند؛ این رسوبات تا صدها کیلومتر در مسیر باد حمل و رسوب‌گذاری می‌شوند.

Longitudinal Or Meridional

طولی یا نصف‌النهاری: هر جابه‌جایی که در جهت شمالی-جنوبی رخ می‌دهد.

Longshore Drift

جابه‌جایی مواد در امتداد ساحل: جابه‌جایی آب و رسوب در درون مناطق موج خیز ساحل در اثر نزدیک شدن امواج به ساحل در یک زاویه معین.

Lunar Cycle

چرخه قمری: نگاه کنید به کشند قمری.

Magma

ماگما: سنگ مذاب مشتق شده از گوشته.

Magnetic Reversal

واژگونی مغناطیسی: زمین دارای میدان مغناطیسی قطبی شمالی- جنوبی است که با مرکزیت محور چرخش کنونی زمین به طول ۱۰۰۰ کیلومتر گسترده شده است. شدت این میدان مغناطیسی می‌تواند تغییر نماید و قطب‌های آن نیز در فواصل زمانی صدها یا هزاران سال و یا به صورت بسیار ناگهانی تضعیف و یا معکوس می‌گردند.

Magnitude-Frequency

بزرگی- فراوانی: شدت یا بزرگی تمامی رویدادهای ژئوفیزیکی از قبیل سیلاب‌ها در فواصل زمانی گسسته رخ می‌دهد به نحوی که هر چه بزرگی یک رویداد پایین‌تر باشد فراوانی وقوع آن بیشتر می‌گردد. بزرگی یک رویداد را می‌توان در مقابل زمان‌های رخداد آن ترسیم نمود تا یک نمودار بزرگی-فراوانی به‌دست آید.

Mantle

گوشته: لایه زمینی که از پوسته تا عمق ۳۰۰۰ کیلومتری را در بر می‌گیرد؛ از سنگ‌های متراکم و مذاب متشکل از سیلیکات‌های منیزیم، آهن، کلسیم، و آلومینیوم تشکیل شده است.

Marigrams

کشند نگار: ثبت ارتفاع موج سونامی در جزر و مد سنج‌ها.

Mass Extinctions

انقراض‌های بزرگ: مرگ یا ناپدید شدن تعداد زیادی از گونه‌های گیاهی و جانوری در دوره زمانی کوتاهی، ظاهراً به دلیل حوادث فاجعه باری که آب و هوای زمین در گذشته ما قبل تاریخ را تحت تأثیر قرار داده است.

Maunder Minimum

کمینه ماندور: اشاره دارد به عدم وجود لکه‌های خورشیدی بین ۱۶۵۰ و ۱۷۰۰ میلادی در اوج عصر یخبندان کوچک.

Maximum Probable Rainfalls

حداکثر بارش محتمل: مقدار بارش که از لحاظ نظری می‌تواند در یک بازه زمانی مشخص بر روی یک حوضه آبریز تحت مطلوب‌ترین شرایط رطوبتی، همرفتی و تراکمی پایین بیاید.

Meandering

مئاندری شدن: فرایندی که به موجب آن جریان هوا یا آب تمایل به ناپایداری دارد و در مسیر مارپیچی حرکت می‌کند.

Mediterranean Climate

آب و هوای مدیترانه‌ای: آب و هوای فصلی و خشک با بارش در ماه‌های زمستان. متوسط درجه حرارت آن برای حداقل چهار ماه بیش از ۱۰ درجه سانتی‌گراد است و در هیچ ماهی متوسط دمایی آن به زیر ۳- درجه سانتی‌گراد نزول نمی‌کند. بارش در خشک‌ترین ماه تابستان کمتر از ۴۰ میلی‌متر و کمتر از یک سوم مرطوب‌ترین ماه زمستان است.

Meridional Air Flow

جریان هوای نصف‌النهاری: حرکت هوا در راستای شمال و جنوب.

Microseisms

ریز لرزه: زمین لرزه‌های بسیار کوچک که فقط توسط ابزارهای حساس تشخیص داده می‌شوند.

M_n Lunar Tide

کشند قمری گره‌های ماه: دوره ۱۸/۶ ساله در مدار چرخشی ماه به دور زمین ناشی از تمایل مدار ماه نسبت به سطح استوایی خورشید.

Mobile Polar High

پرفشار قطبی سیار: استخرهایی از هوای سرد و کم عمق که از مکان‌های خاصی در اطراف قطب به طرف عرض‌های متوسط حرکت می‌کنند. آن‌ها در مکان‌های خاصی از روی اقیانوس‌ها تمایل به از دست دادن حرکت و چسبیدن به آن مناطق را

دارند. هنگامی که فشار متوسط این مناطق در طول زمان مد نظر باشد، این مکان‌ها به عنوان مناطق ثابت پرفشار شناخته و تحت عنوان سلول‌های هدلی نام گذاری می‌شوند.

Mogi Doughnut

موگی دونات (الگوی موگی): در برخی از مناطق لرزه خیز یک دهه قبل از رخداد زلزله اصلی مرکز آن توسط زلزله‌های متوسط به صورت الگوی دونات مانند احاطه می‌گردد. به نام کاشف آن نام گذاری شده است.

Mohr-Coulomb Equation

رابطه موهر-کولمب: معادله‌ای که در آن مقاومت برشی خاک به چسبندگی خاک، به نیروی وارده به خاک در زاویه قائم نسبت به شیب و زاویه حرکت ذرات نسبت به یکدیگر در داخل خاک مربوط می‌شود.

Monsoon

موسمی: هر منطقه‌ای که دارای تغییر ۱۸۰ درجه‌ای در جهت وزش باد بین تابستان و زمستان و در نتیجه تناوب فصلی دوره بارانی و خشکی باشد.

Montmorillonite

مونت موریلونیت: گروهی از کانی‌های رسی با لایه‌ای از آلومینیوم که بین دو لایه سیلیس ساندویچ پیچ گردیده و با کاتیون‌های کلسیم و یا منیزیم جوشکاری شده است. چنین خاکی به راحتی منبسط می‌شود زیرا آن‌ها می‌توانند در زمانی که مرطوب می‌شوند آب را در داخل ساختار لایه‌ای خود جذب نمایند. فرمول شیمیایی آن $[(Mg,Ca)O.Al_2O_3.5SiO_2.nH_2O]$ است.

Mulching

مالچ پاشی: (۱) هر فرایندی که باعث پوشیده شدن خاک‌های ترد و شکننده سطحی می‌شود. (۲) هر فرایندی که باعث می‌شود فشردگی خاک‌ها در سطح کم و شکنندگی آن‌ها بیشتر شود.

Normal Stress

تنش نرمال: هر نیرویی که در زاویه راست شیب به سطح خاک اعمال می‌شود (نگاه کنید به شکل ۱۲-۳).

Normalize

نرمال کردن: فرآیند آماری که به موجب آن اندازه مقادیر در یک سری زمانی مستقل از واحد اندازه گیری خود می‌گردد. این عمل معمولاً با کم کردن میانگین مجموعه داده‌ها از هر یک از مقادیر و تقسیم نتیجه آن بر انحراف استاندارد انجام می‌شود. در اکثر سری‌های زمانی آب و هوایی از قبیل شاخص نوسان جنوبی مقدار به‌دست آمده در ۱۰ ضرب می‌شود.

North Atlantic Oscillation

نوسان اطلس شمالی: تغییرات در اختلاف فشار هوا بین کم‌فشار ایسلند و پرفشار آزرور. این نوسان تعیین کننده تغییر پذیری سالانه قدرت امواج رزبای در نیمکره شمالی است. همچنین نگاه کنید به نوسان جنوبی.

North Pacific Oscillation

نوسان اقیانوس آرام شمالی: اندازه گیری آماری از قدرت و موقعیت کم‌فشار سامانه آلتوسین به ویژه در زمستان. این نوسانات در تغییرات کوتاه مدت آب و هوایی امریکای شمالی تأثیر دارد. همچنین به نوسان جنوبی نگاه کنید.

Nuée Ardente

ابر سوزان: ابری از خاکستر داغ که در طی فوران به بالا پرتاب می‌شود و به دلیل وزن و تأثیر جاذبه بر روی آن سقوط می‌کند و درحالی که توسط گازهای خروجی از فوران به صورت معلق است در جهت شیب دامنه با سرعت زیاد به سمت پایین جریان می‌یابد (نگاه کنید به شکل ۱۱-۳). همچنین جریان آذر آواری نیز نامیده می‌شود.

Orographic

کوهزاد: هر جنبه‌ای از جغرافیای طبیعی که در ارتباط با کوهستان‌ها باشد.

Parent Cloud

ابر مادر: ابر بزرگی که از ویژگی‌های آن جریان متلاطم هوا است، این ابر دارای مناطق جداگانه‌ای از هم همرفت است که می‌توانند به تورنادوهایی تبدیل شوند و بارش شدید و تگرگ ایجاد کنند.

Partial Pressure

فشار جزئی: سهم هر گاز در ایجاد فشار کلی جو.

Permafrost

پرفراست: زمین همیشه منجمد.

Permeability

نفوذپذیری: به توانایی آب برای نفوذ از طریق خلل و فرج یا فضاهای خالی سنگ‌های رسوبی یا میکرو شکستگی‌های موجود در سنگ اطلاق می‌گردد.

Persistence

تداوم: گرایش یک وضعیت آب و هوایی غیر طبیعی برای تداوم در طول زمان.

Photosynthesis

فتوسنتز: فرایندی که در آن گیاهان دی‌اکسید کربن و آب را در حضور نور خورشید و توسط کلروفیل به کربوهیدرات‌ها و زیست توده تبدیل می‌کنند.

Piezoelectric

فیزوالکتریک: توانایی یک ماده معدنی برای تولید جریان الکتریکی در هنگامی که فشار یا تنش بر آن اعمال می‌شود.

Piezomagnetism

فیزومغناطیس: تولید مغناطیس در ماگمای غنی از آهن توسط افزایش فشار یا تنش.

Plastic

پلاستیک: یک ویژگی در برخی جامدات که زمان بروز افزایش بار یا فشار می‌تواند بدون شکستن یا پارگی به طور دائم تغییر شکل دهند.

Plate

صفحه: پوسته زمین به شش یا هفت قطعه یا صفحه بزرگ تقسیم می‌شود و هر کدام از آن‌ها سالانه به طور مستقل نسبت به دیگری به میزان ۴-۱۰ سانتی‌متر بر روی گوشته حرکت می‌کنند. این صفحات می‌توانند با همدیگر برخورد کنند (همگرایی) یا از یکدیگر جدا شوند (واگرایی).

Pleistocene

پلیستوسن: یکی از دوره‌های زمین‌شناسی در کواترنر که از حدود ۲-۳ میلیون سال قبل آغاز شده. دوره‌های یخبندان در سراسر جهان از ویژگی‌های اصلی این دوره می‌باشند.

Pliocene

پلیوسن: آخرین دوره ترشیاری، ۱۲-۲ میلیون سال قبل از میلاد. پلیوسن زمانی به پایان رسید که یخبندان بزرگ مقیاس شروع به تسلط بر زمین کرد.

Pluviometers

باران سنج: ابزاری که برای اندازه‌گیری میزان باران باریده شده در بازه‌های زمانی بسیار کوتاه استفاده می‌شود.

Polar Front

جبهه قطبی: هوای سرد و متراکم مناطق قطبی که گرمای خود را از طریق تابش با طول موج بلند از دست داده به طرف

استوا حرکت می‌کند، هوای مذکور تفاوت قابل ملاحظه‌ای از نظر دما و فشار با هوایی که آن را جابه‌جا می‌کند دارد. این تفاوت در مسافت کوتاهی بیشتر بارز است که آن را جبهه قطبی می‌نامند.

Pore Water Pressure

فشار آب روزنه‌ای: فشاری که به دلیل کشش آب موجود در خلل و فرج یا حفره‌های بین ذرات رسوب ایجاد می‌گردد.

Power

نیرو: میزان انرژی مصرف شده.

Precursors

پیش رخدادها: متغیرهایی که نشانه‌ای از وقوع برخی از رویدادها در آینده دارند.

Prescribed Burning

آتش سوزی تجویزی: آتش سوزی عمدی و کنترل شده پوشش گیاهی در حال رشد یا غیر زنده ریخته بر روی زمین، برای به حداقل رساندن ذخیره سوخت در آتش سوزی‌های بعدی جنگل‌ها یا بوته زارها. این پدیده را به خصوص در استرالیا ایجاد حریق نیز می‌نامند.

Probability of Exceedence

احتمال رخداد: احتمال و یا شانس رخداد یک رویداد با بزرگی یا اندازه معین که در دامنه‌ای از ۰-۱۰۰ درصد بیان می‌شود.

Pumice

پامیس: خاکستر آتشفشانی مملو از ذرات گاز که می‌تواند بر روی آب شناور بماند.

Pyroclastic

پیرو کلاسیک (آذر آواری): به خاکستر داغ و یا رسوب تولید شده از تکه تکه شدن ماگما در جو در اثر نیروی فوران آتشفشانی و گازهای موجود در آن اطلاق می‌شود.

Pyroclastic Ejecta

آذر آواری پرتابی: مواد آذر آواری پرتاب شده به جو است. همچنین نگاه کنید به تفرا.

Pyroclastic Flow

جریان آذر آواری: نگاه کنید به ابر سوزان.

Quaternary

کواترنری: آخرین دوره زمین‌شناسی، شروع حدود ۲-۳ میلیون سال قبل از میلاد و متشکل از پلیستوسن و هولوسن.

Quick Clays

رس حساس (رس روان): رس‌هایی که همراه با مقادیر زیادی از کاتیون‌های سدیم رسوب می‌کنند. این کاتیون‌ها تمایل به چسباندن ذرات به هم را دارند و همین مسأله باعث می‌شود این رسوب درجه بالایی از پایداری را داشته باشد. با این حال، کاتیون‌های سدیم می‌توانند به راحتی توسط آب زیرزمینی شسته شوند و در نتیجه این رسوب رس به تدریج و در طول زمان ناپایدار می‌گردد.

Recurrence Interval

فاصله بازگشت: متوسط زمانی بین تکرار وقوع یک رویداد با بزرگی معین.

Reg Desert

رگ بیابان: بیابانی سنگی که بعد از برداشت و خارج شدن خاک رس و ذرات در اندازه ماسه توسط باد، بر جای می‌ماند.

Regolith

ریگولیت: لایه‌ای از سنگ‌های هوازده یا غیر هوازده، غیر مستحکم و یا مواد سنگی ناپیوسته‌ای که منشأ تشکیل آن سطح زمین است.

Regression Coefficient

ضریب رگرسیون: اصطلاحی در آمار که برای تعیین رابطه بین دو متغیر مورد استفاده قرار می‌گیرد. ضریب می‌تواند دامنه‌ای از ۱- (رابطه معکوس کامل) تا ۱ (رابطه مستقیم کامل) را در برگیرد.

Reservoir

مخزن: (۱) ساختاری برای نگه داشتن آب که توسط انسان ساخته می‌شود. (۲) بسته مقاومی از یک ارگانیزم یا عامل بیماری‌زا که به صورت طبیعی در محیط زیست وجود دارد و تحت شرایط مطلوب می‌تواند آزادانه و بدون محدودیت به بیرون گسترش یابد.

Resonance

رزونانس: مرحله‌ای که در آن گسترش امواج هوا و یا آب به نحوی است که در آن طول موج برابر و یا هماهنگ با ابعاد فیزیکی حوضه و یا خلیج می‌گردد.

Rift Valley

دره ریفتی: منطقه با شکستگی نسبتاً عمودی در سطح زمین که به علت پایین افتادن عظیم یک قطعه به زیر قطعه دیگری ایجاد می‌گردد.

Rosby Waves

امواج رزبای: موجی با طول صدها یا هزاران کیلومتر در درون یک سیال که موازی با سطح زمین حرکت می‌کند و توسط نیروی کوریولیس کنترل می‌شود. معمولاً ارتباط تنگاتنگی با بادهای غربی سطوح بالای عرض‌های میانه دارد که به جریان جت باد قطبی متصل هستند.

Run-Up

بالا روی: هنگامی که موج اقیانوسی به ساحلی می‌رسد حرکت آن تمایل دارد توده‌ای از آب را به طرف خشکی حمل کند. مسافتی از ساحل که بالاروی در آن رخ می‌دهد را «فاصله بالاروی» و ارتفاعی از سطح دریا که در هنگام بالا روی به دست می‌آید را «ارتفاع بالا روی» می‌نامند.

Rhyolite

ریولیت: سنگ‌های خروجی آتشفشانی ریز دانه با بافت موج و نواری که از نظر کانی‌شناسی شبیه به گرانیت هستند و متشکل از کوارتز، فلدسپات و میکا می‌باشند.

Sahel

ساحل: هفت کشور آفریقایی: گامبیا، سنگال، موریتانی، مالی، بوركینافاسو، نیجر و چاد که در لبه جنوبی صحرای آفریقا قرار دارند.

Saltation

جست و خیز (تعلیق): تمایل ذرات رسوب برای حرکت از بستر به درون جریان هوا یا آب و بازگشت دوباره به بستر در مسیرهای کج و معوج، در این جابه‌جایی مسافت طی شده در حرکت رو به بالا (بالاروی) بسیار کوتاه‌تر از مسافت طی شده در حرکت رو به پایین (پایین روی) است.

Scoriae

اسکوریا: پوک‌های آتشفشانی یا خاکستری که حاصل جریان آذر آواری است و دارای درجه بالایی از گاز است.

Seamounts

کوه‌های دریایی: آتشفشان‌های تشکیل شده در اقیانوس‌ها که بعد از اتمام فعالیت رأس آن‌ها به علت فرسایش از بین رفته و مسطح شده یا به دلیل جابه‌جایی پوسته حاوی فعالیت‌های آتشفشانی زیر آن‌ها، فرو افتاده‌اند.

Seiching

سش: تحریک یا آشفتگی که در نوسانات منظم امواج آب داخل یک دریاچه و یا خلیج در اثر زلزله یا عبور یک موج فشاری اتمسفری و یا وقوع بادهای قوی ایجاد می‌گردد.

Seismic

زلزله: حرکت ناگهانی و معمولاً بزرگ در پوسته زمین.

Seismic Gap

وقفه لرزه‌ای: بخشی از یک گسل فعال که فعالیت متوسط یا بزرگ زمین لرزه‌ای را برای حداقل سه سال تجربه نکرده باشد.

Seismic Risk

خطر لرزه‌ای: احتمال رخداد زمین لرزه‌هایی با بزرگی معین در یک منطقه.

Set-Back Line

خط حریم: خطی در ساحل که از مجموع عقب‌نشینی‌های ۱۰۰-۵۰ ساله خط ساحلی به دست می‌آید و هرگونه ساخت و ساز و توسعه در جلوی آن ممنوع است.

Set-Up

بالا آمدگی: افزایش ارتفاع سطح دریا در خط ساحلی، به طور عمده ناشی از فرآیند شکست موج در عرض منطقه خیزاب که در عین حال توسط باد، امواج دامنه قاره‌ای، بالا آبی، و نیروی کوریولیس و جریان‌های دریایی برخوردی به ساحل نیز تقویت می‌شود.

Shallow Focus

کانون سطحی: زلزله‌هایی که در داخل محدوده ۶۰ کیلومتری از سطح زمین رخ می‌دهند.

Shear Sorting

جور شدگی برشی: فرایندی که باعث می‌شود ذرات درشت درون جریان‌های باریک و پرسرعت مایع یا هوا که مملو از رسوب هستند به طور بهتری حرکت نمایند.

Shear Strength

مقاومت برشی: به مقاومت داخلی توده‌ای از مواد در برابر هرگونه تنش وارده با مؤلفه افقی اطلاق می‌شود.

Shear Stress

تنش برشی: نیروی اعمال شده بر توده‌ای از مواد، که تمایل دارد آن را در راستای سطح تماسش با جامد یا مایع دیگر به حرکت در آورد.

Shearing

برشی: تنش ایجاد شده در اثر حرکت دو شی مجاور هم که در کنار یکدیگر و موازی با سطح تماس خود می‌لغزند.

Slump

غلطش: تمایل برخی از لغزش‌ها برای چرخش و غلتیدن که بیشترین گسیختگی و رانش مواد را در پایین دامنه به جای می‌گذارد.

Solar Flares

شراره‌های خورشیدی: فوران‌های بزرگ هیدروژن یونیزه از سطح خورشید همراه با پالسی از تابش الکترومغناطیسی.

Solifluction

سولیفلوکسیون: جابه‌جایی آهسته مواد اشباع شده از آب به طرف پایین دامنه به ویژه در محیط‌هایی که در آن‌ها فرآیندهای انجماد و ذوب فرایندهای غالب سطحی هستند.

Southern Oscillation

نوسان جنوبی: جابه‌جایی معمول هوا در مناطق حاره‌ای اقیانوس آرام در غالب بادهای تجارتنی پر قدرتی است که توسط

کم فشار روی اندونزی- استرالیا و پرفشار مستقر بر جنوب شرق اقیانوس آرام تقویت می گردد. هر دو تا هفت سال، این الگوی کم فشار و پرفشار ضعیف و یا حتی معکوس می گردد و موجب می شود بادهای تجارتهای از بین بروند یا حتی به بادهای غربی تبدیل شوند. این تعویض از یک الگوی دیگر را نوسان جنوبی می نامند. همچنین نگاه کنید به نوسان آتلانتیک شمالی و نوسان اقیانوس آرام شمالی.

Spot Fires

لکه های آتش: آتش سوزی های کوچکی که بر اثر حمل زغال های مشتعل از هسته اصلی آتش سوزی جنگل یا بوته زار به وسیله فرایکده های تولید شده در هوای گرم ایجاد می شوند.

Steric

چینش مولکولی: به تغییر حجم آب دریا در اثر گرمایش یا سرمایش اشاره دارد.

Storm Surge

مد طوفان: افزایش ارتفاع سطح دریا و یا دریاچه به بیش از سطح معمول و یا پیش بینی شده اطلاق می شود؛ به طور عمده ناشی از افت فشار هوا، و یا بالا آمدن فیزیکی ستون آب توسط باد در ارتباط با اغتشاش های کم فشار یا طوفان است.

Strain

کشش: تغییر شکل یا حرکت ایجاد شده در مواد روی دامنه در اثر دخالت یک نیرو.

Stratosphere.

استراتوسفر: بخشی از جو که در ارتفاع ۶۰-۱۲ کیلومتری از سطح زمین قرار دارد و از ویژگی های آن پایداری و افزایش دما با ارتفاع است.

Stratospheric Fountains

فواره استراتوسفری: مقدار کمی هوا بین تروپوسفر و استراتوسفر رد و بدل می شود. با این حال در همرفت های شدید تولید شده به وسیله طوفان های تندری حاره ای در حاشیه غربی اقیانوس آرام، این شرایط و سد بین این دو لایه شکسته می شود و هوا مانند یک فواره از سطح زمین به استراتوسفر تزریق می شود.

Strip Farming

کشت نواری: شیوه کشاورزی که به منظور حفظ رطوبت خاک استفاده می شود و به موجب آن محصولات در بین نوارهای متناوب آیش کاشته می شوند.

Subcritical Flow

جریان رودخانه ای ضعیف: جریان رودخانه ای آرام که سرعت آن نسبت به عمق کانال به اندازه ای پایین است که حمل و نقل رسوب زیادی صورت نمی گیرد.

Subduction Zones

مناطق فرو رانش: منطقه ای که در آن صفحه اقیانوسی به زیر صفحه قاره ای و به داخل گوشته فرو می رود.

Subsidence

نشست: گسیختگی رو به پایین سطح زمین که عمدتاً ناشی از برداشت مواد زیری است.

Sunspot

لکه های خورشیدی: مناطقی با قطر ۲۰۰۰۰ کیلومتر در سطح خورشید با اغتشاش مغناطیسی قوی. مغناطیس این مناطق آنچنان قوی است که حرکت همرفتی گرما به سطح خورشید را کاهش می دهد. بنابراین لکه ها چون سردتر هستند تیره تر می باشند.

Supercell Thunderstorm

آبر سلول طوفان تندری: سلول همرفتی فوق العاده بزرگ با قطر ۱۰۰-۵۰ کیلومتر. چنین طوفانی شانس بیشتری برای تولید تگرگ، تورنادو، باد شدید یا بارش سیل آسا دارد.

Supercritical Flow

جریان رودخانه‌ای متلاطم: جریان رودخانه که در آن نسبت سرعت به عمق کانال به حدی زیاد است که جریان شروع به تبدیل شدن به جت می‌کند. چنین جریانی بسیار فرسایشی است.

Surcharging

اضافه بار: انتقال بار اضافی آب‌های سیلابی از طریق سیستم‌های زهکشی که برای سیلاب طراحی شده‌اند. این سیستم نیاز به نصب لوله‌های زیرزمینی برای سیلاب‌های ناگهانی را که نیاز به هزینه تعمیرات زیادی دارد را برطرف می‌سازد.

Suspension Load

بار معلق: بخشی از رسوب در حال حرکت در جریان متلاطم هوا یا آب.

Taiga

تایگاه: جنگل همیشه سبز، باتلاقی، پوشیده از درختان کاج در منطقه جنب قطبی و سیبری.

Tectonic

تکتونیک: فرایند اصلی تغییر شکل پوسته زمین و ایجاد زلزله.

Tectonic Creep

خزش تکتونیکی: تغییر شکل تدریجی و بطئی پوسته زمین به نحوی که عملاً تنها با گذشت زمان قابل تشخیص است.

Teleconnection

پیوند از دور: ارتباط بین سری‌های زمانی ثبت شده آب و هوایی با سری‌های زمانی دیگر در مناطق دور از هم در سراسر کره زمین. به عنوان مثال، بارش در فلوریدا می‌تواند از طریق نوسان جنوبی به دمای سطح دریا در شمال استرالیا مرتبط باشد.

Teleseismic Tsunami

سونامی دور لرزه: سونامی که توسط زلزله رخ داده در فاصله دور ایجاد می‌شود. زلزله ۱۹۶۰ در شیلی سونامی دور لرزه‌ای را تولید نمود که اکثر سواحل اطراف اقیانوس آرام را متأثر ساخت.

Telluric Currents

جریان تلوریک: جریان‌های الکتریکی که از میان زمین عبور می‌کنند.

Tephra

تفرا: خاکستر آتشفشانی غیر متراکم که به وسیله نیروی فوران و معمولاً به صورت عمودی به جو پرتاب می‌شود.

Tertiary

ترشیاری: دوره زمین‌شناسی از ۶۵ تا ۲-۳ میلیون سال قبل.

Thermal Expansion

انبساط حرارتی: آب به طور غیر معمولی بیشترین تراکم را در ۴ درجه سانتی‌گراد دارد. بنابراین هنگامی که گرم می‌شود یا یخ می‌زند به آسانی منبسط می‌شود، با این حال آب بیشترین حجم خود را در حول و حوش نقطه انجماد به دست می‌آورد. یخ در حدود $10^{\circ}C$ منقبض می‌شود و ترک برمی‌دارد. اگر آب بتواند وارد ترک‌ها شود و مجدد یخ بزند این یخ منبسط شده و در صورتی که گرم شود، تاب برمی‌دارد.

Thermocline.

ترموکلاین (لایه دمایی): تغییر ناگهانی درجه حرارت آب در عمق درون حجم بزرگی از آب.

Thixotropy

تیکسوترایی (ژله‌ای شدن): تبدیل شدن به مایع در اثر تکانه و لرزش به خصوص توسط امواج لرزه‌ای فشاری. همچنین نگاه کنید به روان‌گرایی.

Threshold

آستانه: نقطه‌ای که در آن اعمال نیرو باعث واکنش چشم‌گیری می‌شود که تا پیش از این وجود نداشته است. به عنوان مثال،

افزایش تنش اعمال شده به سنگ ممکن است تا زمان رسیدن به آستانه و شکستگی سنگ هیچ اثر قابل مشاهده نداشته باشد.

Tidal Inlet

مدخل کشندی (ورودی جزر و مد): دهانه‌ای در عرض یک جزیره سدی که در طول هر چرخه جزر و مد حجم قابل توجهی از آب شور در آنجا بین اقیانوس و مرداب مبادله می‌شود.

Tidal Waves

امواج جزر و مدی: اسمی بی‌مسمی (غلط) که به سونامی و مد طوفان داده می‌شود، زیرا این پدیده‌ها گهگاهی باعث افت آهسته در سطح دریا و به دنبال آن افزایش سریع آن شده که شبیه جزر و مد است.

Tilt Steps

انحراف مرحله‌ای: انحراف و انحنا پوسته زمین که به جای این‌که به صورت آرام و یکنواخت رخ دهد در طی چندین مرحله مجزا رخ می‌دهد.

Topographic Control

کنترل توپوگرافی: اثر ارتفاعات بر روی انحراف یا تغییر مسیر جریان‌های هوا. به عنوان مثال، ممکن است یک توده هوای در حال حرکت توسط کوهستان‌های مرتفع مسدود و مجبور به دور زدن مانع شود.

Tornado

تورنادو: یک تاوه بسیار وحشتناک و یا گردبادی از هوا که فقط چند صد متر قطر دارد ولی سرعت بادهای آن تا ۱۳۰۰ کیلومتر در ساعت می‌رسد.

Trade Winds

بادهای تجارتي: بادهای حاشیه استوایی سلول‌های پرفشار قطبی سیار که در عرض‌های ۲۰-۳۰ درجه از خط استوا از شرق به غرب می‌وزند. دوام و پایداری آن‌ها برای سه تا چهار ماه از سال تا حد زیادی برای کشتی‌های تجاری بادبانی مفید است.

Trench

دراز گودال: منطقه‌ای از پوسته اقیانوسی که در اثر فرورانش پوسته اقیانوسی به زیر پوسته قاره‌ای به یک گودال عمیق تبدیل می‌شود.

Tropical Cyclone

سیکلون‌های حاره‌ای: یک تاوه بزرگ مقیاس از هوای بالا رونده با قطر صدها کیلومتر، که بر روی اقیانوس‌های حاره‌ای تشکیل می‌شود. از ویژگی‌های این پدید بارش فراوان و یک منطقه مرکزی آرام است که توسط بادهای چرخان با سرعت بیش از ۲۵۰-۲۰۰ کیلومتر در ساعت احاطه شده است.

Tropopause

تروپوپوز: مرز جدا کننده تروپوسفر (که در آن دما با ارتفاع کاهش می‌یابد) از استراتوسفر (که در آن درجه حرارت با افزایش ارتفاع افزایش می‌یابد) است. این لایه به شکل یک سد مانع از تبادل آسان هوا بین این دو منطقه است.

Troposphere

تروپوسفر: بخش پایینی جو با ارتفاع ۱۰-۱۲ کیلومتر که از ویژگی‌های آن شکل‌گیری ابر و کاهش دما با ارتفاع است.

Tsunami

سونامی: یک کلمه ژاپنی به معنای موج بندر؛ تسو = «بندر»، نامی = «موج» است، که از آن برای توصیف امواج ایجاد شده در دریا که ناشی از تغییر ناگهانی در بستر دریا در اثر زلزله، فوران آتشفشان، یا زمین لغزش هستند، استفاده می‌شود.

Tsunami Earthquake

زلزله سونامی: برخی از زلزله‌های معمولی که برای تولید امواج دریایی محلی بیش از حد کوچک هستند، می‌توانند سونامی مخرب و کشنده‌ای را ایجاد نمایند.

Turbulence

اغتشاش (تلاطم): جریان متلاطمی که در آن ذرات و یا مولکول‌های مجزا هر یک در مسیر غیر قابل پیش‌بینی حرکت می‌کنند و ظاهراً تحت تأثیر جاذبه نیستند.

Ultrasound

مافوق صوت (اولتراسوند): صدایی با فرکانس ارتعاش بالای ۲۰۰۰۰ در ثانیه که به طور کلی برای گوش انسان قابل درک نیست.

Uniformitarianism

یکسان گرایی: تشریح زمین‌شناسی که در قرن هجدهم برای مقابله با فاجعه گرایی مطرح گردید. این بیان شامل دو مفهوم است: اول این‌که بیان می‌کند که فرآیندهای زمین‌شناسی از قوانین طبیعی و قابل انطباق با علم تبعیت می‌کند (روش‌شناسی یکسان گرایی) دوم دلالت دارد بر این نکته که نوع و سرعت عمل فرآیندهای امروز در طول زمان زمین‌شناسی ثابت باقی مانده است (استدلال قیاسی).

Van Der Waals' Bonds

اتصالات واندروالس: کشش ضعیف اعمال شده توسط مولکول‌ها به یکدیگر که ناشی از کشش الکترواستاتیک هسته یک مولکول برای الکترون‌های دیگری است.

Vertical Aggradation

آبرفت گذاری عمودی: گسترش یک دشت سیلابی در جهت عمودی به دلیل رسوب گذاری.

VHF

وی اچ اف: مخفف «فرکانس بسیار بالا». بخشی از طیف الکترومغناطیسی با طول موج بین ۳۰ و ۳۰۰ مگا هرتز که در فرستنده‌های رادیویی و تلویزیون استفاده می‌شود.

Victim–Helper Relationship

ارتباط قربانی – امدادگر: در فجایعی که در آن بازماندگان برای بقا و تأمین نیازهای اولیه خود به طور کامل به کمک‌های خارجی وابسته می‌شوند ممکن است یک وابستگی قوی بین قربانی و امدادگر شکل بگیرد که حتی بعد از اتمام ضرورت نیاز به امداد رسانی هم به راحتی قابل فسخ نباشد.

Viscosity.

ویسکوزیته: مقاومت یک سیال در برابر حرکت به دلیل ساختار مولکول‌های آن که تمایل دارند به هم بچسبند.

Voids

خلل و فرج: فاصله یا شکاف بین ذرات در نهشته‌های رسوبی که به وسیله هوا یا آب پر می‌شوند.

Vortex

تاوه: توده‌ای از هوا یا آب در حال چرخش که می‌تواند به سرعت قابل توجهی برسد.

Walker Circulation

گردش واکر: حرکت طبیعی هوا در عرض اقیانوس آرام حاره‌ای از شرق به غرب، بین یک سلول پرفشار ثابت در سواحل آمریکای جنوبی و منطقه کم‌فشار بر روی اندونزی و هند. در دهه ۱۹۲۰، گیلبرت واکر کشف کرد که قدرت این جابه‌جایی هوا شدت موسمی‌های هند را تعیین می‌کند.

Wave Diffraction

پراش موج: تمایل انرژی موج برای پراکنده شدن در امتداد تاج موج. به همین دلیل وقتی که یک موج از ورودی تنگ بندر عبور می‌کند موج پخش می‌گردد و تمام خط ساحلی در داخل بندر را تحت تأثیر قرار می‌دهد.

Wave Refraction

شکست موج: تمایل سرعت یک موج برای کاهش در جایی که دریا کم عمق می‌گردد. به همین دلیل است که تاج موج در اطراف دماغه‌ها به قوس‌دار شدن و در خلیج‌ها به گسترده شدن گرایش دارد.

Wave-rider Buoy

بویه موج‌نگار: ابزاری متشکل از یک شتاب‌سنج حساس در داخل یک بویی یا سکوی شناور در سطح اقیانوس‌ها که برای اندازه‌گیری ارتفاع و انرژی امواج مورد استفاده قرار می‌گیرد.

Wind-Chill Factor

عامل سوز باد: عاملی که توسط آن درجه حرارت یک سطح به دلیل توانایی باد برای برداشت گرما از آن سطح از طریق همرفت به طور موثری کاهش می‌یابد (نگاه کنید به شکل ۳-۲۳).

Wind Shear

برش باد: تمایل باد برای وزیدن با سرعت‌های متفاوت در جهت ارتفاع که ناشی از تفاوت‌های دمایی قوی است. در نتیجه ممکن است با افزایش ارتفاع نه‌چندان زیادی، باد هم‌شتاب بگیرد و یا حتی تغییر مسیر دهد که می‌تواند موقعیت خطرناکی برای فرود و یا بلند شدن هواپیما ایجاد کند.

Yield Limit

آستانه تحمل: محدوده‌ای که در ورای آن جامد قادر به تحمل نیروی بیشتری بدون تغییر شکل دائم نخواهد بود.

Yield Strength

قدرت استحکام: حداکثر مقاومت یک جامد در برابر نیروی وارده قبل از آن که به طور دائم مجبور به تغییر شکل گردد.

Zonal

مداری: منطقه‌ای که توسط عرض‌های جغرافیایی موازی بر روی سطح زمین محدود شده است.

فهرست اعلام

آتش سوزی: ۲۱، ۲۳، ۱۵، ۱۶، ۳۴، ۳۷، ۵۴، ۵۵، ۱۰۲، ۱۱۵، ۱۱۸، ۱۲۲، ۱۸۶، ۱۸۷، ۱۸۸، ۱۹۰، ۱۹۱، ۱۹۵، ۱۹۶، ۱۹۹، ۲۰۰، ۲۰۲،

۲۰۳، ۳۲۴، ۳۶۵، ۳۹۳، ۳۹۷، ۴۰۶، ۴۰۸

احتمال رخداد: ۱۲، ۸۹، ۹۸، ۱۰۰، ۱۴۳، ۱۶۶، ۱۷۲، ۱۸۷، ۱۹۱، ۲۴۷، ۲۹۹، ۳۱۵، ۳۸۸، ۴۰۶، ۴۰۷

آذرآواری، ۲۳، ۳۰۶، ۳۱۶، ۳۳۰

اروپا: ۲۰، ۵، ۶، ۲۳، ۲۴، ۲۵، ۳۲، ۳۳، ۴۲، ۷۸، ۷۹، ۸۶، ۱۰۲، ۱۰۶، ۱۰۸، ۱۱۵، ۱۲۷، ۱۴۳، ۱۵۴، ۱۸۵، ۱۸۹، ۱۹۱، ۱۹۲، ۲۱۹، ۲۲۱،

۲۲۳، ۲۲۴، ۲۵۱، ۲۵۲، ۲۹۴، ۳۲۴، ۳۵۵، ۳۵۸، ۳۷۴

استرالیا: ۱۲، ۱۹، ۲۰، ۲۱، ۲۲، ۲۳، ۲۴، ۲، ۷، ۸، ۱۴، ۱۵، ۱۶، ۲۴، ۲۶، ۲۷، ۲۹، ۳۰، ۳۱، ۳۲، ۳۳، ۳۴، ۳۵، ۳۶، ۳۷، ۳۸، ۳۹، ۴۰، ۴۶،

۴۹، ۵۳، ۵۶، ۵۹، ۶۰، ۶۱، ۶۲، ۶۳، ۶۴، ۶۷، ۶۸، ۶۹، ۷۴، ۸۰، ۸۱، ۸۳، ۸۴، ۸۵، ۹۶، ۱۰۲، ۱۰۳، ۱۰۶، ۱۱۰، ۱۱۲، ۱۱۶، ۱۱۸، ۱۱۹،

۱۲۲، ۱۲۳، ۱۲۷، ۱۳۰، ۱۶۶، ۱۶۷، ۱۶۹، ۱۷۰، ۱۷۱، ۱۷۶، ۱۷۷، ۱۸۶، ۱۸۸، ۱۸۹، ۲۰۰، ۲۰۱، ۲۱۷، ۲۳۲، ۲۳۳، ۲۴۲، ۲۴۳، ۲۵۰،

۲۶۸، ۳۲۳، ۳۲۴، ۳۶۷، ۳۷۹، ۳۸۶، ۳۹۳، ۴۰۶، ۴۰۸، ۴۱۰

استوا: ۱، ۲۰، ۲۱، ۲۳، ۲۶، ۲۷، ۳۱، ۳۲، ۳۴، ۴۶، ۴۸، ۵۷، ۵۸، ۷۴، ۸۱، ۱۲۶، ۲۱۴، ۲۱۹، ۳۹۲، ۳۹۵، ۳۹۸، ۳۹۹، ۴۰۱، ۴۰۵، ۴۱۱

آسیا: ۳۱، ۳۲، ۵۴، ۱۰۲، ۱۰۴، ۴۰۱

آفریقا: ۲۱، ۳، ۹، ۱۴، ۲۴، ۳۰، ۳۲، ۳۳، ۳۷، ۴۲، ۴۶، ۴۷، ۴۸، ۶۴، ۷۹، ۱۰۲، ۱۰۵، ۱۰۶، ۱۲۷، ۱۳۶، ۲۶۸، ۳۹۹، ۴۰۷

اقیانوس آرام: ۱۶، ۲۲، ۲۴، ۲، ۳، ۱۷، ۲۳، ۲۷، ۲۸، ۲۹، ۳۰، ۳۱، ۳۲، ۳۳، ۳۴، ۴۱، ۴۳، ۴۹، ۵۵، ۵۶، ۵۷، ۵۹، ۶۰، ۶۱، ۶۶، ۲۴۱، ۲۴۶،

۲۵۵، ۲۵۶، ۲۷۳، ۲۸۴، ۲۸۵، ۲۸۶، ۲۸۷، ۲۹۲، ۲۹۳، ۲۹۵، ۲۹۷، ۲۹۸، ۳۲۶، ۳۷۴، ۳۹۶، ۴۰۱، ۴۰۴، ۴۰۸، ۴۰۹، ۴۱۰، ۴۱۲

اقیانوس منجمد شمالی: ۹۱

آلاسکا: ۲۲، ۱۷، ۳۳، ۴۳، ۱۰۲، ۲۳۹، ۲۶۳، ۲۷۴، ۲۹۰، ۳۱۲

آمازون: ۳۴، ۱۰۲، ۱۶۲، ۱۸۵، ۱۹۳، ۳۱۸

امواج: ۹، ۱۵، ۱۶، ۲۱، ۲۲، ۲۴، ۱، ۳، ۱۵، ۱۶، ۱۷، ۲۳، ۲۴، ۲۵، ۲۶، ۴۰، ۴۱، ۴۲، ۴۳، ۴۴، ۴۶، ۴۹، ۶۲، ۷۴، ۷۵، ۸۲، ۸۳، ۸۴، ۸۶، ۹۵،

۹۶، ۹۷، ۹۸، ۹۹، ۱۰۳، ۱۱۵، ۱۵۳، ۱۶۵، ۱۶۸، ۱۹۳، ۲۰۹، ۲۱۰، ۲۱۱، ۲۱۲، ۲۱۳، ۲۱۴، ۲۱۵، ۲۱۶، ۲۱۷، ۲۲۱، ۲۲۲، ۲۲۵، ۲۲۷،

خشکسال: ۱۹، ۲۴، ۷، ۸، ۹، ۱۰، ۱۱، ۱۴، ۱۵، ۱۶، ۲۴، ۲۹، ۳۰، ۳۲، ۳۳، ۳۶، ۳۷، ۳۸، ۴۱، ۴۶، ۴۷، ۴۸، ۴۹، ۱۰۰، ۱۰۲، ۱۰۳،

۱۰۵، ۱۰۶، ۱۱۸، ۱۱۹، ۱۳۵، ۱۳۹، ۱۴۱، ۱۴۲، ۱۴۳، ۱۴۶، ۱۴۷، ۱۴۸، ۱۵۷، ۱۸۵، ۳۹۲، ۳۹۵، ۳۹۶

خلیج مکزیک، ۵۹، ۶۵، ۷۰، ۷۱، ۸۷، ۸۸، ۹۶، ۱۰۷، ۱۲۶

دریای خزر: ۱۰۶

دریای مدیترانه: ۱۰۲، ۱۰۵

رعد و برق: ۲۰، ۱۱۱، ۱۱۲، ۱۱۴

رودخانه: ۱۴، ۲۱، ۱۶، ۳۶، ۳۸، ۳۹، ۴۰، ۴۶، ۶۲، ۷۲، ۹۱، ۹۵، ۹۸، ۱۰۰، ۱۰۱، ۱۳۱، ۱۴۰، ۱۴۱، ۱۴۲، ۱۴۹، ۱۶۲، ۱۶۳، ۱۶۴، ۱۶۸، ۱۷۲،

۱۷۳، ۱۷۴، ۱۷۵، ۱۷۶، ۱۷۷، ۱۷۸، ۱۷۹، ۱۸۰، ۱۸۱، ۱۸۲، ۱۹۳، ۲۲۵، ۲۳۰، ۲۴۲، ۲۷۳، ۲۸۰، ۲۸۱، ۳۰۳، ۳۱۵، ۳۱۷، ۳۱۸، ۳۱۹

۳۲۰، ۳۲۵، ۳۲۸، ۳۲۹، ۳۳۰، ۳۵۳، ۳۵۶، ۳۶۰، ۳۷۰، ۳۷۷، ۳۹۷، ۴۰۲، ۴۰۹

روسیه: ۴۰، ۹۱، ۱۰۶، ۱۰۷، ۱۱۷، ۱۲۷، ۱۵۵، ۲۸۵، ۲۹۷

ریزش: ۱۵، ۱۷، ۳۴، ۶۶، ۸۸، ۹۲، ۱۲۴، ۱۶۹، ۱۹۶، ۳۱۰، ۳۳۰، ۳۴۱، ۳۵۰، ۳۵۵، ۳۶۹

زلزله: ۶، ۷، ۹، ۱۵، ۱۶، ۲۲، ۲۴، ۴، ۵، ۸، ۱۰، ۱۷، ۵۵، ۶۶، ۱۲۰، ۱۲۲، ۱۳۷، ۲۳۸، ۲۳۹، ۲۴۰، ۲۴۲، ۲۴۳، ۲۴۷، ۲۴۸، ۲۵۳، ۲۵۴،

۲۵۵، ۲۵۶، ۲۵۷، ۲۵۸، ۲۵۹، ۲۶۰، ۲۶۱، ۲۶۳، ۲۶۷، ۲۶۸، ۲۷۰، ۲۷۱، ۲۷۲، ۲۷۳، ۲۷۴، ۲۷۵، ۲۷۶، ۲۷۷، ۲۷۸، ۲۷۹، ۲۸۱، ۲۸۲

۲۸۳، ۲۸۴، ۲۸۵، ۲۸۷، ۲۸۸، ۲۸۹، ۲۹۰، ۲۹۱، ۲۹۰، ۲۹۲، ۲۹۴، ۲۹۵، ۲۹۶، ۲۹۷، ۲۹۸، ۳۰۳، ۳۲۲، ۳۲۶، ۳۳۰، ۳۳۸، ۳۵۳، ۳۵۶، ۳۵۷

۳۵۹، ۳۶۳، ۳۶۴، ۳۶۶، ۳۶۹، ۳۷۰، ۳۷۱، ۳۷۳، ۳۷۴، ۳۷۵، ۳۷۶، ۳۷۷، ۳۷۸، ۳۸۶، ۳۸۹، ۳۹۰، ۳۹۱، ۳۹۶، ۳۹۸، ۴۰۳، ۴۰۷، ۴۰۹،

۴۱۰، ۴۱۱

زمین لرزه: ۲، ۲۴، ۴، ۵، ۶، ۱۰، ۱۱، ۱۳، ۱۵، ۱۷، ۲۳۸، ۲۴۲، ۲۴۳، ۲۵۷، ۲۷۳، ۲۷۴، ۲۸۱، ۲۸۲، ۲۸۷، ۲۹۰، ۲۹۱، ۲۹۳، ۲۹۹، ۳۹۱

زمین لغزه: ۲۴، ۱۰، ۱۵، ۱۷، ۲۹۳، ۳۴۱

سانتورینی: ۱۷، ۲۵۱، ۳۱۹

سنت هلن: ۹، ۱۷، ۲۳، ۶، ۱۷، ۲۵۲، ۳۱۰، ۳۱۱، ۳۱۲، ۳۱۵، ۳۱۶، ۳۱۸، ۳۱۹، ۳۳۰، ۳۳۱، ۳۳۲، ۳۶۵

سواحل: ۱۲، ۱۵، ۲۰، ۱۶، ۲۸، ۲۹، ۳۴، ۳۷، ۴۰، ۴۱، ۴۱، ۶۰، ۶۳، ۷۱، ۷۵، ۷۷، ۷۹، ۸۰، ۸۱، ۸۲، ۸۴، ۸۵، ۹۵، ۹۶، ۹۷، ۱۰۰، ۱۱۶، ۱۵۹،

۱۷۶، ۲۰۰، ۲۱۰، ۲۱۲، ۲۱۳، ۲۱۶، ۲۱۷، ۲۱۸، ۲۲۳، ۲۲۵، ۲۲۷، ۲۲۸، ۲۳۰، ۲۳۳، ۲۳۴، ۲۷۹، ۲۸۷، ۲۸۹، ۲۹۶، ۲۹۸، ۳۲۶، ۳۲۷، ۳۷۰

۳۹۶، ۴۱۰، ۴۱۲

سولیفلوکسیون: ۱۷، ۳۴۵، ۳۶۰، ۴۰۸

سیکلون: ۱۲، ۱۹، ۲۴، ۸، ۹، ۱۰، ۱۱، ۱۵، ۲۵، ۳۰، ۳۱، ۳۴، ۳۹، ۵۴، ۵۵، ۵۶، ۵۷، ۵۸، ۵۹، ۶۰، ۶۱، ۶۲، ۶۳، ۶۴، ۶۷، ۶۸، ۶۹، ۷۰، ۷۱،

۷۲، ۷۳، ۷۴، ۸۱، ۸۷، ۹۵، ۹۶، ۹۸، ۱۰۹، ۱۲۰، ۱۲۱، ۱۲۵، ۱۶۸، ۱۷۸، ۱۷۹، ۲۰۵، ۲۱۰، ۲۴۷، ۳۵۳، ۳۶۴، ۳۶۶، ۳۶۷، ۳۶۸

۳۶۹، ۳۷۰، ۳۷۲، ۳۷۳، ۳۷۸، ۳۷۹، ۳۸۰، ۳۸۱، ۳۸۲، ۳۸۳، ۳۸۹، ۳۹۰، ۳۹۵، ۳۹۷

سیلاب: ۱۴، ۲۱، ۲، ۳، ۱۰، ۱۱، ۱۳، ۱۵، ۱۶، ۱۷، ۳۰، ۳۴، ۳۷، ۴۷، ۵۴، ۶۲، ۶۶، ۷۰، ۷۲، ۷۵، ۸۲، ۹۱، ۱۵۹، ۱۶۵، ۱۶۸، ۱۶۹، ۱۷۰،

۱۷۱، ۱۷۲، ۱۷۳، ۱۷۴، ۱۷۵، ۱۷۹، ۳۹۷، ۳۹۸، ۴۰۱، ۴۰۲، ۴۰۹

شیلی: ۲۲، ۳، ۳۳، ۳۶، ۲۳۹، ۲۸۷، ۲۸۹، ۲۹۳، ۲۹۷، ۴۱۰

صاعقه: ۱۳، ۱۰۹، ۱۱۰، ۱۱۳، ۱۱۵، ۱۲۴، ۱۷۰، ۱۹۱، ۱۹۷

طوفان: ۶، ۷، ۱۲، ۱۳، ۱۹، ۲۰، ۲۴، ۶، ۸، ۱۰، ۱۳، ۱۴، ۱۵، ۲۷، ۲۸، ۴۰، ۴۳، ۵۴، ۵۵، ۵۷، ۵۸، ۶۰، ۶۲، ۶۳، ۶۴، ۶۶، ۶۷، ۶۸، ۶۹، ۷۱،

۷۲، ۷۳، ۷۵، ۷۶، ۷۷، ۷۸، ۷۹، ۸۱، ۸۲، ۸۳، ۸۴، ۸۵، ۸۶، ۸۸، ۸۹، ۹۰، ۹۱، ۹۲، ۹۴، ۹۵، ۹۶، ۹۷، ۹۸، ۹۹، ۱۰۰، ۱۰۱، ۱۰۲، ۱۰۳،

۱۰۵، ۱۰۶، ۱۰۷، ۱۱۰، ۱۱۱، ۱۱۲، ۱۱۳، ۱۱۴، ۱۱۶، ۱۱۷، ۱۱۹، ۱۲۱، ۱۲۲، ۱۲۵، ۱۲۶، ۱۲۹، ۱۳۳، ۱۶۰، ۱۶۷، ۱۷۰، ۱۷۲، ۱۸۹، ۱۹۴

۱۹۶، ۱۹۷، ۱۹۸، ۲۰۵، ۲۰۹، ۲۱۰، ۲۱۶، ۲۳۲، ۲۳۳، ۲۳۴، ۳۱۶، ۳۲۰، ۳۲۹، ۳۵۳، ۳۶۷، ۳۶۹، ۳۸۰، ۳۸۸، ۳۹۴، ۳۹۶، ۳۹۷، ۳۹۹

۴۰۸، ۴۰۹، ۴۱۰

طوفان تندری: ۱۱۰، ۱۱۲، ۱۱۶، ۱۲۱

عربستان سعودی: ۳۹۹

غلتش: ۳۵۰

فرانسه: ۱۲، ۷۶، ۷۹، ۹۴، ۱۰۲، ۱۱۹، ۱۳۲، ۱۴۵، ۱۵۵، ۱۸۲، ۱۸۵، ۱۸۷، ۲۱۴، ۲۵۲، ۲۹۷، ۳۲۴، ۳۲۶، ۳۸۷، ۳۸۸

فرسایش: ۲۰، ۲۳، ۲۴، ۱، ۱۴، ۱۵، ۱۶، ۴۰، ۴۸، ۵۴، ۷۱، ۷۵، ۷۶، ۷۷، ۸۲، ۸۴، ۸۵، ۹۵، ۱۰۶، ۱۴۰، ۲۳۱، ۳۴۹، ۴۰۱، ۴۰۷

فرونشست: ۱۸، ۱۵، ۲۲۵، ۳۳۳، ۳۵۱، ۳۵۹، ۳۶۰

فواصل بازگشت: ۱۲، ۲۲، ۹۹، ۲۴۳

قطب جنوب: ۳۱، ۲۱۸، ۲۱۹، ۲۲۰، ۲۲۶

قطب شمال: ۲۱۸، ۲۲۲

کراکاتوا: ۱۷، ۲۳، ۳، ۱۷، ۲۵۱، ۲۵۲، ۲۸۴، ۲۸۸، ۲۹۲، ۲۹۳، ۲۹۴، ۲۹۹، ۳۰۳، ۳۱۰، ۳۱۳، ۳۱۴، ۳۱۹، ۳۲۱، ۳۲۳، ۳۲۵، ۳۲۶، ۳۲۸

۳۸۵، ۳۹۵

کم‌فشار: ۱۹، ۲۰، ۱۹، ۲۱، ۲۳، ۲۴، ۲۵، ۲۶، ۲۷، ۲۸، ۳۰، ۳۱، ۳۲، ۴۰، ۴۱، ۴۳، ۴۴، ۵۴، ۵۶، ۵۸، ۶۶، ۷۴، ۷۵، ۷۷، ۷۸، ۷۹، ۸۰، ۸۱، ۸۳

۸۵، ۸۶، ۸۷، ۱۴۲، ۱۵۹، ۱۶۶، ۱۶۹، ۱۷۰، ۱۷۱، ۱۷۲، ۱۷۹، ۲۱۴، ۳۹۲، ۳۹۵، ۴۰۴، ۴۰۸، ۴۰۹، ۴۱۲

کومولونیمبوس: ۱۲۰، ۳۹۴

گردباد: ۲۰، ۲۱، ۱۲۰، ۱۲۲، ۱۲۳، ۱۳۲، ۱۹۰، ۳۱۱

گردوغبار: ۵۳، ۳۱۱

لاهار: ۹، ۱۷، ۲۳، ۱۷، ۲۶۱، ۲۸۴، ۳۰۶، ۳۱۵، ۳۱۶، ۳۱۷، ۳۱۸، ۳۱۹، ۳۲۲، ۳۲۸، ۳۳۰، ۳۳۶، ۳۶۵، ۳۸۹، ۴۰۱

لغزش: ۲۳، ۳۴، ۳۵، ۳۹، ۱۸۲، ۲۹۵، ۳۳۳، ۳۳۷، ۳۴۱، ۳۴۹، ۳۵۰، ۳۵۱، ۳۵۲، ۳۵۳، ۳۵۴، ۳۵۵، ۳۵۶، ۳۹۸، ۴۰۱، ۴۱۱

مـ: ۷، ۸، ۲۰، ۲۱، ۲۲، ۶، ۸، ۱۰، ۱۴، ۱۶، ۴۷، ۴۸، ۴۹، ۵۴، ۶۱، ۶۲، ۶۳، ۶۴، ۶۷، ۷۱، ۷۲، ۷۳، ۷۸، ۸۱، ۸۲، ۸۳، ۸۴، ۸۸، ۹۵، ۹۶

۹۷، ۹۸، ۹۹، ۱۰۰، ۱۰۱، ۱۰۵، ۱۰۵، ۱۰۵، ۲۱۰، ۲۱۱، ۲۱۷، ۲۲۰، ۲۲۳، ۲۲۴، ۲۲۵، ۲۲۶، ۲۲۷، ۲۲۸، ۲۳۲، ۲۳۳، ۲۳۴، ۲۵۷، ۲۸۳، ۲۸۶

۲۹۴، ۲۹۶، ۲۹۷، ۲۹۸، ۲۹۹، ۳۲۶، ۳۸۵، ۴۰۳، ۴۰۸، ۴۱۰

ناپایداری زمین: ۲۳، ۱۷، ۴۸، ۳۴۲

نمودار: ۴، ۱۹، ۲۰، ۲۱، ۲۲، ۹، ۱۱، ۳۹، ۴۷، ۵۵، ۵۷، ۸۷، ۹۳، ۹۹، ۱۰۰، ۱۰۱، ۱۶۲، ۱۶۳، ۱۶۴، ۲۳۳، ۲۵۰، ۲۵۴، ۲۸۶، ۴۰۳

هاریکان: ۱۲، ۱۹، ۸، ۳۳، ۴۰، ۴۵، ۵۵، ۵۶، ۵۹، ۶۰، ۶۱، ۶۲، ۶۳، ۶۴، ۶۶، ۶۷، ۷۰، ۷۱، ۸۳، ۸۸، ۹۵، ۹۶، ۹۷، ۹۸، ۱۲۰، ۱۶۳، ۳۱۶

۳۷۱

هند: ۷، ۱۹، ۲۴، ۱۳، ۲۳، ۲۷، ۲۹، ۳۰، ۳۲، ۳۳، ۳۵، ۳۶، ۳۷، ۴۶، ۴۷، ۴۸، ۴۹، ۵۵، ۶۲، ۶۷، ۱۰۴، ۱۰۶، ۱۲۷، ۱۳۹، ۱۶۰، ۱۶۱، ۱۸۷

۲۲۷، ۲۳۹، ۲۴۱، ۲۴۲، ۲۴۴، ۲۴۵، ۲۴۹، ۲۵۹، ۲۷۲، ۲۸۰، ۲۸۵، ۲۹۴، ۳۰۴، ۳۱۸، ۳۲۴، ۳۲۵، ۳۲۶، ۳۹۳، ۳۹۹، ۴۱۲

واریزه: ۱۵، ۱۷، ۳۰۵، ۳۴۷، ۳۴۸، ۳۹۵

وزوویوس: ۱۷، ۲۳، ۱۷، ۳۱۹، ۳۲۲، ۳۲۳، ۳۷۰

یـخ: ۱۲، ۲۱، ۱، ۱۳، ۱۴، ۱۵، ۱۶، ۲۳، ۲۶، ۳۰، ۴۰، ۴۱، ۴۲، ۴۳، ۸۶، ۹۰، ۹۱، ۹۲، ۹۳، ۹۴، ۱۰۷، ۱۱۳، ۱۱۷، ۲۱۹، ۲۲۰، ۲۲۲، ۲۲۳

۳۳۱، ۳۵۸، ۳۹۴، ۳۹۸، ۴۰۱، ۴۱۰

یخچال: ۳۹۸