

زمین لرزه^۱ بیستم سپتامبر ۱۹۹۹ تایوان

علی اکبر اسلامی، عضو هیأت علمی و مشاور رئیس پژوهشگاه
محمد رضا عباسی، استادیار و عضو هیأت علمی گروه لرزه زمین ساخت پژوهشگاه زلزله شناسی پژوهشگاه
امیر منصور فرهد، مربی پژوهشی و عضو هیأت علمی پژوهشگاه زلزله شناسی پژوهشگاه

۱- چکیده

نتیجه تفسیر نگاشت دور لرزه ای زمین لرزه تایوان در تهران، همخوانی آن با پردازشهای فرستاده شده در شبکه اینترنت، واریسی یادداشتهای بازدید از منطقه تایوان قبل از این رویداد و مطالعه لرزه خیزی و لرزه زمین ساخت حاکم بر خاستگاه این زمین لرزه، دریافتهای زیر را ممکن ساخته است.

انرژی حاصل از تکان این رویداد مرز صفحه ای نه تنها توسط موجهای بالا فرکانس در حوزه نزدیک تخلیه شده است، بلکه به گونه صفحه لرزه همراه موجهای پایین فرکانس نیز تا دوردست رانده شده است. البته این جزء صفت زمین لرزه های مرز صفحه ای است که انرژی بیشتری را به دوردست بفرستند [۸]؛ چنانکه هم شهر پولی در حوزه نزدیک در مرکز جزیره بکلی تخریب شده و هم سازه های مهندسی ساز بلند مانند هتل در تاییه به فاصله ۱۵۰ کیلومتری شمال خاوری مرکز زمین لرزه در دوردست فروافتاده اند. البته پدیده روانگرایی خاک و تشدید هم به واسطه ساحلی بودن منطقه و همناوبی فرکانس خودی (*Itself-Frequency*) سازه های بلند با فرکانس طبیعی موجهای تکفام (*Monochromatic*) می تواند به ترتیب در کج شدن و ریزش موثر بوده باشد. مسبب زمین ساختی این رویداد، تداوم برخورد (*Collision*) دو صفحه دریای فیلیپین و اوراسیا دانسته می شود. پیشگام صفحه برخوردی دریای فیلیپین در سیمای زمین ساخت عمومی منطقه به صورت فراز پلی دیده می شود که از ترکیب بندی بخش شمال و خاور فورانش صفحه دریای فیلیپین شکل می گیرد. گذار شمالی این صفحه به سوی فرورانش (*Subduction*) از بندر هوالین (*Hualien*) بر جزیره تایوان وارد می شود. راندگی (*Thrust*) بیستم سپتامبر ۱۹۹۹ بازتاب صفحه برخورد این گذار در مرکز جزیره تایوان و یا از دیدگاه سنو و همکاران [۲] یک زمین لرزه منطقه فرورانشی است.

کلیدواژه ها: دور لرزه، بالا فرکانس، پایین فرکانس، صفحه لرزه، حوزه نزدیک، حوزه دور، روانگرایی خاک، فرکانس خودی، فرکانس

طبیعی، هوالین.

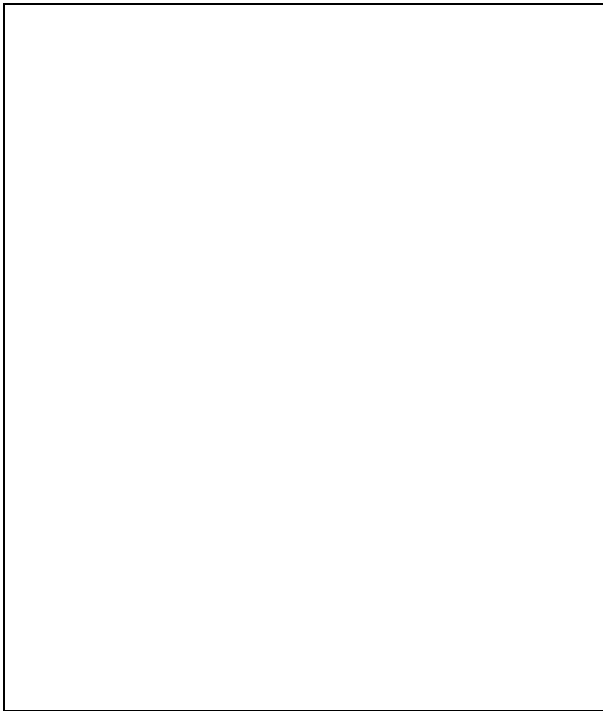
۲- معرفی رویداد

روز سه شنبه ۲۱ سپتامبر ۱۹۹۹ ساعت یک و ۴۷ دقیقه و ۱۹ ثانیه بامداد به وقت محلی تاییه زمین لرزه ای راندگی با بزرگای ۷/۶ در مقیاس جهانی (*CMT*) در مرکز جزیره تایوان واقع شد. زمان وقوع این رویداد به وقت گرینویچ ساعت ۱۷ و ۴۷ دقیقه و ۱۹ ثانیه و به وقت تابستانی تهران ساعت ۲۲ و ۱۷ دقیقه و ۱۹ ثانیه بعدازظهر روز دوشنبه ۲۰ سپتامبر ۱۹۹۹ و ۲۹ شهریور ۱۳۷۸ تعیین گردید. رومرکز زمین لرزه در فاصله ۱۵۰ کیلومتری جنوب باختری شهر تاییه پایتخت تایوان که در شمال جزیره قرار دارد، توسط ممیزی لرزه ای زمین ساختی ایالات متحده (*USGS*) در موقعیت ۲۳/۷۸ درجه عرض شمالی و ۱۲۱/۰۹ درجه طول خاوری تعیین محل شده است (شکل ۱ و جدول ۱). این مرکز ژرفای آن را پنج کیلومتر برآورد نموده است؛ درحالی که، حل تانسوری آن را ۲/۷ کیلومتر تخمین می نماید که با توجه به ژرفای پس لرزه های بزرگ تخمین دوم قابل پذیرش تر است؛ اما، گروه ژاپنی به سرپرستی پروفیسور لی رومرکز را نزدیک شهرک بیلاقتی و کوچک چی چی در موقعیت ۲۳/۸۷ درجه عرض شمالی و ۱۲۰/۷۵ درجه طول خاوری تعیین محل نموده اند، که با رویکرد به نقشه گسلش سطحی دارای عدم یقین کمتری است (شکل ۲). واریسی ما نیز با قرائت فازهای ثبت شده در ایستگاه کاوش تهران کم ژرفا بودن این رویداد را تأیید می نماید (شکل ۳). مسبب اصلی این زمین لرزه راندگی از دیدگاه زمین ساختی، جا به جایی ناشی از تداوم برخورد دو صفحه زمین ساختی دریای فیلیپین و اوراسیا دانسته می شود (شکل ۴ و ۵).

این رویداد در شهرهای مرکزی جزیره پیرامون رومرکز مانند شهر پولی و تای چونگ، سدهای ووش و واتا در شمال خاوری دریای سان مون

جدول (۱): زمین لرزه اصلی تایوان و فهرستی از پس لرزه های آن

Q	بزرگا	ژرفا (کیلومتر)	طول جغرافیایی (درجه)	عرض جغرافیایی (درجه)	زمان	تاریخ
A	۷/۷ Ms	۳۳/۰	۱۲۰/۹۹	۲۳/۸۰	۱۷:۴۷:۱۸	۱۹۹۹/۰۹/۲۰
B	۶/۰ Mb	۳۳/۰	۱۲۱/۳۱	۲۳/۷۶	۱۷:۵۷:۱۶	۱۹۹۹/۰۹/۲۰
B	۵/۹ Mb	۳۳/۰	۱۲۱/۲۶	۲۳/۶۴	۱۸:۰۳:۴۴	۱۹۹۹/۰۹/۲۰
A	۶/۱ Mb	۳۳/۰	۱۲۱/۱۸	۲۳/۶۸	۱۸:۱۱:۵۳	۱۹۹۹/۰۹/۲۰
B	۶/۱ Mb	۳۳/۰	۱۲۱/۲۸	۲۳/۶۹	۱۸:۱۶:۱۸	۱۹۹۹/۰۹/۲۰
C	۴/۹ Mb	۳۳/۰	۱۲۰/۸۱	۲۳/۶۷	۱۹:۴۰:۳۶	۱۹۹۹/۰۹/۲۰
C	۵/۱ Mb	۳۳/۰	۱۲۱/۶۹	۲۳/۸۸	۲۰:۴۰:۰۶	۱۹۹۹/۰۹/۲۰
C	۵/۱ Mb	۳۳/۰	۱۲۱/۶۷	۲۳/۰۱	۲۰:۴۳:۵۴	۱۹۹۹/۰۹/۲۰
B	۶/۵ Ms	۳۳/۰	۱۲۰/۹۳	۲۳/۴۹	۲۱:۴۶:۴۳	۱۹۹۹/۰۹/۲۰
C	۵/۴ Mb	۳۳/۰	۱۲۰/۹۴	۲۳/۶۴	۲۱:۵۴:۴۹	۱۹۹۹/۰۹/۲۰
C	۴/۸ Mb	۳۳/۰	۱۲۱/۶۳	۲۳/۸۵	۰۷:۰۶:۰۶	۱۹۹۹/۰۹/۲۱
A	۵/۱ Mb	۳۳/۰	۱۲۱/۲۹	۲۳/۹۰	۱۷:۳۸:۳۹	۱۹۹۹/۰۹/۲۱
B	۵/۳ Mb	۳۳/۰	۱۲۱/۰۵	۲۴/۱۸	۲۲:۱۷:۰۵	۱۹۹۹/۰۹/۲۱
A	۶/۳ Ms	۳۳/۰	۱۲۱/۱۱	۲۳/۷۱	۰۰:۱۴:۳۹	۱۹۹۹/۰۹/۲۱
B	۶/۰ Mb	۳۳/۰	۱۲۱/۱۸	۲۳/۵۶	۰۰:۴۹:۴۲	۱۹۹۹/۰۹/۲۲
B	۴/۷ Mb	۳۳/۰	۱۲۱/۴۶	۲۳/۵۸	۰۲:۱۹:۳۳	۱۹۹۹/۰۹/۲۲
B	۴/۹ Mb	۳۳/۰	۱۲۱/۲۴	۲۳/۶۰	۱۲:۱۷:۱۹	۱۹۹۹/۰۹/۲۲
B	۶/۵ Mb	۳۳/۰	۱۲۱/۱۲	۲۳/۷۸	۲۳:۵۲:۵۱	۱۹۹۹/۰۹/۲۵
B	۴/۹ Mb	۳۳/۰	۱۲۱/۲۵	۲۴/۲۰	۰۷:۲۸:۲۴	۱۹۹۹/۰۹/۲۷
B	۵/۲ Mb	۳۳/۰	۱۲۱/۵۰	۲۳/۶۸	۱۱:۵۵:۱۰	۱۹۹۹/۰۹/۲۷
B	۵/۰ Mb	۷۵/۲	۱۲۲/۰۹	۲۴/۶۲	۰۹:۴۹:۴۶	۱۹۹۹/۰۹/۳۰
B	۵/۰ Mb	۳۳/۰	۱۲۱/۱۱	۲۳/۵۹	۱۲:۵۴:۱۲	۱۹۹۹/۱۰/۰۱
B	۴/۵ Mb	۳۳ N	۱۲۰/۸۹	۲۳/۶۱	۱۷:۵۳:۳۴/۳۷	۱۹۹۹/۱۰/۰۱
C	۴/۴ Mb	۳۳ N	۱۲۱/۶۰۱	۲۳/۹۱۷	۰۴:۵۴:۳۸/۰	۱۹۹۹/۱۰/۰۲
B	۴/۸ Mb	۳۳ N	۱۲۲/۴۵۹	۲۴/۰۱۱	۱۷:۱۴:۱۶/۵	۱۹۹۹/۱۰/۰۲
C	۴/۷ Mb	۳۳ N	۱۲۱/۰۳۰	۲۲/۲۱۳	۲۲:۱۷:۰۳/۵	۱۹۹۹/۱۰/۰۲
C	۴/۷ Mb	۳۳ N	۱۲۱/۴۸۹	۲۱/۹۷۹	۰۵:۲۳:۴۰/۶	۱۹۹۹/۱۰/۰۳
B	۴/۷ Mb	۳۳ N	۱۲۱/۰۱۳	۲۳/۵۸۰	۱۲:۲۶:۱۵/۸	۱۹۹۹/۱۰/۰۴
C	۳/۹ Mb	۳۳ N	۱۲۱/۴۵۵	۲۳/۹۲۹	۲۰:۲۵:۵۸/۰	۱۹۹۹/۱۰/۰۴
-	-	۳۳ N	۱۲۲/۲۴۹	۲۳/۹۷۲	۰۰:۰۰:۰۶/۸	۱۹۹۹/۱۰/۰۵
B	۴/۸ Mb	۳۳ N	۱۲۱/۱۵۲	۲۳/۶۸۹	۱۲:۱۸:۱۷/۴	۱۹۹۹/۱۰/۰۵
-	-	۳۳ N	۱۲۱/۱۳۴	۲۲/۸۷۰	۱۸:۴۱:۴۱/۰	۱۹۹۹/۱۰/۰۵
B	۵/۱ Mb	۳۳ N	۱۲۱/۶۰۴	۲۴/۰۲۵	۰۴:۰۹:۰۱/۷	۱۹۹۹/۱۰/۰۶
C	۳/۵ Mb	۳۳ N	۱۲۱/۴۹۵	۲۴/۵۴۵	۱۷:۳۴:۲۷/۲	۱۹۹۹/۱۰/۰۶
C	۴/۶ Mb	۳۳ N	۱۲۱/۲۵۰	۲۳/۵۲۴	۰۳:۵۸:۱۱/۲	۱۹۹۹/۱۰/۰۹
B	۵/۵ Mb	۳۳ N	۱۲۲/۰۷۰	۲۴/۷۲۹	۰۱:۳۹:۵۶/۴	۱۹۹۹/۱۰/۱۳

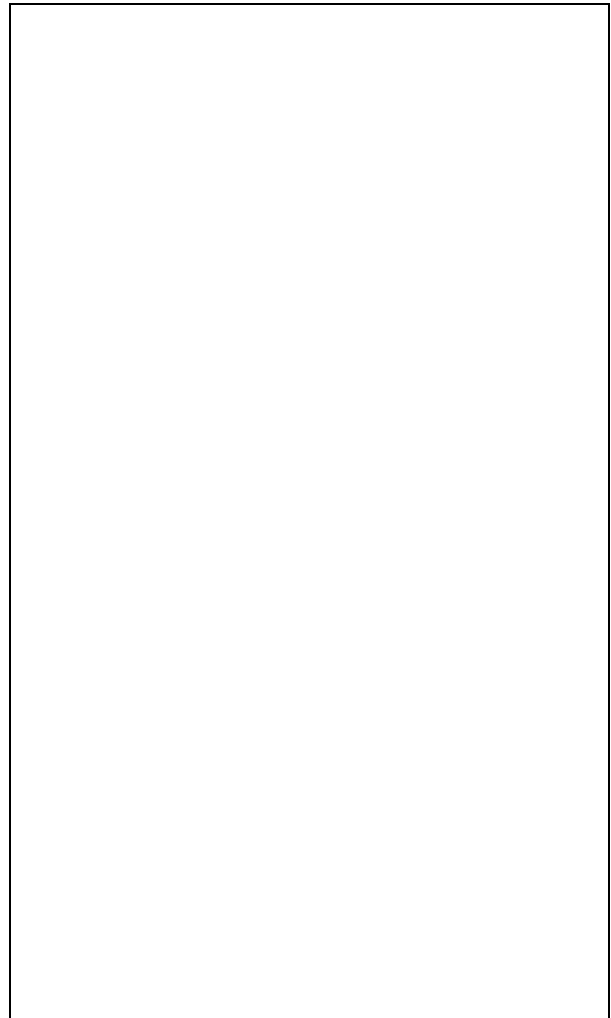


شکل (۲): گسلش رورانگی کشیده شده از گسل چه لانگ پو، به طول ۶۰ کیلومتر با روند شمالی- جنوبی



شکل (۳): فازهای رسیده به ایستگاه کاوش از بالا به پایین مولفه قائم، شمال-جنوب و خاور و باختر

و ۱۲۰ تا ۱۲۲ درجه طول خاوری در دریای خاوری چین قرار گرفته- است. جزیره‌های پیرامونی وابسته به کشور نیز تا پهنای دو درجه اطراف جزیره اصلی پراکنده هستند. نظر به حضور ساختارهای ژئوتکتونیکی گوناگون، گونه‌های مختلف زمین لرزه نوع اقیانوسی، مانند مه‌شیاری، منطقه بنیوفی زیرتراستی و نوع قاره ای مانند تصادمی (Collision Type) و جزیره قوسی (Island Arc Type) و غیره با ژرفا و اندازه‌های متفاوت و با چگالی بالای و فور در منطقه واقع- می‌شود [۳] و [۴]. از آنجا که بیشترین لرزه خیزی تایوان در خاور جزیره و



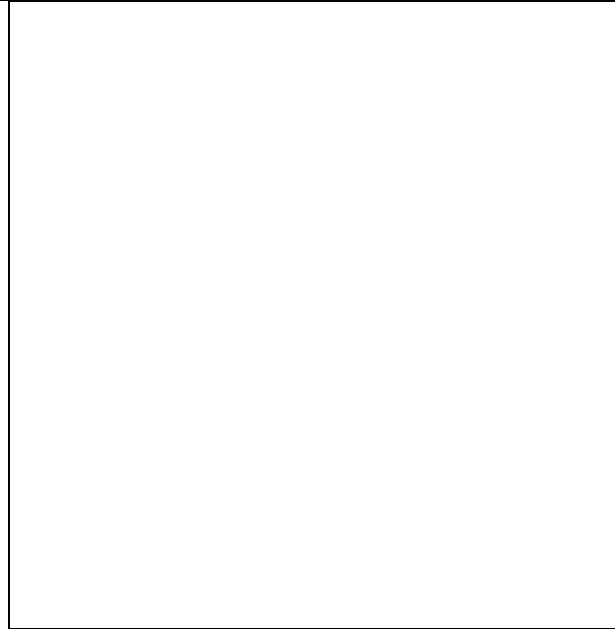
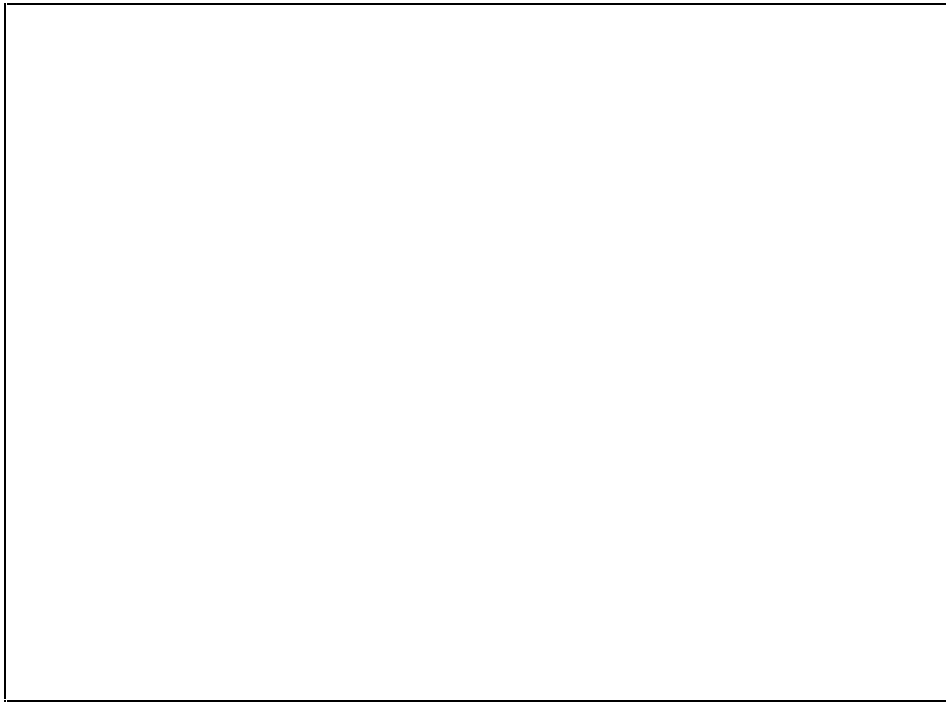
شکل (۱): موقعیت جغرافیایی جزیره تایوان (فرمز) پستی بلندیها و رومرکز زمین لرزه بیستم سپتامبر ۱۹۹۹ و پس لرزه های بزرگ آن

و دوردست تا تاییه پایتخت تایوان تخریبهای سازه ای ایجاد نموده است (شکل ۱).

برخی از شهرکهای با خسارت قابل توجه از نظر تلفات و زخمیها برحسب گزارش گروه ژاپنی از محل عبارتند از: چونگ لیائو، می شان، تای چونگ، فون گابن و دونگ سو، در حالی که از تاییه پایتخت پرجمعیت تایوان گزارشهایی از ریزش ساختمانها و تلفات و زخمی نیز داده شده بود. تلویزیون تاییه تلفات را ۲۱۰۰ نفر و زخمیها را ۸۰۰۰ نفر اعلام کرده بود. این زمین لرزه بسیار پر قدرت تر از زمین لرزه ۱۷ اوت ۱۹۹۹ ترکیه می باشد، اما تلفات آن در مقایسه با بیش از ۱۴۰۰۰ نفر تلفات در ترکیه کمتر است.

۳- لرزه خیزی تایوان

جزیره اصلی کشور تایوان بین ۲۱/۹ تا ۲۵/۳ درجه عرض شمالی



شکل (۴): سیمای زمین ساخت عمومی منطقه تایوان و نحوه برخورد دو صفحه زمین ساختی دریای فیلیپین و اوراسیا

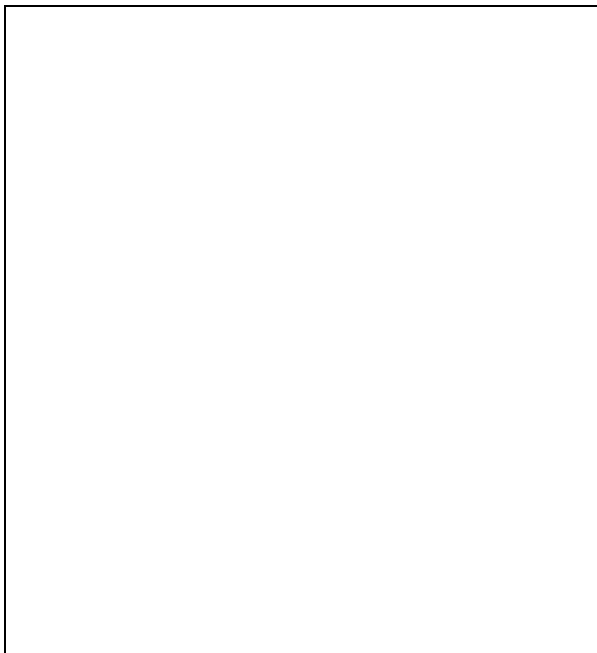
فرورانش در دو منطقه فرورانشی خاور و جنوب جزیره اصلی از ویژگیهای این منطقه است (شکل ۷).

۴- شبکه زلزله شناسی کشور تایوان

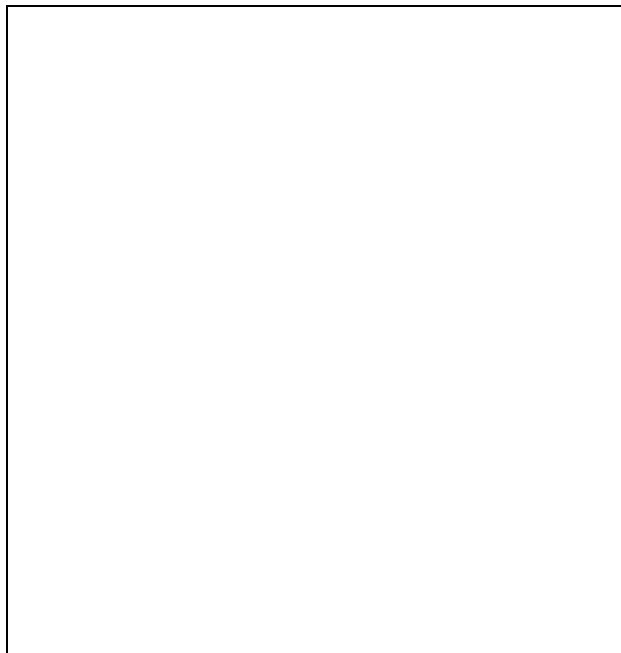
دربازدید [۳] از شبکه زلزله شناسی کشور تایوان (شکل ۸) در سال ۱۹۹۱، نظام اداری آن بدین گونه بود که نظارت و اعلام وقوع زمین لرزه های منطقه تایوان قسمتی از وظایف سازمان هواشناسی محسوب می شد؛ در حالی که، پیش از آن تنها بخش ژئوفیزیکی این سازمان مسؤل

بیشتر در دریا واقع می شود (شکل ۶)، وقوع زمین لرزه بیستم سپتامبر ۱۹۹۹ با این عظمت در مرکز جزیره رویدادی غیر معمول نسبت به رژیم لرزه خیزی آن محسوب می شود؛ اما، همین نابجایی، خطر پذیری ناشی از پدیده سونامی را در مورد این رویداد، کاهش داده است.

زمین لرزه های بزرگ تایوان در جدول (۲) آورده شده است. تایوان یکی از منطقه های زلزله خیز جهان است که تنها انبوهی لرزه خیزی و بزرگای رویدادهای آن با جزیره های ژاپن قابل مقایسه می باشد (شکل ۶). وقوع زمین لرزه های بزرگ مه شیاری در آستانه پدیده



شکل (۶): انبوهی زلزله‌ها با بزرگای مساوی یا بیشتر از ۵، در منطقه تایوان در فاصله زمانی ۱۹۳۶-۱۹۷۳



شکل (۵): تفسیر زمین‌ساختی زمین لرزه چی چی تایوان برگرفته از دانشگاه توکیو ۱۹۹۹

روش تحلیل و پیگیری بلادرنگ اطلاعات مربوط به زمین لرزه امکان تعیین شناسه (Argument) آن به فاصله سه تا پنج دقیقه پس از وقوع میسر می‌شد. همچنین نتیجه پردازش اطلاعات به منظور تشکیل یک بانک اطلاعاتی برای هدفهای پژوهشی بعدی نیز در دسترس قرار می‌گرفت. آن زمان در نظر داشتند که در آینده مرکز نظارت

چنین وظایفی بوده است. از ژوئیه ۱۹۹۸ این سازمان یک طرح ده ساله را برای بنیانگذاری یک شبکه زلزله‌شناسی کارآمدتر در جهت نظارت بهتر بر زلزله خیزی منطقه تایوان شروع نموده بود، به طوری که در سال ۱۹۹۱ به هنگام بازدید، بخش ژئوفیزیک به صورت یک مرکز نظارت زلزله‌شناسی با ۴۵ کارمند درآمده بود. در این مرکز با کاربرد

جدول (۲): زمین لرزه‌های بزرگ منطقه تایوان برگرفته از مرکز اطلاعات زمین لرزه ایالات متحده

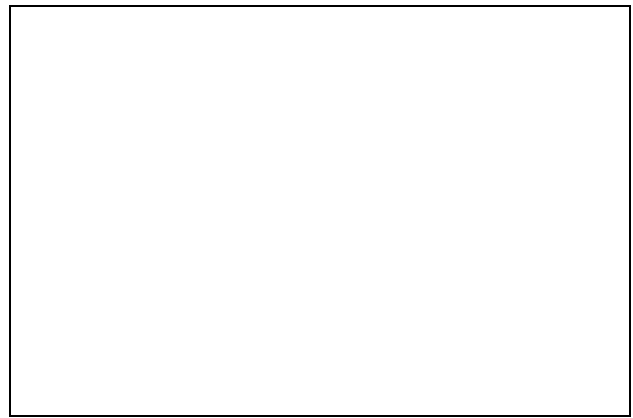
سال	زمان	عرض جغرافیایی (درجه)	طول جغرافیایی (درجه)	ژرفا (کیلومتر)	بزرگا
۱۹۲۰/۰۶/۰۵	۰۴:۲۱	۲۳/۵۰	۱۲۲/۰۰	۱۰	۸/۳۰ M _s
۱۹۲۲/۰۹/۰۱	۱۹:۱۶	۲۴/۵۰	۱۲۲/۰۰	۶۰	۷/۶۰ M _s
۱۹۵۷/۰۲/۲۳	۲۰:۲۶	۲۳/۰۰	۱۲۲/۰۰	۶۹	۷/۱۰ M _s
۱۹۶۳/۰۲/۱۳	۰۸:۵۰	۲۴/۵۰	۱۲۲/۱۰	۴۷	۷/۳۰ M _s
۱۹۶۷/۱۰/۲۵	۰۰:۵۹	۲۴/۵۰	۱۲۲/۲۰	۶۳	۷/۰۰ M _s
۱۹۷۲/۰۱/۰۴	۰۳:۱۶	۲۲/۵۰	۱۲۲/۱۰	۶	۷/۶۰ M _s
۱۹۷۲/۰۱/۲۵	۰۳:۴۱	۲۳/۱۰	۱۲۲/۱۰	۳۴	۷/۷۰ M _s
۱۹۷۲/۰۴/۲۴	۰۹:۵۷	۲۳/۶۰	۱۲۱/۶۰	۳۳	۷/۲۰ M _s
۱۹۷۸/۰۷/۲۳	۱۴:۴۲	۲۲/۲۸	۱۲۱/۵۱	۱۷	۷/۴۰ M _s
۱۹۷۸/۱۲/۲۳	۱۱:۲۳	۲۳/۲۵	۱۲۲/۰۷	۳۳	۷/۲۰ UKPAS
۱۹۸۶/۱۱/۱۴	۲۱:۲۰	۲۳/۹۰	۱۲۱/۵۷	۳۳	۷/۸۰ M _s GS
۱۹۹۹/۰۹/۲۰	۱۷:۴۷	۲۳/۷۸	۱۲۱/۰۹	۵	۷/۶ M _w GS

زمین لرزه چی چی نبوده است، سیستم هنوز قادر به تعیین محل نمودن مناسب موقعیت رویداد، تعیین بزرگای تا ۷/۲۵ و توزیع شدتهای لرزه ای (شدت ۵ یا ۶ در ۹ شهر) بوده است. یک پست الکترونیکی به فاصله دو دقیقه برای مرکزهای مسؤول اضطراری دولتی به تاییه و رونوشت آن به استانهای دیگر فرستاده شد. گرچه نقشه توزیع شدت به سبب آماده نبودن همه ایستگاه ها در کل شبکه دارای محلهای خالی بسیاری بود، با وجود این در این پیام اطلاعات ضروری برای مسؤول وقایع اضطراری دولت برای اقدام فوری کافی بود.

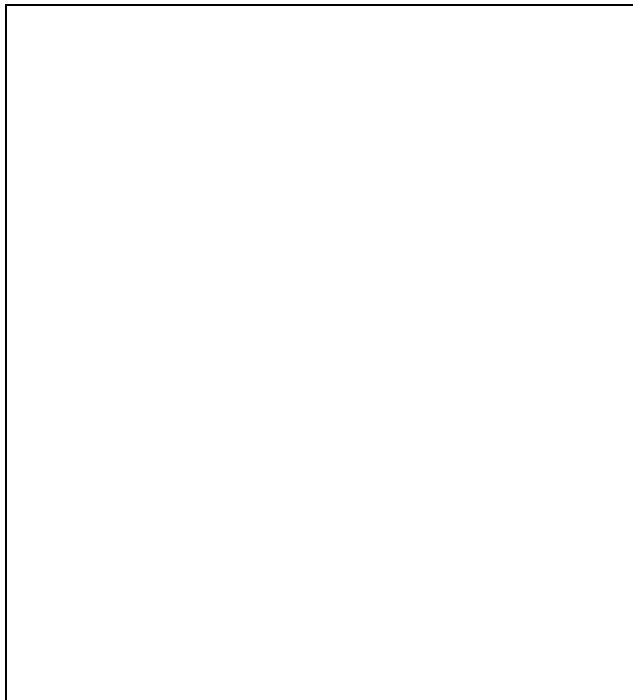
خرابیهای برق بر اثر زمین لرزه و تکانهای حاصل از آن در برخی محلها سبب بروز مشکلاتی در دور صداسنجی (Phonotelemetry) شده بود، در این صورت برخی از ایستگاه های نزدیک به منطقه رومرکز زمین لرزه نتوانسته بودند به موقع نگاشت برداری را کامل نمایند؛ گرچه، نگاشتهای کامل از همان ایستگاه ها دیرتر دریافت شد. کار سیستم در تمام مدت برای استخراج و آماده سازی دنباله پس لرزه ها و گزارش تعیین محل، بزرگای و توزیع شدت آنها با صرف ۶۰ تا ۱۰۰ ثانیه برای هر مورد ادامه داشت. سیستم فرایینی (Monitoring) شامل ۷۰ ایستگاه دورسنگ با سه مؤلفه شتاب و دریافت کننده (Sensor) های سرعت می باشد.

سیستم برای رویدادهای بزرگتر از چهار طراحی شده است؛ از این رو، اجرای آن در مورد رویدادهای بزرگ بیشتر است و بسیاری از پس لرزه های کوچکتر را در بر نمی گیرد. در واقع توزیع پس لرزه های حاصل شده توسط CWB رویدادهای با بزرگای بیش از چهار را نشان می دهد. طبق گفته دکتر وو به هنگام وقوع زمین لرزه اصلی دریافت کننده های سرعت برای مدتی حدود یک ساعت پس از رویداد اشباع شده بودند. گفتنی است که داده های سرعت سپس برای به دست آوردن موقعیت بسیاری از رویدادهای کوچکتر تحلیل خواهد شد. در تاریخ ۲۷ سپتامبر نگاشتهای جنبش نیرومند چهل جایگاه شبکه جنبش نیرومند استخراج و اصلاح شد. این شبکه توسط مرکز زلزله شناسی دفتر مرکزی هواشناسی که ۷۰۰ جایگاه میدان آزاد در سراسر تایوان دارد، اداره می شود.

بیشینه شتاب در ایستگاهی به فاصله ده کیلومتری رومرکز بیش از ۹۰۰ گال نشان داده می شد؛ اما، این مورد تنها مربوط به یک تک ضربه بالا فرکانس بود. البته بیشینه شتابها در فاصله ده کیلومتری رد سطحی گسله چه لانگ پو در ردیف ۳۰۰ تا ۵۰۰ گال بود که بالاترین مقدار آنها در منطقه جنوبی ثبت شده بودند؛



شکل (۷): دو منطقه فرورانشی خاور و جنوب جزیره تایوان



شکل (۸): شبکه زلزله شناسی تایوان در سال ۱۹۹۱

زلزله شناسی را به چهاربخش: نظارت، پردازش داده ها، پژوهش و تعمیر و نگهداری تقسیم نمایند؛ اما، آنچه که در حال حاضر در ارتباط با عملکرد شبکه زلزله شناسی تایوان قابل توجه است استفاده از سیستم انتشار سریع اطلاعات زمین لرزه کشور تایوان توسط وو و همکاران (۱۹۹۷) می باشد. این سیستم که توسط دفتر مرکزی هواشناسی (Central Weather Byreau) اداره می شود نمایش خوبی از زمین لرزه بیستم سپتامبر ۱۹۹۹ چی چی همراه با شرح اشکالات موجود در شبکه زلزله شناسی را به هنگام وقوع زمین لرزه نشان می دهد. در توصیف وضعیت شبکه گفته می شود باوجود اینکه ۳۰ ایستگاه از ۷۰ ایستگاه لرزه شناسی تایوان به سبب اشکالات دورسنگی (Telemetry) به هنگام وقوع زمین لرزه به طور موقت کار نمی کرده و در ارتباط با

در حالی که، بیشینه سرعتها برای این ایستگاهها در ردیف ۴۰ تا ۸۰ سانتیمتر بر ثانیه بود که مقادیرهای بزرگتر آن در منطقه شمالی مشاهده شد.

۵- سیمای زمین ساختی و زمین شناختی منطقه تاپوان

تداوم برخورد دو صفحه دریای فلیپین و اوراسیا محرک اصلی پویایی زمین ساخت منطقه تاپوان می باشد. در سیمای زمین ساخت عمومی منطقه، گویی بلندای پلی ترکیب یافته از بخش شمال و خاور فرورانش صفحه دریای فلیپین به گونه پیکانی بزرگ از بندر هوالین جزیره را هدف گرفته است (شکل ۴، پ). با بیانی ساده تر جزیره تاپوان در امتداد صفحه های برخوردی دریای فلیپین و اوراسیا قرار دارد. در بخش شمال خاوری این جزیره فرآیند فرورانش صفحه دریای فلیپین به سوی شمال باختری که همان صفحه اوراسیاست ادامه دارد. این برخورد پویا به گونه ای مایل صورت می گیرد و سن آن به پنج میلیون سال پیش (طی سنوزوئیک پسین) بر می گردد [۵ و ۶]. در نتیجه این برخورد، بلندیهای خاوری این جزیره به وجود آمده است (شکل ۵) در حالی که دامنه باختری این بلندیها به طور کلی به وسیله سنگهای رسوبی کم ژرفای سن میوسن و پلیستوسن پوشیده شده است. منطقه کوهپایه ای شامل چینهای فعال نامتقارن و گسله های راندگی کم شیب می باشد که نهشته های کنگلومرایی و ماسه ای سنوزوئیک پسین را متأثر کرده اند؛ اما، منطقه خاوری جزیره که لبه برخوردی است در مقایسه با منطقه باختری جزیره از دیدگاه شدت تنجیدگی خود را با ویژگیهای ساختاری زیر مشخص می کند [۷]:

- آهنگ تنجیدگی از خاور به باختر کاهش می یابد؛

- در خاور چینهای بسته و راندگیهای پر شیب زیاد یافت می شوند؛

- در باختر بیشتر چینهای باز وجود دارد.

روند چیره چینها به طور کلی $N20E$ است. یالهای باختری چینها پرشیب و یا برگشته می باشد. گسله های امتداد لغز هم یوغ به گونه ای مورب روند چینها رابه صورت محلی قطع می کنند. ساختار عمومی دیگری در ابعاد منطقه ای وجود دارد و تمامی دیگر ساختارها را به گونه ای مورب با روند $N140E$ قطع می کند (شکل ۴، پ).

گسله ها امتداد لغز چپگرد هستند به گونه ای که این جزیره را به بلوک های جدا از هم تقسیم کرده اند. فعالیت نو زمین ساختی این روندها را فعالیت لرزه خیزی و ویژگیهای مورفوتکتونیک (شکل ۴، الف) تأیید می نماید [۷]. آهنگ جا به جایی این بلوکها بویژه در

بخشهای جنوبی جزیره با برآورد آهنگهای $7/5$ تا $18/5$ میلیمتر در سال بیانی از پویایی زمین ساختی این منطقه می باشد. جنبش این بلوکها به سوی باختر در امتداد گسله های فعال امتداد لغز چپگرد با روند $N140E$ سهم مهمی از انرژی تنجیدگی حاصل از فرآیند برخورد صفحه دریای فلیپین به این جزیره را مصرف می نماید.

۶- وضعیت اعمال تنجش و حرکتهای جدید

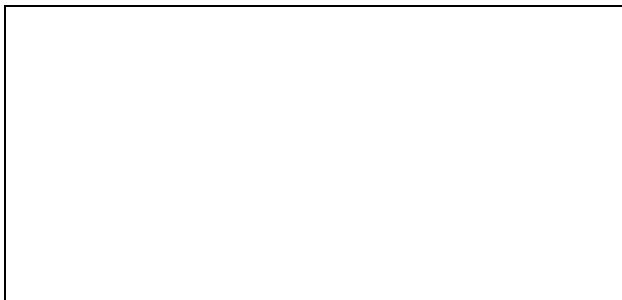
جهت عمومی تنجش حاکم بر جزیره فعلی که به کمک داده های ژئوفیزیکی و زمین شناختی برآورد شده اند دارای روند $N105E$ است. این روند با جنبش گسله های پی سنگی فعال دارای روند $N140E$ هم آهنگ است. جهت فرورانش صفحه فلیپین به زیر جزیره تاپوان با روند عمومی جهت تنجش نو زمین ساختی همخوان نیست و بین این دو جهت زاویه 35 درجه وجود دارد. از آنجا که فرورانش به صورت مایل اعمال می شود تنجیدگی حاصل می تواند به دو مؤلفه افقی و عمودی تقسیم شود و ممکن است این حرکتها در سازوکار گسله ها خود را بروز دهند. جهت محور فشردگی (P) در شکل (۹) مربوط به زمین لرزه سیستم سیتامبر با این جزیره زاویه می سازد و بیانگر این حقیقت است که بخشی از دگرشکلی حاصل و انرژی زمین لرزه به صورت مؤلفه جزئی افقی در امتداد صفحه گسله تأثیرگذار بوده است.



شکل (۹): سازوکار گسلش زمین لرزه چی چی تاپوان، حل CMT با نمدهای سطحی بیشتر همخوانی دارد

جنبشهای نو زمین ساختی در جزیره تاپوان به گونه ای مستقیم تحت تأثیر فرورانش می باشد. این فرورانش اثر خود را مستقیم در ساحل خاوری جزیره به صورت حرکت عمودی آشکار می سازد. مطالعاتی که انجام گرفته نشان می دهد که این خطهای ساحلی بر اثر حرکتهای نو زمین ساختی در حال حاضر در بلندای چهل متری قرار دارند. در بررسیهای دقیقتر مشخص شد که این مقدار در نتیجه هشت حرکت ناگهانی از زیر آب آغاز شده و به این ارتفاع رسیده است، با سن یابی این گونه توده ها دریافته اند که هشت حرکت گفته شده در طی

جهت لغزش در حل CMT هاواراد تنها پنج درجه از جنبش صفحه اوراسیا- دریای فیلیپین که مورد انتظار سنو و همکارانش [۲] بود تفاوت دارد (جدول ۳).



شکل (۱۰): مقطع طولی ساختمان تایوان، برگرفته از [۵] اصلاح شده توسط [۲]

۸- تفسیر دور لرزه نگاشت

تفسیر موجهای رسیده به صحنه لرزه نگاشت نیاز به آگاهی کامل از سرشتی فرکانسی (*Ferquency Characteristic*) کل سیستم دارد. تبدیل نمودن نگاشتهای رقمی به صورت مانسته (*Analog*) بویژه در شبکه لرزه نگاری باند پهن (*Broad-Band*) نیاز به انجام فرمانهای گوناگون رایانه ای دارد. از آنجاکه شبکه لرزه نگاری باند پهن پژوهشگاه زلزله شناسی و مهندسی زلزله در آغاز کار بهره برداری و برداشتهای آزمایشی است بهینه سازی تفسیر نگاشتهای آن تنها با پیشرفت و رفع کاستیهای شبکه میسر خواهد شد. به عنوان مثال، در سیستم های باند محدود نگاشتهای لرزه نگارهای کوتاه دوره و بلند دوره هر یک در باند فرکانسی خود ردهای روشنی از موجها بر روی نگاشت ایجاد می کنند که تفسیر را ممکن می سازد؛ در حالی که، تفسیر در سیستم باند پهن به واسطه هم ظرف بودن نگاشت کوتاه دوره و بلند دوره نیاز به جداسازی به کمک فرمانهای رایانه ای دارد. صرف نظر

هولوسن صورت گرفته است [۸]. در نتیجه، آهنگ فرازگیری در این بخش از جزیره به مقدار ۲/۵ تا ۳ میلیمتر و گاهی تا ۸ میلیمتر در سال برآورد شده است. دریافتهای این مطالعه نشان داد که بازه بازگشت این هشت حرکت ناگهانی در حدود هزارسال تخمین زده می شود. برحسب آخرین سن یابی رویداد در امتداد این ساحل، در سال ۱۹۹۳ پژوهشگران یادآوری نمودند که وقوع یک زمین لرزه نزدیک است.

۷- رهیافتهای نو زمین ساختی

در تحلیلی از وضعیت زمین ساختی منطقه تایوان با توجهی دیگر گفته اند، تایوان در همان وضعیت زمین ساختی دریای جنوب چین قرار دارد که در حال فرورانش به زیر قوس لوزون (*Luzon Arc*) است [۲]. از شروع برخورد شیب قاره ای (*Gontinental-Slope*) چین تاکنون تنها چهار میلیون سال گذشته است؛ در حالی که، در آنجا فقط نهشته ها افزایش یافته اند. در زونهای تصادمی کامل شده (*Matured Collision*) هیمالیا، مرز صفحه مکانیک (گسل مرز اصلی در هیمالیا)، در محلی دور از زون بخیه خورده (*Suture Zone*) تعیین محل می شود (زون بخیه خورده ایندوس زهانپو در هیمالیا). در تایوان نیز بیشترین جنبش صفحه در راندگی، مصرف و در زیر کوهپایه های باختری دکلمان (*Decollement*) می شود و به گونه چین خوردگی مستقل از پی و در قالب منشور برافزایشی در می آید، (شکل ۱۰). مثالی برای زون بخیه خورده همان دره طولی می باشد، هرچند هنوز از فعالیت نیفتاده است. ساختمان صفحه ساحلی کوهپایه های باختری باید بیشتر به گونه یک زون فرورانشی در نظر گرفته شود تا یک زون تصادمی؛ بنابراین، زمین لرزه بیستم سپتامبر ۱۹۹۹ تایوان باید به گونه یک زمین لرزه منطقه فرورانشی محسوب شود.

جدول (۳): پارامترهای مربوط به ساز و کار رویداد بیستم سپتامبر تایوان و چند پس لرزه بزرگ آن

شماره	تاریخ وقوع	محل کانون شمال و خاور	M _w	ژرفا (کیلومتر)	صفحه ۱ (شیب / راستا)	صفحه ۲ (شیب / راستا)	محور فشردگی P شیب / سمت	محور کششی T شیب / سمت	منبع
۱	۱۹۹۹/۹/۲۰	۲۳/۷۸۱ و ۱۲۱/۰۹	۷/۶	۵	۳۵۷/۲۹	۲۰۲/۶۳	۲۸۳/۱۷	۱۳۸/۶۹	USGS
۲	۱۹۹۹/۹/۲۲	۲۳/۷۱۱ و ۱۲۱/۱۱۳	۶/۳	۲۶	۳۲۵/۲۶	۱۸۳/۶۹	۲۶۱/۲۲	۱۱۸/۶۳	USGS
۳	۱۹۹۹/۹/۲۵	۲۳/۷۸ و ۱۲۱/۱۲۳	۶/۴	۲۲	۳۴۵/۴۱	۱۸۹/۵۱	۲۶۸/۵	۱۵۵/۷۷	USGS

از این نیاز در اینجا کوشش شده است تفسیر قابل قبولی تنها با واریسی رد دور لرزه ای (*Telesism-Trace*) کلی زمین لرزه بیستم سپتامبر ۱۹۹۹ تایوان برگرفته از شبکه باند پهن پژوهشگاه زلزله شناسی و مهندسی زلزله فراهم شود (شکل ۳).

با این هدف، رد دور لرزه ای تکان اصلی ثبت شده در ایستگاه لرزه شناسی کاوش تهران واقع در کیلومتر پنجاه جاده تهران- قزوین مورد مطالعه قرار گرفته است. از آنجا که موجهای ساده P و S هیچ گونه بازتاب و یا شکستی نداشته و مستقیم از کانون به این ایستگاه وارد شده اند تعیین موقعیت آنها نسبت به هم، مدرک خوبی برای تخمین فاصله این رویداد تا ایستگاه محسوب شده است. برای انجام این دیدگاه با استفاده از جدولهای زلزله شناختی جفریز و بولن [۹] و مقایسه نتیجه آن با منحنی های زمان - سیر چنین برآورد می شود که تکان اصلی مربوط به یک زمین لرزه در فاصله حدود ۶۱ درجه تا ایستگاه کاوش می باشد. همین کار با استفاده از طول و عرض جغرافیایی مرکز زمین لرزه و ایستگاه با در نظر گرفتن انحنا و شکل زمین نیز محاسبه شده و عدد $۶۱/۹۰۴$ درجه به دست آمده است؛ به دلیل آنکه، قطار موجهای لاو و ریلی بر صفحه نگاشت چیره شده و به طور قابل توجهی نسبت به موجهای S تأخیر نشان می دهند. برحسب تفسیر تعمیم داده شده ا تا کلهانک [۱۰] تصویر گویایی از یک رویداد کم ژرفا را آشکار ساخته است. از آنجا که شروع ضربه ای موج S به طور معمول برای چشمه های با ژرفای کمتر از ۳۰ کیلومتر در منطقه فرورانش مشاهده شده است [۱۰] بزرگ و ضربه ای بودن موجهای S و SS بر روی مؤلفه خاوری- باختری در راستای انتشار موج، هم نماد روشنی از سطحی و صفحه لرزه ای (*Plate-Quake*) بودن این رویداد و هم تأییدی بر نوع منطقه فرورانشی (*Subduction Zone Type*) بودن آن می باشد.

گرچه ابتدای ورود قطار موجهای لاو و ریلی به سبب آلوده شدن با دنباله فازهای دیگر در لرزه نگاشت باند پهن به گونه ای که در لرزه نگاشتهای بلند دوره دیده می شود روشن نیست، در این تفسیر با روشهای گوناگون کوشش شده است تا حدود آستانه ورود آنها تخمین شود. برای تشخیص دادن موجهای لاو از موجهای ریلی لازم است تحلیل گر دو ویژگی کلیدی را در نظر بگیرد:

- حرکت ذرات در این دو نوع قطار موج متفاوت است. به عبارت دیگر، در حالی که موجهای ریلی اغلب بزرگترین دامنه ها را بر روی ثبتهای مؤلفه قائم دارند، موجهای لاو بر روی

لرزه نگاشتهای مؤلفه افقی بهترین نمود را پیدا می کنند.

- سرعت انتشار آنها متفاوت است؛ گرچه سرعت هر دو قطار موج کمتر از سرعتهای موجهای پیکری است، اما قطار موج لاو سریعتر از قطار موج ریلی منتشر می شود؛ بنابراین، جلوتر از موجهای ریلی ثبت می شود.

این ویژگیها را این گونه می توان توجیه نمود که حرکت ذرات در موجهای ریلی یک مدار بیضوی پسگرد را در صفحه قائمی که شامل راستای انتشار موج می باشد دنبال می کند. در این صورت، در سطح زمین، دامنه ها در جهت های قائم و افقی نسبتی در حدود ۳ به ۲ دارند؛ بنابراین، بر روی لرزه نگاشتهای مؤلفه قائم بهتر دیده می شوند. موجهای لاو هیچ گونه حرکت قائمی ندارند چون ذرات به حرکت درآمده توسط انتشار این موجها در صفحه افقی و عمود بر جهت انتشار قطبیده (*Polarized*) شده اند، در نتیجه رد موجهای لاو باید بر روی لرزه نگاشت مؤلفه های افقی جستجو شود. از آنجا که رویداد بیستم سپتامبر ۱۹۹۹ تایوان در خاور ایستگاه کاوش واقع شده است جهت عمومی انتشار موجهای رسیده از یک مسیر قاره ای خاوری- باختری بوده و موجهای لاو بر روی مؤلفه شمالی- جنوبی بهتر نمایان شده اند؛ در حالی که، به سبب قطبیدگی موجهای لاو در صفحه قائم و نبود آنها در مؤلفه قائم، مشاهده موجهای ریلی بر روی مؤلفه قائم از قابلیت اعتماد بیشتری برخوردار است. موجهای لاو، سریعتر از موجهای ریلی با سرعتهایی محدود به سرعتهای موج S در لایه و نیم فضا (محیط نیمه محدود) منتشر می شوند. میانگین سرعت انتشار برای LQ و LR به ترتیب $۴/۴۳$ و $۳/۹۷$ کیلومتر بر ثانیه است [۱۱].

ویژگی کلیدی دوم برای تشخیص این دو قطار موج سرعت افزونتر موجهای لاو است که زودتر به صحنه وارد می شوند؛ چنانکه در تفسیر دور لرزه نگاشت تایوان موجهای لاو که بر روی نگاشت شمالی- جنوبی علامت گذاری شده اند حدود سه دقیقه زودتر از قطار موجهای ریلی رسیده اند. از طرفی موجهای سطحی که محیط لایه بندی شده را سیر می کنند دچار پدیده پاشیدگی عادی (*Normal-Dispersion*) می شوند و با گذشت زمان شکل قطار لاو و ریلی را تغییر می دهند. بدین ترتیب که ویژگی پاشیدگی به شکل موجهای بلند دوره که در محیط به طرف ابتدای قطار موج پیش می روند آشکار شده، نمود اولیه موجهای لاو و ریلی را آشفتته می نمایند. واریسی این رفتار ویژه به مفهوم سرعت فاز و سرعت گروه منجر می شود. سرعت فاز، سرعتی

است که یک موج تک فرکانسی (سیگنال تک فام) با آن منتشر می‌شود. سرعت گروه، سرعت حرکت انرژی قطار موج است (سرعت پوش قطار موج). نمودار سرعت موج به صورت تابعی از دوره یا فرکانس آن منحنی پاشیدگی (*Dispersion Curves*) نامیده می‌شود. منحنی های پاشیدگی برای سرعت گروه مد اصلی موجهای لاو و ریلی تهیه شده توسط بولن و بولت [۱۱] برای مسیرهای قاره‌ای و اقیانوسی متفاوت هستند. منحنی های مسیر اقیانوسی برای هر دو موج نسبت به منحنی مسیرهای قاره ای در تراز بالاتری قرار می‌گیرند (سرعت گروه برای قطار موجهای مسیر اقیانوسی بیش از قطار موجهای مسیر قاره ای می‌باشد). به عبارت دیگر، هر دو موج لاو و ریلی ویژگی پاشیدگی سرعت یا با بیان ساده تر پاشیدگی از خود نشان می‌دهند که منحنی آن در مسیرهای قاره ای و اقیانوسی گوناگون است و بر حسب لاو یا ریلی بودن نیز متفاوت می‌باشند.

در پاشیدگی عادی سرعت انتشار موجهای سطحی پاشیده، از دیدگاه فرکانس یا دوره مانند موجهای P و S ناوردا (*Invariant*) نیست؛ بلکه، با افزایش دوره موج افزایش می‌یابد؛ بنابراین، موجهای سطحی با دوره طولانی بیش از موجهای با دوره کوتاهتر به یک ایستگاه می‌رسند چنانکه در دور لرزه نگاشت زمین لرزه بیستم سپتامبر ۱۹۹۹ تایوان نیز چنین روندی تا جایی که ورود فاز $p'p'$ ۱۰ در صحنه ردیابی شده، دیده می‌شود.

سرشتی پاشیدگی در مسیرهای اقیانوسی سبب می‌شود قطار موج بلند با تغییر دوره ای کند و گاه تغییر دوره ای که در بازه ای طولانی تا ده دقیقه قابل تشخیص می‌باشد روی دهد؛ در حالی که، در مسیرهای قاره ای سرشتی پاشیدگی آن و کاهش سریع دوره با زمان را سبب می‌شود که با واریسی چند دقیقه از نگاشت به سادگی تشخیص داده می‌شود. چنین کاهشی را در مسیر قاره ای زمین لرزه تایوان تا ایستگاه کاوش می‌توان مشاهده نمود.

۹- گسلش سطحی

مشاهدات یک گروه ژاپنی به سرپرستی پروفیسور لی از منطقه زلزله زده تایوان به هنگام نقشه کردن گسلش سطحی زمین لرزه بیستم سپتامبر ۱۹۹۹ تایوان چنین است.

زمین لرزه به گونه ای فراگیر بر روی گسله فعال چه لانگ چه واقع شده بود. شکستگی در حدود ۶۰ کیلومتر با روند شمالی-جنوبی از نزدیک چوشان در استان نانتو در جنوب شروع شده، به سوی

فن گای یوئن در استان تای چونگ در شمال ادامه یافته بود (شکل ۲). در آنجا به طور کلی یک تا چهار متر جا به جایی بر روی راندگی کم زاویه مشاهده می‌شد. گسلش در بیشتر مکانها به گونه ای نزدیک به راندگی محض آشکار شده بود. بر حسب کار بازتاب لرزه ای کم ژرفا که پیشتر در منطقه به انجام رسیده، شیب گسل بین ۲۵ تا ۳۰ درجه تعیین شده است. شمال خاوری فن گای یوئن در انتهای شمالی شکستگی، گسلش پیچیده شده و به چند گسله کوچکتر تقسیم شده است. در این منطقه روند گسلش به سوی خاور-شمال خاوری در حدود ۱۵ کیلومتر خمیدگی پیدا نموده است. در آنجا دور افتادگیهای بسیار بزرگ به گونه جا به جاییهای قائم چهار تا هشت متر و جابه جاییهای افقی یک تا نه متر در مکانهای مختلف مشاهده می‌شد.

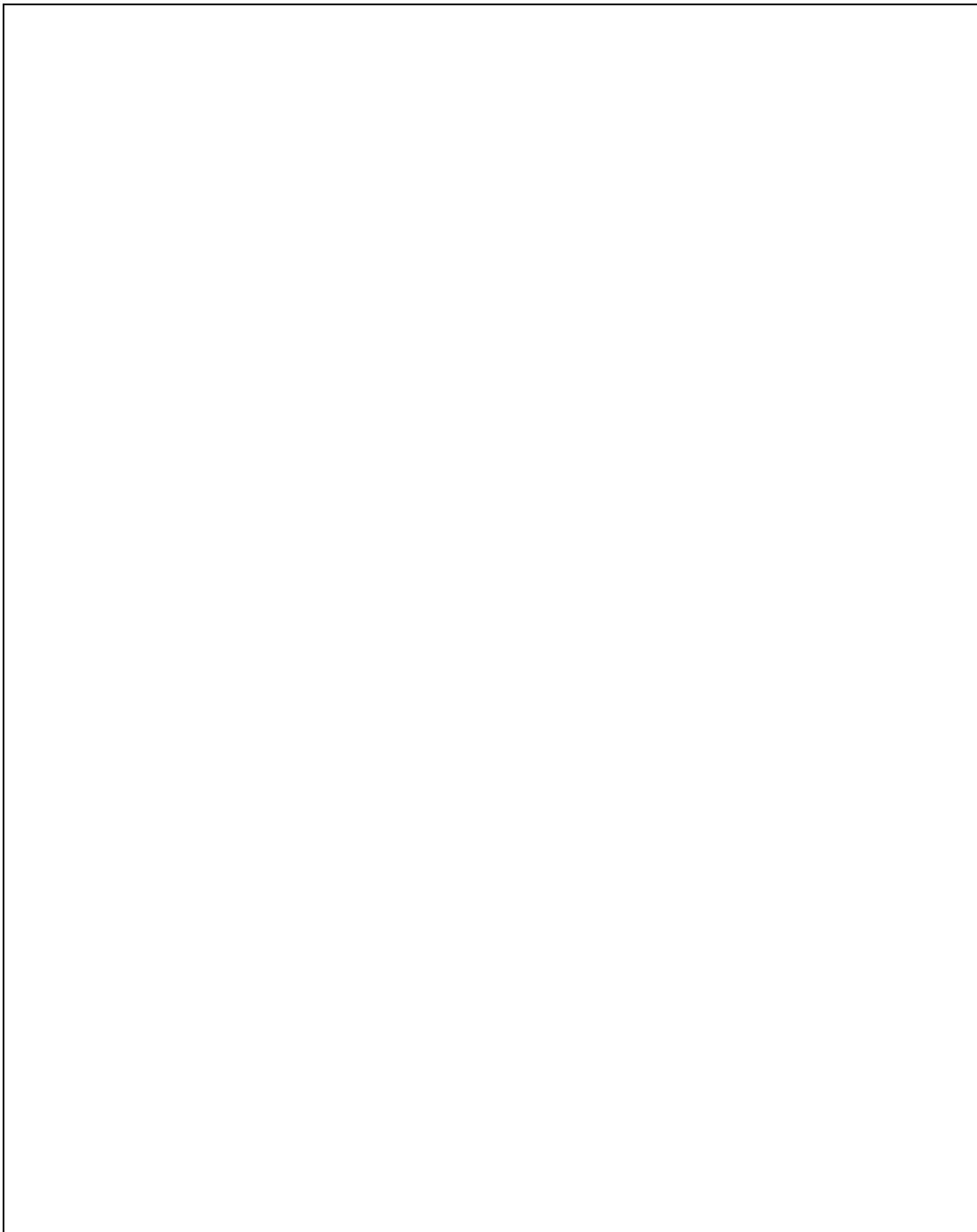
جا به جاییهای قائم در ردیف بزرگترین جنبشهای گسل سطحی مشاهده شده در زمین لرزه های جهانی است. جا به جاییها ممکن است بر روی چندین گسله کوتاه موازی وقوع یابند. در آنجا دور افتادگیهای قائم درون رودخانه شمال خاور فن گای یوئن تماشایی بود. در یک طرف نزدیک پل فروریخته ای، آبشار جدیدی از یک دور افتادگی گسلی قائم حدود هشت متری به وجود آمده بود. در حدود یک کیلومتری این محل سد توسط گسل بریده شده بود. جاده ای که به بالای سد منتهی می‌شد هشت متر به طور قائم جا به جا شده بود. مشاهده جنبش بر روی گسل شاندونگ که در سمت خاور با گسل چه لانگ پو موازی است اندک بود.

۱۰- نیرومندی جنبش زمین و سرشتی منطقه

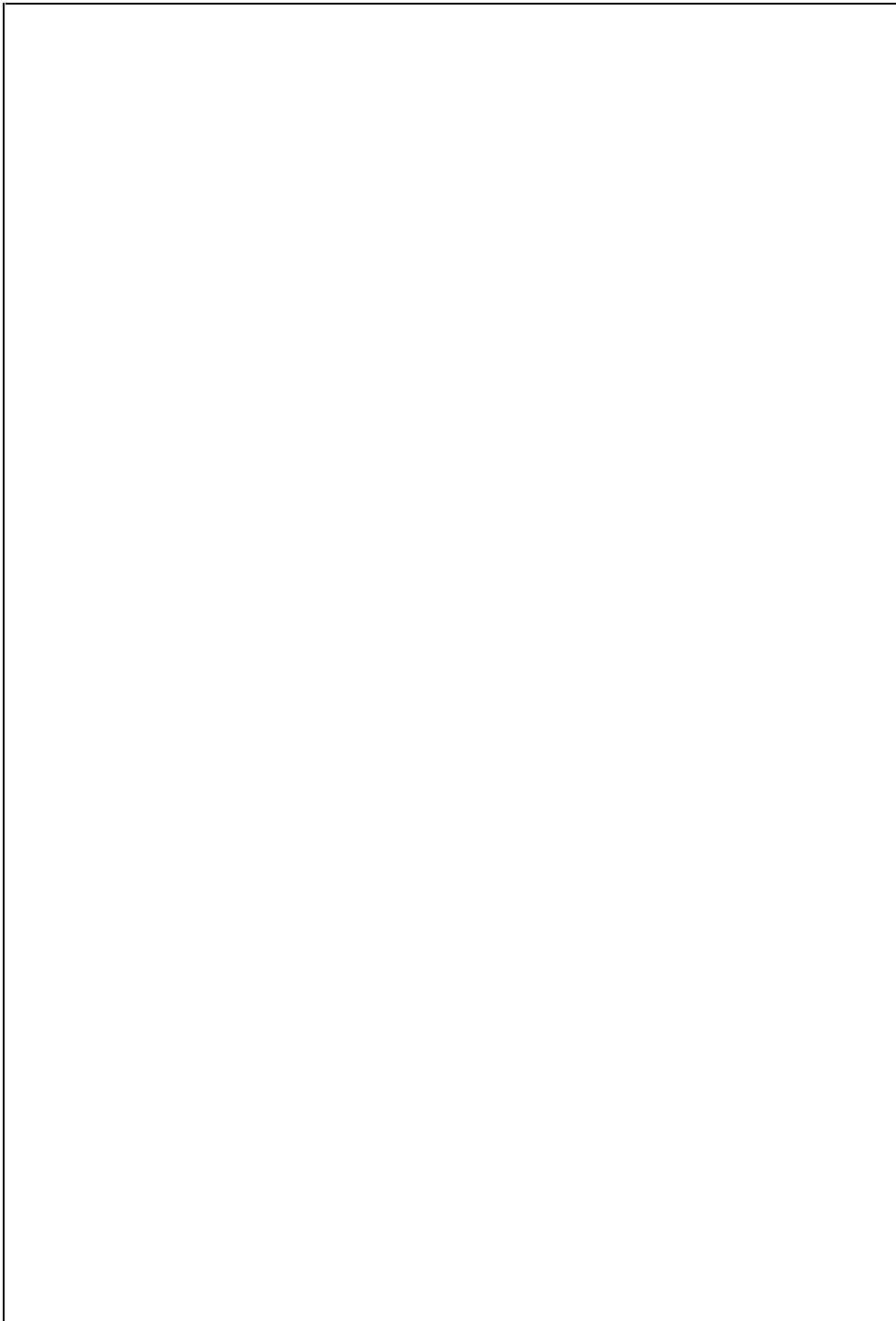
پس از وقوع یک زمین لرزه، داده های لرزه شناختی و زمین شناختی مربوط به آن لازم است برای برآورد نیرومندی جنبش زمین و آگاهی از سرشتی خاستگاه رویداد انباشش شوند. این داده ها همراه با پاسخ سازه ای به هنگام وقوع زمین لرزه، چهارچوبی برای معیارهای طراحی سازه پایدار در برابر زمین لرزه بویژه برای منطقه زلزله زده محسوب می‌شود. نیرومندی جنبش زمین پیش از این تنها با استفاده از اندازه گیری بیشینه شتاب، سرعت و جا به جایی زمین برآورد می‌شد. امروزه دانسته شده است که پارامترهای دیگری مانند دیرش لرزش نیرومند زمین، محتوای فرکانسی این لرزش، درازای گسلش سطحی و افزون بر آن برهم کنشهای سرشتی ناشی از اختلالات محلی ناشناخته در قالب ریزی تأثیرگذاری و نیرومندی جنبش زمین دخالت دارند. به عنوان مثال، بیشینه شتاب یا بیشینه جنبش

نیرومند زمین در ایستگاهی به فاصله ده کیلومتری رومرکز زمین لرزه بیستم سپتامبر ۱۹۹۹ تایوان بیش از ۹۰۰ گال ثبت شده - بود، در حالی که این مورد مربوط به یک تک ضربه بالا فرکانس زودگذر و بی دوام بوده است؛ اما، در چنین فاصله ای تا رد سطحی گسله چولانگ پو لرزه‌های نگاشته شده با دیرش کافی، شتابهای مؤثری بین ۳۰۰ تا ۵۰۰ گال را نشان داده بودند (بخش چهارم، آخرین بند). این مسأله

بیانگر آن است که برآورد نیرومندی مؤثر جنبش زمین تنها بر پایه یک پارامتر نمی تواند رضایتبخش باشد. محتوای فرکانسی لرزش اعمال شده نیز بسته به موقعیت نگاشت برداری دارای گستره فرکانسی گوناگونی است که نقش بسزایی در توزیع انرژی و نیرومندی مؤثر جنبش زمین دارند؛ درحالی که، درازای گسلش سطحی که نماد بزرگا، ژرفا و ویژگیهای زمین شناختی است در برآورد نیرومندی مؤثر



شکل (۱۱): پربندهای توزیع جنبش زمین، جا به جایی و شتاب زمین لرزه بیستم سپتامبر ۱۹۹۹ تایوان



شکل (۱۲): از بالا به پایین مقایسه طیف پاسخ شتاب و سرعت، نسبت بیشینه شتابها و سرعتهای افقی به قائم، توزیع سرعت و رویدادهای بزرگ سده بیستم در باخترجزیره تایوان [۱۲]

داده های لرزه شناختی زمین لرزه سیستم سپتامبر ۱۹۹۹ تایوان به صورت پریندهای توزیع شتاب، سرعت و جا به جایی در پیرامون رومرکز رویداد در شکل (۱۱) نشان داده شده است. طیفهای پاسخ شتاب و سرعت این زمین لرزه با دو زمین لرزه ۱۹۹۵ کوبه ژاپن و ۱۹۹۹ ایزمیت ترکیه در شکل (۱۲) مقایسه شده است. علاوه بر آن، شتاب و

جنبش زمین نیز لازم است در نظر گرفته شود. به هرحال با دانش کنونی پیش بینی دقیق و تعینی (Deterministic) همه پارامترها برای طراحی سازه پایدار در برابر زمین لرزه ای که هنوز واقع نشده میسر نیست؛ بنابراین، منظور نمودن معیاری این پارامترها با عدم یقین بسیار در طراحی سازه پایدار در برابر زمین لرزه کاستیهایی در بر خواهد داشت.

تایوان از فرآیند چهارم به بعد با شکستن توده چین خورده و انتشار گسلش سطحی موازی بسا گسل چه لانگ پو نیز ریشه در پی سنگ داشته باشد.

سرعت افقی رویداد تایوان در برابر شتاب و سرعت قائم آن رسم شده است؛ در حالی که، موقعیت زمین لرزه های بزرگ سده بیستم در نیمه باختری جزیره نیز دیده می شود.

۱۲- مراجع

- 1-Eslami, A.A., (1988), An Investigation of the Earthquake of Sept. 1985. Mexico J. Earth & Space Phys. Vol. 16 and 17 No.1 & 2 (1987-1988), pp 1-22 (in Farsi).
- 2-Seno. T., Stein, S. & Gripp, A. E., (1993), A Model for the Motion of the Philippine Sea Plate Consistent with NUVEL-1 and Geological Data, J. Geophys. Res., 89, 17941-17948.
- 3-Eslami, A. A., (1991), The Report of Visit from Taiwan Seismological Stations (Internal Report of IGTU).
- 4-Santo, T., (1973), Classification of Earthquakes from the View of Plate Tectonics-A Supplement, Bulletin of the International Institute of Seismology and Earthquake Engineering Vol. 11. pp, 21-32.
- 5-Suppe, J., (1981), Mechanics of Mountain-Building and Metamorphism in Taiwan. Mem. Geol. Soc. China, 4: 67-90. Updated Oct. 30, 1999 Report of the Visit to the Surface Ruptures Seno's Homepage ERI's Homepage.
- 6-Davis, D., Suppe, J. & Dahlen, F.A., (1983), Mechanics of Fold-and-Thrust Belts and Accretionary J. Geophys. Res., 88, 1153-1172.
- 7-Shin, T.C., & Chang, M., (1992), Earthquakes in 1992. Meteorol. Bull. Cent. Weather Bur., 38(3): 218-232.
- 8-Liew, P.M., Pirazzoli, P.A., (1993), Hsieh, M. L., Arnold, M., Barousseau, J. P., Fontugne, M. & Giresse, P., (1993), Holocene Tectonic Uplift Deduced from Elevated Shorelines, Eastern Coastal Range of Taiwan, Tectonophysics, 222, 55-68.
- 9-Jeffreys, H., & Bullen, K. E., (1958), Seismological-Tables London Office of the British Association Burlington House, W.1.
- 10-Kulhanek, O., (1990), Anatomy of Seismograms Seismological Section, University of Uppsala, Uppsala Sweden for the JASPEI/Unesco Working Group on Manual of Seismogram Interpretation ELSEVIER Amsterdam-Oxford-Tokyo 1990.
- 11-Bullen, K.E., & Bolt, B.A., (1985), An Introduction to the Theory of Seismology. Cambridge University Press. Fourth edition, 499 pp.
- 12-Bonilla, M. G., (1977), Summary of Quaternary Faulting and Elevation Changes in Taiwan. Geol. Soc. China Mem. 2, 43-55.

۱۱- بحث و نتیجه گیری

مطالعه زمین ساخت عمومی حاکم بر منطقه تایوان نشان می دهد که تحولات زمین ساختی این جزیره مانند فوازگیریهای ناگهانی به هنگام بروز دیرینه زمین لرزه های (Paleoearthquake) هشتگانه عهد هولوسن در خاور آن و یا تشکیل چینهای باز (Wide Fold) در باختر جزیره هر یک به نوعی در ارتباط با اعمال تنشهای ناشی از رفتار متقابل دو صفحه دریای فیلیپین و اوراسیا در گذشته می باشد. تداوم این رفتار در عصر حاضر به هر شکل، تصادم یا فرورانش، اعمال تنشهای نو زمین ساختی حاکم بر جزیره فعلی را سبب می شود؛ چنانکه نتیجه جنبشهای نو زمین ساختی متأثر از فرآیند فرورانش عامل آهنگ فوازگیری کنونی در ساحل خاوری و بروز زمین لرزه های منطقه بنیونی در خاور و جنوب جزیره تایوان شناخته شده است [۸]. این در حالی است که زمین لرزه های تراستی و زیرتراستی باختر جزیره را که تصادمی محسوب می شدند نیز سنو و همکاران [۲] به نوعی فرورانشی تعبیر نموده اند. بر پایه تعبیر این پژوهشگران و با گواهی حضور فازهای برجسته و ویژه زمین لرزه های فرورانشی در صحنه لرزه نگاشت ایستگاه لرزه شناسی کاوش تهران از این رویداد و تفسیر آن (اسلامی، ۱۹۹۹)، زمین لرزه بزرگ بیستم سپتامبر ۱۹۹۹ تایوان باید یک زمین لرزه کم ژرفا و فرورانشی باشد. در این صورت، چرخه ای از ریشه گیری (Evolution) کهن تا تدارک فیزیکی برای وقوع این نوع زمین لرزه ها، با فرآیندهای زیر انجام می گیرد:

- ۱- بیشترین جنبش ناشی از تصادم صفحه های زمین ساختی به گونه تنش صرف راندگی می شود؛
 - ۲- در باختر جزیره، نتیجه این راندگی به صورت چین خوردگی مستقل از پی و در قالب منشور افزایشی در می آید؛
 - ۳- این توده برافزایشی در زیر کوهپایه های باختری انباشته می شود؛
 - ۴- تداوم تنش ناشی از این انباشتگی به شکستن توده برافزایشی، رهایش انرژی و ایجاد گسلهای پی سنگی منجر می شود.
- در نتیجه، طی این فرآیندها نقش ساختمان ساحلی کوهپایه های باختری باید به گونه یک زون فرورانشی در نظر گرفته شود نه یک زون تصادمی. براین پایه، ممکن است رویداد بیستم سپتامبر ۱۹۹۹

