

٢٨٢٥

QE

٥٣٧/٢

الف

ح

١٤٨١

v

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ



شورای پژوهشهای علمی کشور  
کمیسیون عمران و زلزله

برنامه ملی تحقیقات (شماره ثبت ۵۰۰۶)

گزارش نهایی

بررسیهای دیرینه لرزه‌شناسی بر روی  
گسل شمال تبریز

مجری پروژه  
خالد حسامی



پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله

کتابخانه سازمان زمین‌شناسی و  
اکتشافات معدنی کشور  
تاریخ: ۸/۳/۸۱  
شماره ثبت:

اسفند ۱۳۸۱

کتابخانه سازمان زمین‌شناسی و  
اکتشافات معدنی کشور

پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله  
وابسته به وزارت علوم، تحقیقات و فناوری، تهران - ایران

---

International Institute of Earthquake Engineering and Seismology (IIEES)  
Ministry of Science, Research and Technology, Tehran, Iran

---

بررسی‌های دیرینه لرزه‌شناسی بر روی گسل شمال تبریز  
شماره: ۸-۲۰۰۳-۸۱

---

Paleoseismological Investigations on the North Tabriz Fault  
Publication No: 81-2003-8 (In Persian)

---

مؤلف: دکتر خالد حسامی

Author: Kh. Hessami, Ph.D.

---

چاپ اول: اسفند ۱۳۸۱

شمارگان: ۵۰۰ جلد

لیتوگرافی، چاپ و صحافی: پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله

---

مسئولیت صحّت دیدگاه‌های علمی به عهده نگارنده محترم می‌باشد.  
کلیه حقوق این گزارش متعلق به پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله می‌باشد.  
(ذکر مطالب با اشاره به مرجع آزاد است.)

---



#### حقوق پروژه

این پروژه تحقیقاتی به شماره ثبت ۵۰۰۶ دبیرخانه شورای پژوهشهای علمی کشور تحت عنوان " بررسیهای دیرینه لرزه شناسی بر روی گسل شمال تبریز" به شماره ۱۳۵۶ مورخ ۷۷/۶/۲۱ با سازمان برنامه و بودجه مبادله شده و کلیه دستاوردهای تحقیقاتی شامل نتایج نظری، نتایج عملی، دانش فنی مربوط به این پروژه متعلق به شورای پژوهشهای علمی کشور می باشد. بهره برداری از نتایج این پروژه برای شرکتهای دولتی و غیر دولتی و بخش خصوصی با مجوز دبیرخانه شورای پژوهشهای علمی کشور امکان پذیر است.

بسمه تعالی

گزارش نهایی

برنامه ملی تحقیقات

جمهوری اسلامی ایران  
شورای پژوهش‌های علمی کشور

تاریخ : ۱۳۸۱

مشخصات پروژه:

۵۰۰۶

شماره ثبت دبیرخانه شورا:

کمیسیون: عمران و زلزله

عنوان پروژه: بررسی‌های دیرینه لرزه شناسی بر روی گسل شمال تبریز

کلمات کلیدی:

نام و نام خانوادگی مجری پروژه: خالد حسامی

نام سازمان مجری پروژه: پژوهشگاه بین‌المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله

نام دستگاه مشارکت کننده در اجرای پروژه: .....

نام و نام خانوادگی همکاران پروژه:

هادی طیبی

اسماعیل شبانیاں بروجنی

محمد رضا عباسی

خلیل ا... فقهی

شهریار سلیمانی

۱۳۸۱/۱۰/۲۴

زمان پایان پروژه:

۱۳۷۷/۹/۱

زمان شروع پروژه:

نشانی مجری پروژه: خیابان شهید دکتر لواسانی (فرمانیه)، دیباجی شمالی، خیابان ارغوان، پلاک ۲۶ صندوق پستی

۱۹۳۹۵/۳۹۱۳

دورنگار:

تلفن:

نشانی پست الکترونیکی:

امضای مجری پروژه: ..... امضای ناظر پروژه: ..... امضای رئیس کمیسیون: .....

## فهرست مطالب

<u>صفحه</u>	<u>عنوان</u>
	مقدمه
	فصل اول، قسمت اول: مقدمه ای بر دیرینه لرزه شناسی
۲	۱- مقدمه ای بر دیرینه لرزه شناسی.....
۲	۱-۱- کلیات.....
۲	۱-۱-۱- تعاریف و اهداف.....
۶	۱-۱-۲- رابطه دیرینه لرزه شناسی با سایر مطالعات ثوتکتونیکی.....
۹	۱-۱-۳- توسعه اولیه دیرینه لرزه شناسی.....
۱۲	۱-۱-۴- دوره بازگشت زمینلرزه های دیرینه و تعیین سن آنها.....
۱۲	۱-۱-۴-۱- روشهای تعیین سن کواترنر پسین.....
۱۴	۱-۱-۴-۲- الگوها در دوره بازگشت.....
۱۶	۱-۱-۴-۳- تخمین بزرگی زمینلرزه های دیرینه.....
	فصل اول، قسمت دوم: دیرینه لرزه شناسی در محیط های تکتونیکی امتدادلغز
۲۱	۱-۲-۱- دیرینه لرزه شناسی در محیط های تکتونیکی امتدادلغز.....
۲۱	۱-۲-۱- مقدمه.....
۲۳	۱-۲-۲- سبک عمومی تغییر شکل بر روی گسلهای امتدادلغز.....
۲۴	۱-۲-۳- تعیین مولفه های لغزش.....
	۱-۲-۴- زمینلرزه های امتدادلغز تاریخی به عنوان مدلهای مقایسه ای
۲۶	جدید برای زمینلرزه های دیرینه.....
۲۹	۱-۲-۵- شواهد ژئومرفیک مربوط به زمینلرزه های دیرینه.....
۳۱	۱-۲-۵-۱- تراسهای جابجا شده.....
۳۵	۱-۲-۵-۲- کانالهای رودخانه ای جابجا شده.....
۳۷	۱-۲-۵-۳- جابجائی بادزندهای آبرفتی.....



- ۳۷ ..... اندازه گیری جابجائی جانبی از روی عوارض مرفولوژی سطحی.....  
۳۸ ..... بازسازی جابجائی ناشی از زمینلرزه های دیرینه.....  
۳۹ ..... شواهد چینه شناسی زمینلرزه های دیرینه.....  
۳۹ ..... چینه شناسی و هوازدگی در زونهای گسلی امتدادلغز.....  
۴۰ ..... آبگیرهای گسلی.....  
۴۱ ..... محیط جریانای فصلی.....  
۴۴ ..... معرف های چینه شناسی زمینلرزه های دیرینه.....  
۴۶ ..... خاتمه گسل در حرکت به سوی بالای مقطع.....  
۴۶ ..... رشد رو به پائین جابجائی.....  
۴۸ ..... مقابله ضخامت- فاسیس.....  
۴۸ ..... شکافها و جوشش ماسه.....  
۴۹ ..... دگر شیبی زاویه دار.....  
۴۹ ..... گوه های واریزه ای.....  
۵۰ ..... اندازه گیری جابجائی جانبی از روی داده های چینه شناسی.....  
۵۰ ..... تعیین سن زمینلرزه های دیرینه.....

### فصل دوم: زمینلرزه های تاریخی

- ۵۲ ..... زمینلرزه های تاریخی.....  
۵۲ ..... ۲-۱- توصیف.....  
۵۸ ..... ۲-۲- بحث و نتیجه گیری.....

### فصل سوم: بررسیهای دیرینه لرزه شناسی بر روی گسل شمال تبریز

- ۶۲ ..... ۳- بررسیهای دیرینه لرزه شناسی بر روی گسل شمال تبریز.....  
۶۲ ..... ۲-۱- جایگاه تکتونیکی گسل شمال تبریز در منطقه.....  
۶۴ ..... ۳-۲- گسل شمال تبریز.....  
۶۷ ..... ۳-۳- ترانسه ها: چینه شناسی، ساختار و زمینلرزه های دیرینه.....  
۶۷ ..... ۳-۳-۱- ترانسه ۱.....



۷۲	.....	۲-۳-۳- ترانشه ۲
۷۴	.....	۴-۳- لغزش در هر رویداد، نرخ لغزش و دوره بازگشت
۷۴	.....	۱-۴-۳- لغزش در هر رویداد
۷۶	.....	۲-۴-۳- نرخ لغزش
۸۰	.....	۳-۴-۳- دوره بازگشت
۸۱	.....	۵-۳- نتیجه گیری
۸۸	.....	ضمیمه
۱۰۰	.....	منابع





## چکیده

### مقدمه و هدف

علم دیرینه لرزه شناسی به مطالعه مکان، زمان و بزرگی زمینلرزه های دیرینه که پیش از تاریخ مکتوب رویداده اند، می پردازد. بنابراین دیرینه لرزه شناسی ضمن مشخص نمودن زمینلرزه های دیرینه (ماقبل تاریخ) و تعیین زمان رویداد آنها، به تکمیل داده های دستگاهی و تاریخی زمینلرزه ها کمک می کند. این موضوع از آن جهت اهمیت پیدا می کند که داده های دستگاهی و مشاهدات تاریخی (حتی در کشورهای نظیر ایران که از سابقه تاریخ لرزه خیزی طولانی برخوردار است) تنها بخش کوچکی از تاریخ لرزه خیزی گسلهای لرزه زا را در بر می گیرد. بخش اعظم تاریخ لرزه خیزی بیشتر گسلها فقط از طریق تکنیکهای دیرینه لرزه شناسی قابل دستیابی است.

گسل شمال تبریز یکی از گسلهای اصلی در منطقه شمال غرب ایران می باشد که از یک پیشینه لرزه خیزی هزار ساله برخوردار است. اگر چه این سابقه تاریخی حاوی اطلاعات بسیار مفیدی در مورد زمان زمینلرزه های رویداده در منطقه تبریز است، با این وصف فاقد اطلاعات مورد نیاز جهت برآورد خطر زمینلرزه ناشی از گسل شمال تبریز می باشد.

هدف از این پژوهش، شناسائی تاریخ طولانی تری از فعالیت لرزه خیزی گسل شمال تبریز می باشد. ضمن این بررسی پارامترهای لرزه خیزی گسل شمال تبریز نظیر نرخ لغزش و دوره بازگشت زمینلرزه های بزرگ که با گسیختگی سطح زمین همراه بوده اند، تعیین و محاسبه شده است. نتایج این مطالعات از اهمیت بسیار زیادی جهت ارزیابی خطر وقوع زمینلرزه در شهر تبریز که یکی از مراکز پرجمعیت و اقتصادی کشور می باشد، برخوردار است.

### روش تحقیق

در دیرینه لرزه شناسی از روشهای متنوعی جهت بازسازی زمینلرزه های دیرینه استفاده می کنند. یکی از متداولترین این روشها، روش ترانشه زنی بر روی گسل لرزه زا و مشاهده مستقیم دگر شکلی های ناشی از زمینلرزه های دیرینه است. در این پژوهش، ضمن انجام بررسیهای ژئومورفولوژیکی، اقدام به حفر دو ترانشه هر یک به طول حدود ۲۰ متر و عمق ۳-۴ متر در شمال غربی شهر تبریز نمودیم. فاکتور اصلی در انتخاب این محل (علاوه بر برخورداری از ویژگیهای مناسب ژئومورفولوژیکی و زمین شناسی جهت بررسیهای دیرینه لرزه شناسی) وجود شواهد تاریخی مبنی بر رویداد گسلش و شکستگی سطحی به هنگام وقوع زمینلرزه ۱۷۸۰ میلادی در این محل بوده است. بنابراین ترانشه های حفر شده می توانستند شواهد مربوط به آخرین زمینلرزه را به همراه داشته باشند.



در داخل ترانشه های حفر شده، واحدهای چینه شناسی و تغییرات ساختاری (گسلها) در مقیاس ۱:۲۰ برداشت گردید. همچنین به منظور تعیین سن دقیق رویدادهای تغییر شکلی که با زمینلرزه همراه بودند، تعداد ۷ نمونه از داخل ترانشه ها اخذ شد که به روش کربن ۱۴ در کشور ایتالیا تعیین سن گردید. همچنین به منظور ارزیابی میزان لغزش در هر رویداد لرزه ای، اقدام به تهیه نقشه های توپوگرافی در مقیاس ۱:۲۰۰۰ و مقاطع توپوگرافی از محل ترانشه ها نمودیم.

### یافته های تحقیق

براساس تفاسیر چینه شناسی و ساختاری انجام شده از مطالعه ترانشه ها، وقوع چهار زمینلرزه بزرگ در طی ۳۶۰۰ سال گذشته به اثبات رسید. بدلیل کمبود مواد مناسب (نظیر ذغال) جهت تعیین سن، زمان وقوع زمینلرزه ها با عدم قطعیت همراه بوده و بنابراین تطابق زمینلرزه های استخراج شده از دو ترانشه به دشواری امکانپذیر گردید. با این وصف سن زمینلرزه های رویداده به این شرح تعیین گردید: زمینلرزه ۱۷۸۰ میلادی،  $250 \pm 910$  میلادی،  $320 \pm 320$  میلادی و  $920 \pm 700$  قبل از میلاد. ما همچنین به تعیین پارامترهای لرزه خیزی این بخش از گسل شمال تبریز نائل شدیم: لغزش افقی در هر زمینلرزه معادل  $4 \pm 0.5$  متر، لغزش عمودی در هر رویداد  $0.3 - 0.6$  متر، نرخ لغزش افقی حدود  $3/1 - 6/4$  میلی متر در سال، نرخ لغزش عمودی  $0.5 - 0.8$  میلی متر در سال. براساس نتایج بدست آمده، متوسط دوره بازگشت حداقل ۳۵۰ سال و حداکثر ۱۴۳۰ سال محاسبه گردید. به همین ترتیب، دوره بازگشت زمینلرزه های بزرگ از میانگین ۸۲۰ سال برخوردار است.

### نتیجه گیری

گسل شمال تبریز از دو قطعه مجزا تشکیل شده که به طور مجزا و مستقل از هم فعالیت لرزه زایی داشته است. قطعه شمال غربی گسل شمال تبریز از شهر تبریز تا حوالی جنوب مرند ادامه دارد. آخرین زمینلرزه بزرگ بر روی این قطعه از گسل شمال تبریز در سال ۱۷۸۰ میلادی رویداده است. قطعه جنوبشرقی گسل شمال تبریز از شهر تبریز تا حوالی بستان آباد ادامه داشته و آخرین زمینلرزه بزرگ مربوط به این قطعه در سال ۱۷۲۰ میلادی رویداده است.

براساس نتایج بدست آمده چنین به نظر می رسد که قطعه شمال غربی گسل شمال تبریز - در آینده نزدیک - از پتانسیل لرزه زایی بالائی جهت ایجاد یک زمینلرزه بزرگ برخوردار نمی باشد. با این وصف در این مرحله از مطالعات نمی توان در مورد قطعه جنوب شرقی گسل شمال تبریز اظهار نظر نمود. افزون بر آنچه بررسیهای حاضر نشان مید هد، مطالعات آماری زمینلرزه های تاریخی نشانگر آن است که دوره بازگشت زمینلرزه های متوسط ( $M=5/5 - 6/5$ ) که به شهر تبریز آسیب رسانده است حدود





۲۵۰-۲۱۰ سال می باشد. از آنجا که آخرین زمینلرزه متوسط در تبریز به سال ۱۷۱۷ میلادی باز می گردد ( یعنی حدود ۲۸۵ سال پیش) بنابراین احتمال وقوع یک زمینلرزه متوسط در تبریز در آینده\* نزدیک از احتمال بسیار بالائی برخوردار است.

### پیشنهادات

به منظور رسیدن به دانشی کامل از رفتار لرزه زای گسل شمال تبریز لازم است بررسیهای دیرینه لرزه شناسی بر روی قطعه جنوب شرقی این گسل انجام گیرد. دانش کافی در مورد پارامترهای لرزه خیزی هر دو قطعه گسل شمال تبریز برآورد دقیقی از خطر زمینلرزه برای منطقه تبریز به همراه خواهد داشت.



## مقدمه

در این گزارش نتایج بررسیهای دیرینه لرزه شناسی<sup>۱</sup> بر روی گسل شمال تبریز ارائه گردیده است. از آنجا که علم دیرینه لرزه شناسی در ایران تنها در چند سال اخیر شناخته شده و علمی نوپا به حساب می آید، بخش اول گزارش حاضر به تعاریف اولیه این علم پرداخته و سپس به ذکر روشهای مطالعه گسلهای فعال در محیط های تکتونیکی امتدادلغز می پردازد. هدف ما از معرفی محیط های تکتونیکی امتدادلغز، فراهم نمودن زمینه ای جهت بررسی و مطالعه گسل شمال تبریز (که به عنوان یک گسل امتدادلغز فعال شناخته شده است) می باشد. فصل اول این گزارش ترجمه بخشهایی از کتاب Paleoseismology توسط James P. McCalpin و Alan R. Nelson می باشد.

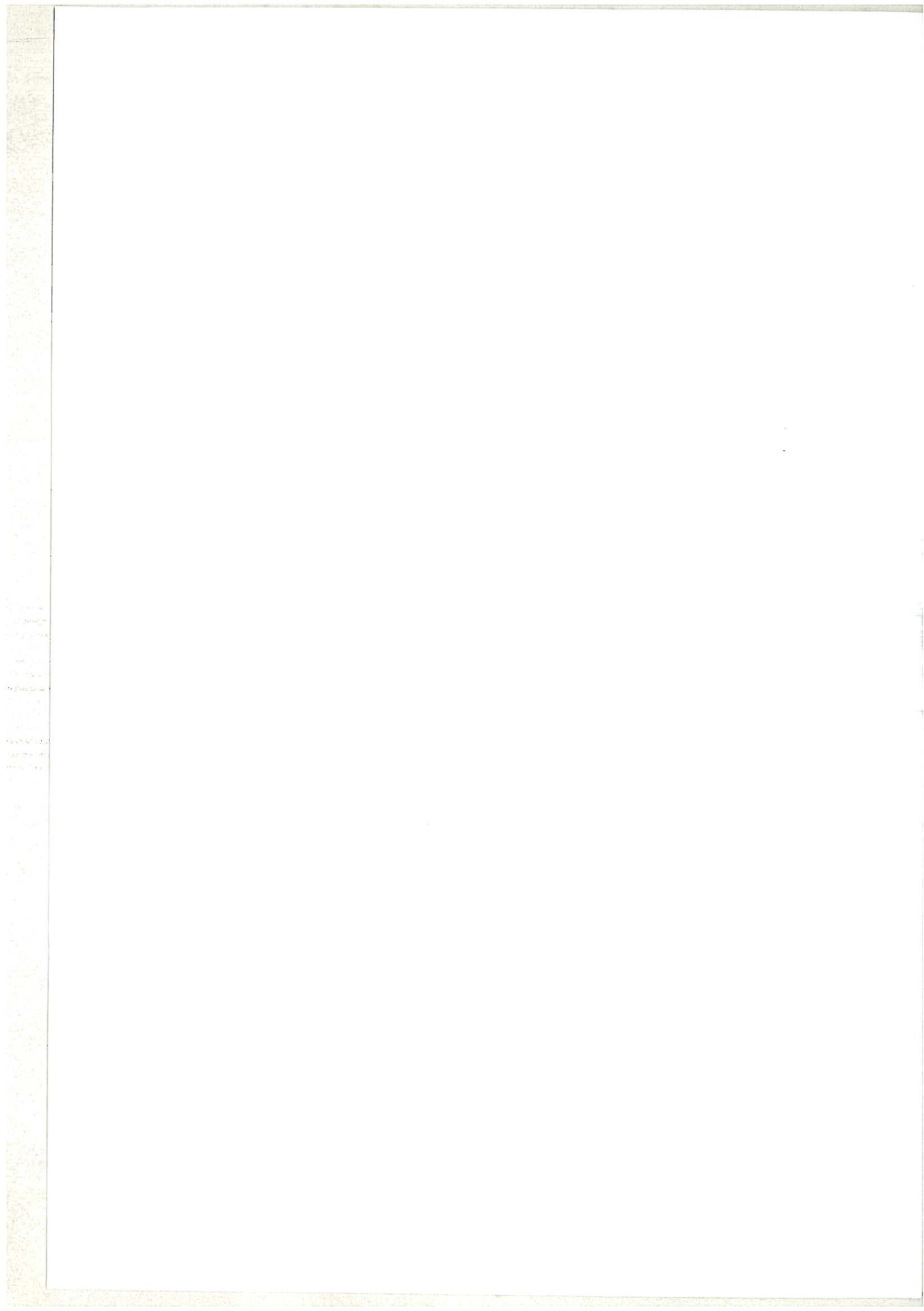
بخش دوم این گزارش به تاریخچه زمینلرزه های رویداده در منطقه تبریز اختصاص دارد. ما از مطالعه زمینلرزه های تاریخی در این بخش، دوره بازگشت زمینلرزه های متوسط را که احتمالاً با گسیختگی سطحی همراه نبوده اند، استنباط نموده ایم.

بخش آخر این گزارش علاوه بر اینکه به توصیف ویژگیهای ژئومورفولوژیکی در طول بخش شمال غربی گسل شمال تبریز می پردازد، نتایج حاصل از حفر ترانشه بر روی این بخش از گسل را نیز به تفصیل ارائه می کند. براساس نتایج حاصل از تعیین سن رادیومتری نمونه های اخذ شده از ترانشه و همچنین میزان جابجائی گسل در طی هولوسن، سن رویدادهای بزرگ قدیمی به همراه تعدادی از پارامترهای لرزه خیزی آن ( نظیر نرخ لغزش، دوره بازگشت و میزان لغزش در هر رویداد) برآورد گردیده است.

---

<sup>۱</sup> Paleoseismology





## فصل اول

### قسمت اول

مقدمه ای بر دیرینه لرزه شناسی



## ۱- مقدمه ای بر دیرینه لرزه شناسی<sup>۱</sup>

### ۱-۱- کلیات

#### ۱-۱-۱- تعاریف و اهداف

دیرینه لرزه شناسی مطالعه زمین لرزه های گذشته و در واقع مطالعه<sup>\*</sup> مکان، زمان و اندازه<sup>\*</sup> زمین لرزه های دیرینه (ماقبل تاریخ) است. بنابراین در مقایسه با زلزله شناسان که داده های ثبت شده توسط دستگاههای لرزه نگاری را مورد استفاده قرار می دهند، دیرینه لرزه شناسان آن دسته از شواهد زمین شناسی را تعبیر و تفسیر می کنند که توسط زمین لرزه های مجزای دیرینه خلق شده اند. همچنین در مقایسه با نئوتکتونیک، که به مطالعه عمومی حرکات آرام و یا سریع پوسته زمین در طی سنوزوئیک پسین می پردازد، دیرینه لرزه شناسی علمی است که منحصرأ به مطالعه<sup>\*</sup> تغییر شکلهای رسوبی و سطحی زمین به هنگام وقوع زمین لرزه می پردازد. بنابراین، این روش دقیق و متمرکز که دیرینه لرزه شناسی خوانده می شود امکان مطالعه و بررسی توزیع مکانی و زمانی زمین لرزه های تاریخی را تا گذشته های دور (هزاران تا دهها هزار سال) فراهم می کند. چنین تاریخ طولانی از زمین لرزه های دیرینه به نوبه<sup>\*</sup> خود به درک بسیاری از جنبه های نئوتکتونیک نظیر الگوی منطقه ای تغییر شکلهای تکتونیک و رفتار لرزه زای مناطق و یا گسلهای خاص کمک می کند.

تا پیش از دهه ۱۹۷۰، ارزیابی زمان و مکان خطر زمین لرزه در کشورهای صنعتی نظیر ایالات متحده آمریکا و اتحاد جماهیر شوروی (سابق) تنها براساس ثبت زمین لرزه های تاریخی انجام می گرفته است. اگر چه زمین شناسان بارها به خطرناک بودن این روش اشاره نموده اند با این وجود حتی بسیاری از نقشه های جدید برآورد خطر زمینلرزه تنها بر مبنای استفاده از داده های تاریخی تهیه شده اند. امروزه بیشتر کشورهای لرزه خیز، داده های دیرینه لرزه شناسی را نیز در تحلیل خطر زمین لرزه هم در مقیاس منطقه ای و هم در مقیاس محلی مد نظر قرار می دهند.

دیرینه لرزه شناسی با مشخص نمودن و تعیین زمان زمین لرزه های بزرگ دیرینه (ماقبل تاریخ) به تکمیل داده های دستگاهی و تاریخی زمین لرزه ها کمک می کند. در بیشتر کشورها، داده های لرزه خیزی مورد استفاده در ارزیابی خطر زمین لرزه تنها به چند قرن پیش بر می گردد، بنابراین بسیاری از پهنه های گسلی فعال فاقد شواهد ثبت شده مربوط به زمین لرزه های بزرگ تاریخی هستند. برای مثال مطالعه گسیختگی های همراه با زمین لرزه های دیرینه در طول پهنه گسلی واساچ<sup>۲</sup> در غرب ایالات متحده آمریکا نشان می دهد که دوره بازگشت متوسط زمین لرزه های بزرگ سه برابر طولانی تر از تاریخ شناخته شده در

<sup>۱</sup> Paleosismology

<sup>۲</sup> Wasatch





این ناحیه است ( یعنی ۱۴۵ سال). مطالعات دیرینه لرزه خیزی در بسیاری از مناطق (هم در مجاورت مرز صفحات و هم دور از آنها) نشان دهنده آن است که تخمین خطر زمین لرزه براساس داده های تاریخی کوتاه مدت، احتمال وقوع زمین لرزه را دست بالا ارزیابی می کند. حتی در کشورهای با قدمت تاریخی طولانی نظیر چین و خاورمیانه که در آن ثبت زمین لرزه های تاریخی به یک هزاره و یا بیشتر باز می گردد، مشاهدات تاریخی برای شناسائی تمام گسلهای لرزه زا کافی نمی باشد. از سوی دیگر، بر روی گسلی که لغزش برای میلیونها سال بر روی آن صورت گرفته، حتی یک ثبت ۳۰۰۰ ساله از پیشینه\* لرزه خیزی، تنها کسر کوچکی از تاریخ لرزه خیزی گسل را می پوشاند. بخش اعظم تاریخ لرزه خیزی بیشتر گسلها فقط از طریق تکنیکهای دیرینه لرزه شناسی قابل دستیابی است.

به طور کلی منظور از ثبت زمین لرزه دیرینه، همان حفظ تغییرشکلهای زمین شناسی مربوط به زمین لرزه های بزرگ ( $M > 6/5$ ) و یا عظیم ( $M > 7/8$ ) است، زیرا تغییرشکلهای زمین شناسی مربوط به زمین لرزه های کوچک و متوسط به ندرت در نزدیکی سطح زمین ایجاد و یا حفظ گردیده اند. شواهد مربوط به زمین لرزه های بزرگ گذشته نه تنها شامل تغییر شکل محلی سطح زمین در طول گسلهای پوسته ای (افراز گسلی<sup>۱</sup>، آبگیر کششی<sup>۲</sup>، جایجا شدگی جانبی دره ها و تراسهای تک- چین خورده)، فرایش و یا فرونشست ناگهانی مناطق بزرگ و وسیع در امتداد گسلهای مرز صفحات ( نظیر تراسهای رودخانه ای آماس کرده، خطوط ساحلی بالا آمده، خلیج های غرق شده<sup>۳</sup>) می باشد، بلکه در قالب اثرات ژئومورفولوژیکی و یا چینه شناسی ناشی از لرزش شدید زمین و یا تسونامی به دور از گسل لرزه زا ( نظیر زمین لغزش، سقوط سنگ، روانگرایی و رسوبات تسونامی) نیز هویدا می شوند. ویژگی بارز بیشتر این آثار عبارت از تشکیل و ایجاد آنها در طی زمین لرزه و یا مدت کمی بعد از آن است.

به رسوبات و عوارض سطحی<sup>۴</sup> ایجاد شده در طی وقوع یک زمین لرزه، سیمای هم لرزه ای<sup>۵</sup> اطلاق می شود که عموماً از سیمای غیر لرزه ای<sup>۶</sup> که بر اثر فرایندهایی نظیر فرسایش، رسوبگذاری و تغییر شکلهای غیر لرزه ای ایجاد شده اند، متمایز است. با این وجود، ضمن تشکیل رسوبات و عوارض سطحی غیر لرزه ای، ممکن است زمین لرزه های کوچک و یا متوسط نیز رویداده باشد که هیچگونه آثاری از خود به جا نگذاشته اند. گسلهای لرزه زا می توانند ضمن خزش و یا لغزشهای کوچک، زمین لرزه های کوچک و یا متوسطی ایجاد نموده و در عین حال هیچگونه اثری از خود برجا نگذارند. به این دلیل، واژه های غیر

<sup>۱</sup> Fault scarp

<sup>۲</sup> Sag ponds

<sup>۳</sup> Drowned tidal marshes

<sup>۴</sup> Land forms

<sup>۵</sup> Coseismic feature

<sup>۶</sup> Nonseismic feature





تکتونیکی<sup>۱</sup> و غیرلرزه ای<sup>۲</sup> صفات بهتری نسبت به واژه aseismic (به معنی لرزه خیزی غیر قابل کشف) می باشند، خصوصاً برای مواردی که سیمای ایجاد شده به لغزش گسل و یا لرز شهای قوی زمین لرزه ای مربوط نیست.

زمین لرزه های دیرینه براساس تعریف زمین لرزه هایی هستند که به ماقبل تاریخ مربوط می باشند، اما آیا ماقبل تاریخ به چه معنی است؟ آیا ماقبل تاریخ زمان پیش از سخن گفتن است؟ یا پیش از اسناد و مدارک نوشته و مکتوب و یا پیش از اسناد مکتوب همراه با ذکر مشاهدات کمی زمین لرزه ها؟ تعریف اخیر پیش از همه به آنچه دیرینه لرزه شناس ها عموماً به عنوان ماقبل تاریخ در نظر می گیرند، نزدیک است. این تعریف وسیع از ماقبل تاریخ تا حدی مشکلات ناشی از عدم دقت در تعیین زمان و یا عدم یکنواختی گذار از تاریخ گفتاری به نوشتاری را از میان برده است. برای مثال این زمان از حدود ۳۰۰۰ سال پیش از میلاد مسیح برای چین و بخشهایی از خاورمیانه، تا ۱۷۰۰ سال بعد از میلاد برای نیوزیلند و شمالغربی آمریکای شمالی متغیر است. باستانشناسی به نوبه<sup>۳</sup> خود به مقدار زیادی در درک تاریخ زمین لرزه های بزرگ تاریخی در بعضی از مناطق جهان سهمیم بوده است. بیشتر آنچه ما از تاریخ لرزه خیزی در خاورمیانه و نواحی مدیترانه در پیش از دوران مسیح می دانیم از بررسیهای باستانشناسی - لرزه خیزی<sup>۴</sup> حاصل آمده است.

بازه زمانی که مطالعات دیرینه لرزه شناسی را شامل می شود (براساس تعاریف قدیمی) عموماً اواسط (۶۰۰۰-۴۰۰۰ سال پیش) تا اوایل (۱۰۰۰۰-۷۰۰۰ سال پیش) هولوسن را در بر می گیرد. با این وجود ثبت زمین لرزه های مستقل می تواند در بعضی از نواحی با دوره بازگشت طولانی به گذشته های دور یعنی کواترنر پسین<sup>۴</sup> باز گردد.

روشهای دیرینه لرزه شناسی علاوه بر مطالعه زمین لرزه های دیرینه (ماقبل تاریخ)، به منظور درک بهتر و بیشتر زمین لرزه های بزرگ تاریخی نیز مورد استفاده قرار می گیرد. این شاخه از دیرینه لرزه شناسی، دیرینه لرزه شناسی تاریخی نامگذاری شده است. مطالعه زمین لرزه های تاریخی عموماً محدود به اندازه گیری مقدار جابجائی زمین در امتداد گسلهای مسبب و همچنین توصیف سیمای مرفولوژیکی ایجاد شده بر اثر لرزش (نظیر زمین لغزش و جوشش ماسه) است. بنابراین دامنه مطالعه زمین لرزه های تاریخی از حدود چند دهه پیش تا چندین قرن گذشته، گسترش دارد. در ترانسه ها و انواع دیگر بیرونزدگیها بیشتر بررسیها در راستای یافتن شواهد مربوط به زمین لرزه های قدیمی تر، یعنی ماقبل تاریخ بوده و نهایتاً میتوان سیمای آن را با سیمای مربوط به زمین لرزه های تاریخی مقایسه نمود.

<sup>۱</sup> Nontectonic

<sup>۲</sup> Nonseismic

<sup>۳</sup> Archaeoseismic investigation

<sup>۴</sup> Late Quaternary



هدف اصلی از انجام بررسیهای دیرینه لرزه خیزی فراهم آوردن داده های لازم جهت ارزیابی خطر زمین لرزه<sup>۱</sup> است. عنصر کلیدی در ارزیابی خطر زمین لرزه تعیین سرشت منشأ زمین لرزه<sup>۲</sup> می باشد که در واقع همان تعیین بزرگی و نرخ بازگشت برای زمین لرزه های بزرگ و مخربی است که در نتیجه<sup>۳</sup> فعالیت گسلهای نزدیک محل ساختگاه ایجاد می شوند. هدف از ارزیابی خطر زمین لرزه تعیین بزرگترین زمین لرزه ای می باشد که ممکن است در هر پهنه لرزه ای شناخته شده روی دهد. اگر یک بازه زمانی<sup>۴</sup> یا زمان نمایش<sup>۵</sup> برای رویداد چنین زمین لرزه ای مشخص شده باشد، این زمین لرزه، زمین لرزه بیشینه<sup>۵</sup> خوانده می شود. اگر بازه زمانی مشخص نشده باشد، در این صورت زمین لرزه مزبور بیشینه زمین لرزه محتمل<sup>۶</sup> یا MCE خوانده می شود که عبارت از بزرگترین زمین لرزه ای است که به نظر می رسد بتواند در یک منطقه یا در طول یک گسل روی دهد.

در بسیاری از نقاط دنیا در قرن اخیر زمین لرزه های بزرگ بر روی گسلهای فعال (کواترنر پسین) یا اصلاً روی نداده و یا تعداد آنها بسیار اندک است (در میان این تعداد اندک، رویداد یک زمینلرزه MCE حتی به مراتب کمتر است). به این دلیل وظیفه<sup>۶</sup> شناسائی گسلهای فعال، تعیین سرشت آنها برای ارزیابی خطر زمین لرزه و تعیین بزرگی MCE تا حد زیادی به عهده زمین شناسانی است که از داده های زمین شناسی استفاده می کنند، تا زلزله شناسانی که داده های تاریخی و دستگاهی را مورد استفاده قرار می دهند.

به منظور شرکت در گسترش تحقیقات نئوتکتونیک، داده های دیرینه لرزه خیزی بایستی با داده های دیگری نظیر لرزه خیزی تاریخی، نرخ ممان لرزه ای، نرخ استرین ژئودتیک و میدان تنش تلفیق شده تا یک ترکیب لرزه زمینساختی به وجود آورد. در هریک از محیط های تکتونیک (کششی، فشاری، امتدادلغز) سهم داده های دیرینه لرزه خیزی در ارزیابی خطر زمین لرزه و در تحقیقات نئوتکتونیک از نظر اهمیت متغیر است. برای گسلهای با تاریخ لرزه خیزی فراوان که با گسیختگی سطحی بزرگ (نزدیک و یا معادل با زمین لرزه های بیشینه) همراه بوده و نرخ استرین در امتداد آنها با دقت تعیین شده (برای مثال پهنه گسلی سن اندریاس) داده های دیرینه لرزه خیزی ضمن توسعه تاریخ زمین لرزه ها، ثبت تاریخی زمین لرزه ها را کامل می کند. در مقابل، برای گسلهایی که در طول تاریخ آرام بوده اند (مانند پهنه گسلی واساچ در ایالت یوتا)، دیرینه لرزه شناسی بیشتر اطلاعات مربوط به موقعیت، بزرگی و دوره بازگشت زمین لرزه های بزرگ را فراهم می آورد که این اطلاعات جهت تعیین سرشت منشأ زمین لرزه از اهمیت زیادی برخوردار هستند.

<sup>۱</sup> Seismic Hazard Assessment

<sup>۲</sup> Seismic Source Characterization

<sup>۳</sup> Time interval

<sup>۴</sup> Exposure time

<sup>۵</sup> Maximum Earthquake

<sup>۶</sup> Maximum Credible Earthquake





## ۲-۱-۱- رابطه دیرینه لرزه شناسی با سایر مطالعات نئوتکتونیک

دیرینه لرزه شناسی یک شاخه<sup>۱</sup> تحقیقاتی وابسته به رشته های مختلف علمی است. این رشته مفاهیم زیادی را از زلزله شناسی، زمین شناسی ساختمانی و تکتونیک به عاریت گرفته است. با این وجود، روشها و تکنیکهای دیرینه لرزه شناسی اساساً از زمین شناسی کواترنر و شاخه های مربوط به آن مانند: ژئومرفولوژی، مکانیک خاک، رسوبشناسی، باستانشناسی، آب و هوای دیرینه، فتوگرامتری، تعیین سن مواد رادیوایزوتوپ و خاک شناسی اقتباس گردیده است. بیشتر مطالعات صحرایی دیرینه لرزه شناختی به آموزش وسیع و تجربه زیاد در زمینه زمین شناسی کواترنر که خود رشته ای وابسته به رشته های مختلف علمی است، نیاز دارد. بنابراین جای تعجب نیست که پیشرفتهای قابل توجه در رشته دیرینه لرزه شناسی بیشتر توسط ژئومرفولوژیستها و دیگر متخصصین زمین شناسی کواترنر که در مرز بین تکتونیک و زلزله شناسی مشغول به کار هستند، صورت گرفته است. دیرینه لرزه شناسی در واقع یک نمونه موفق از زمین شناسی کواترنر کاربردی است.

دیرینه لرزه شناسی خود زیر شاخه ای از شاخه های علمی بسیار وسیع تر که نئوتکتونیک و تکتونیک فعال خوانده می شوند، به حساب می آید. نئوتکتونیک، یا مطالعه حرکات پوسته در طی سنوزوئیک پسین، طیف وسیعی از شاخه های علمی نظیر اندازه گیری حرکات سالهای اخیر پوسته با کمک تکنیکهای ماهواره ای و اندازه گیری های لیزری و مطالعه تعادل ایزوستازی ناشی از ذوب یخچالهای قطبی تا شناسایی سرعت فرسایش کوهها در طی چندین میلیون سال اخیر (با کمک روش تعیین سن فیشن - ترک<sup>۱</sup>) را در بر می گیرد.

تکتونیک فعال نیز بسیاری از رشته های فوق الذکر که حرکات پوسته را مورد توجه قرار می دهند را شامل شده ولی از نظر زمانی محدود به مطالعه آن دسته از حرکات تکتونیک است که انتظاری رود در طول عمر مفید جامعه بوقوع بپیوندد. توجه بسیاری از مطالعات و بررسیهای نئوتکتونیک معطوف به تکامل ساختاری طویل المدت نواحی وسیع و حتی قاره ها است، در حالی که حتی وسیع ترین مطالعات دیرینه لرزه شناختی تنها بخشی از یک صفحه<sup>۲</sup> و یا مرز صفحه<sup>۳</sup> را شامل می شود. بدین ترتیب زمین شناسی لرزه، به صورتی فراگیر تمام جنبه های زمین لرزه ای نئوتکتونیک را در بر گرفته و آشکار می سازد. مطالعات نئوتکتونیک و تکتونیک فعال مشترکاً به اندازه گیری نرخ الگوی مکانی تغییر شکل بر روی گسلها و چین هایی پرداخته که از رویداد زمین لرزه های ماقبل تاریخ حاصل گردیده اند. با این حال، نسبت تغییر شکلهای حاصل از زمین لرزه به تغییر شکلهای غیر لرزه ای در بسیاری از موارد ناشناخته مانده است.

<sup>۱</sup> Fission-track

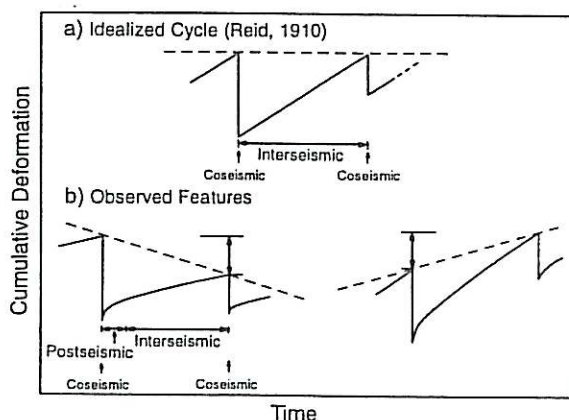
<sup>۲</sup> Plate

<sup>۳</sup> Plate boundary



بنابراین از آنجا که تمرکز اصلی مطالعات دیرینه لرزه شناختی بر روی حرکات هم لرزه ای<sup>۱</sup> قرار دارد، این مطالعات تنها جنبه<sup>۲</sup> خاصی از مطالعات تئوتکتونیک را شامل می شود.

یکی دیگر از زیر رشته های تئوتکتونیک که با دیرینه لرزه شناسی هم راستا می باشد، ژئومرفولوژی تکتونیک<sup>۳</sup> است. عوارض سطحی تکتونیک<sup>۳</sup> که از حرکات تکتونیک ناشی می شوند از مدتها پیش مورد توجه ژئومرفولوژیست ها بوده و تا دهه ۱۹۸۰، ژئومرفولوژی تکتونیک (ویا به قول زمین شناسان اروپائی، مرفوتکتونیک) موضوع اصلی بسیاری از کتابها و کنفرانسها را تشکیل می داده است. با این وجود، تمرکز سنتی ژئومرفولوژی بر روی عوارض سطحی زمین به جای تمرکز بر روی تاریخ زمین موجب گردید تا ژئومرفولوژی داده های لازم جهت مطالعات دیرینه لرزه شناسی (که هدف آن مواردی نظیر رشد چین بهمراه وقوع زمین لرزه، میزان جابه جایی در امتداد گسل و یا دوره بازگشت زمین لرزه است) را با خود بهمراه نداشته باشد. هوازنگی و فرسایش از حفظ بسیاری از عوارض سطحی که در طی دوره زمانی طولانی بر اثر رویداد زمین لرزه ماقبل تاریخ و گسلش سطحی ایجاد شده اند، ممانعت بعمل می آورد. با این حال، مطالعات ژئومرفولوژیک بر روی بعضی از عوارض مرفولوژیکی کوچک مقیاس، داده هایی در اختیار دیرینه لرزه شناسی می گذارد که از راههای دیگر قابل حصول نیست. ارزش عمده مطالعات مرفوتکتونیک بزرگ مقیاس در ایجاد یک چهارچوب خاص تکتونیک است که برای مطالعات دیرینه لرزه شناسی در مقیاس محلی فراهم می آورد.



شکل ۱-۱- اشکال ساده شده چرخه تغییر شکل زمینلرزه. تغییر شکل تجمعی (برای مثال، استرین، کج شدگی، جابجائی) به صورت تابعی از زمان ترسیم شده است. پله های جابجائی منطبق بر رویداد زمینلرزه های بزرگ است. خط چین، سطحی را نشان می دهد که شکست روی می دهد. این سطح با تغییر شکل غیر الاستیک درازمدت، در تغییر است.

<sup>۱</sup> Coseismic  
<sup>۲</sup> Tectonic geomorphology  
<sup>۳</sup> Tectonic Landforms





مدلهای تئوریک که رفتار لرزه زای گسلها را توصیف می کنند و خود حاصل مطالعات گوناگون و وسیعی در زمینه<sup>۱</sup> زلزله شناسی، ژئودزی، مکانیک سنگ و زمین شناسی ساختمانی می باشد، نگرش جدیدی را به منظور تفسیر تاریخ دیرینه لرزه شناسی جهت تحلیل برآورد خطر زمین لرزه فراهم آورده است. قطعه بندی گسل<sup>۱</sup> و چرخه تغییر شکل زمین لرزه<sup>۲</sup> از مهمترین مدلهای مزبور به حساب می آیند (شکل ۱-۱). در مدل قطعه بندی، زمین لرزه های بزرگ (عموماً با بزرگی نمونه<sup>۳</sup>) مکرراً باعث گسیختگی یک قطعه یکسان از گسل می شوند و به ندرت قطعه مجاور را در بر می گیرند.

اندازه گیری های ژئودتیک ونوسانات جذر ومد (که طی چند دهه قبل و بعد از بعضی از زمین لرزه های بزرگ صورت گرفته) داده های دقیقی فراهم آورده که به توسعه مدلهای مربوط به چرخه تغییر شکل زمین لرزه انجامیده است. یک چرخه با تجمع استرین بین لرزه ای<sup>۴</sup> آغاز می شود. تغییرات تدریجی در بخش بین لرزه ای چرخه شامل حرکات کوتاه مدت<sup>۵</sup> قبل و بعد از زمین لرزه می باشد که عموماً در خلاف جهت تغییر شکل هم لرزه ای<sup>۶</sup> همان محل است. استرین تجمع یافته بر روی بخش قفل شده از گسل در طی بخش هم لرزه ای از چرخه آزاد می شود. در نزدیکی گسل تغییر شکل بزرگ می باشد ولی با گذشت زمان سریعاً کاهش می یابد. تغییر شکل به دور از گسل از دامنه کمتری برخوردار است ولی متقابلاً خیلی آهسته تر کاهش می یابد. در طی سراسر چرخه تغییر شکل زمین لرزه ای، لغزش پیوسته و یکنواخت بر روی گسل (پائین شیب<sup>۷</sup> بخش قفل شده) می تواند باعث ایجاد تغییر شکل بلند مدت بین لرزه ای شود. بیشتر بررسیهای دیرینه لرزه شناختی تقریباً منحصرأ بر روی بخش آزاد شدن استرین (هم لرزه ای) از چرخه تغییر شکل متمرکز گردیده است. این موضوع از اینجا ناشی می شود که تغییر شکل در طول زمین لرزه های بزرگ باعث ایجاد عوارض سطحی و یا رسوباتی می شود که به وضوح متمایز تر از تغییر شکل آهسته (که در طی بخش بین لرزه ای از چرخه تغییر شکل ایجاد شده اند و معمولاً از نظر مخفی می مانند) است. تعیین نرخ تغییر شکل در طی بخش بین لرزه ای از چرخه های تغییر شکل نیازمند شناسایی و تعیین سن انواع گوناگون نشانگرهای مبنای قدیمی است. نشانگرهای مبنای قدیمی، همان رسوبات و یا عوارض سطحی هستند که شکل و ارتفاع اولیه آنها با دقت کافی (مورد نیاز جهت شناسایی مقادیر کوچک تغییر شکل) شناسایی شده است.

<sup>۱</sup> Fault segmentation

<sup>۲</sup> Earthquake deformation cycle

<sup>۳</sup> Earthquake characteristic

<sup>۴</sup> Interseismic

<sup>۵</sup> Short-term

<sup>۶</sup> Cosismic

<sup>۷</sup> Down dip



### ۳-۱-۱- توسعه های اولیه دیرینه لرزه شناسی

دیرینه لرزه شناسی در ابتدا در کشورهای رشد و سریعاً توسعه یافت که نرخ فرایندهای تکتونیکی زیاد و همچنین انجام بررسیهای تکتونیکی از حمایت مالی مراکز علمی برخوردار بود. توضیح مختصر ما از توسعه های اولیه در زمینه دیرینه لرزه شناسی بر روی پیشرفتهای مهم در ایالات متحده، ژاپن، روسیه و نیوزلند متمرکز شده است. ایده\* اینکه توپوگرافی شدید در بعضی نواحی به تدریج در طی زمین لرزه های مکرر ایجاد شده، تاریخی طولانی دارد. انگیزه های اصلی جهت درک تاریخ فعالیت اخیر گسلها در اواخر ۱۸۰۰ و اوایل ۱۹۰۰ همراه با ثبت اسناد تاریخی دقیق از شکستگی همراه با زمین لرزه ها در طول زونهای گسلی فعال نشأت گرفت. برای مثال Mckay(1896) نشان داد که سیمای افرازشای گسلی ایجاد شده بر اثر زمین لرزه های ۱۸۴۸ و ۱۸۵۵ در نیوزیلند مشابه با پهنه های گسلی بزرگتر بوده که از منشاء مشابهی برخوردارند. به همین ترتیب گسیختگی های ایجاد شده توسط زمین لرزه ۱۸۹۱ نوبی در مرکز ژاپن، Koto(۱۸۹۳) را به نتیجه مشابه رهنمون کرد. زمین لرزه های دیگر مربوط به این دوره که تحقیقات اولیه دیرینه لرزه شناسی را بیشتر ترغیب نمود عبارتند از: زمینلرزه ۱۹۰۶ سان فرانسیسکو در ایالات متحده (Lawson, 1908) ، زمین لرزه ۱۸۹۷ آسام، هند(Oldham, 1899) و زمین لرزه ۱۹۲۳ کانتو در مرکز ژاپن (Kaizuka, 1976).

Gilbert,(1890) تعدادی از مفاهیم دیرینه لرزه شناسی مدرن را به منظور تعبیر افرازشای گسلی عادی در طول گسل واساچ در یوتا به کاربرد (Wallace, 1980b; Machette and Scoff, 1988). ارتفاعات متنوع افرازشای گسلی بر روی سطوح آبرفتی متفاوت، گیلبرت را بر آن داشت که این آثار و شواهد را به زمین لرزه های مکرر که با گسلش سطحی همراه بودند، نسبت دهد. با اندازه گیری ارتفاع افرازشای گسلی او همچنین میزان جابه جایی در طی هر رویداد زمین لرزه ای را تخمین زد و چنین نتیجه گیری نمود که تعداد زمین لرزه ها در طی کواترنر پسین کمتر از هولوسن بوده است. گیلبرت(۱۸۸۴) طی نامه ای به ساکنین شهر دریاچه نمک در یوتا اجتناب ناپذیر بودن وقوع زمین لرزه های بزرگ آینده را گوشزد نمود که در نوع خود، یکی از اولین پیش گویی های زمین لرزه ها براساس لرزه خیزی دیرینه(ماقبل تاریخ) می باشد.

در بسیاری از مطالعات اولیه تلاش اندکی جهت برقراری ارتباط بین آثار این زمین لرزه ها (که به دقت توسط این زمین شناسان توصیف شد) و تعداد و یا بزرگی زمین لرزه های دیرینه صورت گرفت (Wallace, 1980b). از سوی دیگر در اوایل ۱۹۰۰، زلزله شناسی هنوز یک علم در حال توسعه بود و نمی توانست حمایت تئوری زیادی جهت مطالعات توصیفی گسلها فراهم نماید. در طی دوره بین دو جنگ جهانی و کمی بعد از آن بیشتر مطالعات دیرینه لرزه شناسی عمدتاً به صورت توصیفی باقی ماند و بر روی عوارض سطحی بزرگ، مانند افرازشای گسلی و تراسهای دریایی و آبرفتی فرایش یافته متمرکز بود. گسلش سطحی در طی زمین لرزه ۱۹۲۹ مرچیسون(Henderson, 1937) زمین شناسان نیوزیلند را بر آن داشت که





جستجوی منسجمی را جهت کشف شواهد گسلش ما قبل تاریخ شروع نمایند که نتیجه آن انتشار چندین مقاله ای بود که شواهد ژئومرفیک زمین لرزه های دیرینه را در نیوزیلند به ثبت رساند (Wellman, 1952, 1953; Bowen, 1954; Lensen, 1958). به همین ترتیب Kuno (1936) متوجه شد که یک کیلومتر جابه جایی در رسوبات کواترنر در امتداد گسل تانا در ژاپن از سیمایی مشابه با ۲ تا ۳ متر جابجایی ایجاد شده در طی زمین لرزه ۱۹۳۰ ایدو برخوردار است. ارتفاع و توزیع تراسهای دریایی در ژاپن جهت استنباط مراحل متعدد چین خوردگی فعال در طی این دوره مورد استفاده قرار گرفت (Otuka, 1932) و حرکات پوسته ای بین لرزه ای از حرکات لرزه ای تفکیک شدند (Yamazaki and Tada, 1928). مطالعات دریایی مربوط به خطوط ساحلی فرایش یافته و تراسهای دریایی کج شده که به دنبال زمین لرزه ۱۹۲۳ کانتو آغاز گردید (Kaizuka, 1993) به سرعت بعد از زمین لرزه های ۱۹۴۶ در طول گودال Nankai افزایش یافت. در روسیه ، Florensov and Solouenko (1963) پس از مشاهدات مربوط به شکستگی ناشی از زمین لرزه ۱۹۵۷ گویی - آلتای و همچنین نقشه های مربوط به افزایهای گسلی کواترنر پسین در روسیه و مغولستان، نشان دادند که عوارض سطحی در طول پهنه گسلی، تعدادی از زمین لرزه های دیرینه را در خود ثبت نموده اند. در بررسی مشابهی در نوادا و ایالات متحده، Selemmons (1957) افزایهای گسلی عادی را در طول گسیختگی مربوط به زمین لرزه های Dixie Valluy-Fairview Peak ۱۹۵۴ برداشت کرد. ریشتر در سال ۱۹۵۸ به طور اجمالی بیشتر این کارهای اولیه را در کتاب خود تحت عنوان لرزه شناسی مقدماتی ارائه نمود.

دیرینه لرزه شناسی به عنوان یک رشته متمایز و مستقل در اواخر ۱۹۶۰ و اوایل ۱۹۷۰ ظهور پیدا کرد. Floresnov (1960); Solonenkoo (1962, 70, 73) با تاکید بر روی اثر گسلش سطحی دیرینه یا "جابجایی زمین لرزه دیرینه" و شکستگیهای لرزه - ثقلی در میان اولین کسانی بودند که روشهای دیرینه لرزه شناسی را پیشنهاد نمودند. واژه دیرینه لرزه خیزی برای اولین بار در عنوان یک مقاله انگلیسی زبان (که به خطوط ریز روی صفحه گسل اشاره داشت) ظاهر گشت (Engelder, 1974) و کمی بعد این واژه در انتشارات ژاپنی ها نیز به کار گرفته شد (Huzita . and ota, 1977). این در واقع آغاز دوره دیرینه لرزه شناسی " مدرن" بود، به طوری که داده های چیننه شناسی و ژئومرفولوژیک جهت تعبیر و تفسیر ویژگیهای زمین لرزه های دیرینه مورد استفاده قرار گرفت. برای مثال نرخ لغزش از روی جابجایی تجمعی عوارض سطحی (با سن تقریباً مشخص)، در مجموعه هایی مانند جابجایی تراسهای رودخانه ای در طول گسلهای امتداد لغز تا فرایش تراسهای دریایی که در طی زمین لرزه های مربوط به مناطق فرورانش ایجاد شدند محاسبه گردید. بعدها جابجایی و طول گسیختگی ایجاد شده در طی زمین لرزه های تاریخی به منظور استنباط بزرگی زمین لرزه های دیرینه از طریق اندازه گیری طول و ارتفاع افزایهای گسلی مورد استفاده قرار گرفت. بررسی پهنه های فرورانش در طی این دوره در ژاپن و مستند نمودن اثرات زمین لرزه های بزرگ ۱۹۶۰ و ۱۹۶۴





در آلاسکا و شیلی، منجر به پیشرفتهایی در درک چرخه تغییر شکل زمین لرزه ای در مرزهای فرورانش گردید.

در بخش قاره ای ایالات متحده در دهه ۱۹۶۰، کارهای اولیه بر روی گسل سن آندریاس توسط Wallace(1960) و دیگران و زمین لرزه ۱۹۷۱ سن فرناندو در جنوب کالیفرنیا ( $M=6/6$ ) و کشف گسلهای جوان ضمن حفاریهای مربوط به ساخت نیروگاههای هسته ای و دیگر ساختمانهای بزرگ در کالیفرنیا، بررسیها را در راستای مطالعه تظاهرات چینه شناسی گسلش کواترنر ترغیب نمود. دیرینه لرزه شناسی مدرن در ایالات متحده شدیداً به وسیله کارهای دقیق ژئومرفیک و چینه شناسی توسط Sieh(1978) در امتداد گسل سن آندریاس در کالیفرنیا توسعه یافت.

اگر چه Sieh(1978) اولین کسی نبود که از ترانشه برای مشاهده رخنمون گسلها استفاده نمود، ولی او اولین کسی بود که نشان داد تاریخ نگاری زمین لرزه، (مشابه با آنهایی که براساس ثبتهای تاریخی نگاشته شده) را می توان از طریق نقشه برداری و تعیین سن رسوبات دیواره ترانشه بازسازی نمود. Bonilla(1991) Meehan(1984) پیشرفت های اولیه دیرینه لرزه شناسی در ایالات متحده (به ویژه تلاشهای وسیعی که جهت به دست آوردن بزرگی و جابجائی و دوره بازگشت از روی بیرونزدگی پهنه های گسلی انجام گردید) را بخوبی توصیف کرده اند.

در دهه اخیر داده های جمع آوری شده از مطالعات دیرینه لرزه شناسی برای توسعه مفاهیم جدید و مهم مربوط به فرایندهای ایجاد زمین لرزه مورد استفاده قرار گرفت. برای مثال، اکنون می دانیم که گسلهای فعال، استرین خود را در قالب زمین لرزه های بزرگ و با یک بزرگی معین آزاد می کنند. اندازه این زمین لرزه ها مطمئناً توسط ابعاد و هندسه صفحه گسل، ویژگیهای پوسته و نرخ تغییر شکل (استرین) کنترل می شوند. این مفهوم با یک مفهوم مکمل یعنی قطعه بندی گسل همراه گردید که بیانگر آن است که زمین لرزه های بزرگ مکرراً بدون عبور از موانع ساختمانی که قطعات مجاور را از یکدیگر تفکیک می کند) مکرراً یک بخش معین از گسل را می گسلد. هر دوی این مفاهیم بر اساس مطالعات دیرینه لرزه شناسی در طول گسلهای امتدادلغز و عادی غرب ایالات متحده استوار شده اند. شاخه دیگر مطالعاتی که در آن داده های دیرینه لرزه شناسی مفاهیم جدیدی را بوجود آورد، دوره بازگشت زمین لرزه بود.

Shimazaki and Nakata,(1980) با در نظر گرفتن سنهای مربوط به زمین لرزه های تاریخی و ماقبل تاریخ مناطق فرورانش در ژاپن مدل بازگشتی پیش بینی زمانی را پیشنهاد کردند. بر طبق این مدل جابجائی در زمین لرزه های بزرگ می تواند براساس زمان بین زمین لرزه ها با فرض نرخ ثابت لغزش دراز مدت پیش بینی شود.

رشته دیرینه لرزه شناسی پس از توسعه درکشورهایی که به لحاظ تکتونیکی فعال بوده و همچنین از سابقه تحقیقاتی خوبی برخوردارند به نواحی با نرخ تغییر شکل پائین تر و همچنین کشورهای که به سرعت از

نظر ساختمانهای فوق صنعتی - علمی در حال رشد می باشند نیز گسترش یافته است. کشورهایی که در آن علاقه به بررسیهای دیرینه لرزه خیزی حتی تا ۱۰ تا ۱۵ سال پیش کم بود، امروزه برنامه های فعالی در آنها در حال اجراست، از آن میان می توان از آرژانتین، بریتانیا، کانادا، چین، کاستاریکا، اکوادور، یونان، اندونزی، اسرائیل، ایتالیا، مکزیک، نروژ، فیلیپین، سوئد، ترکیه، تایوان و ونزوئلا نام برد. در بعضی نواحی، از جمله نواحی درون قاره ای و جاهائی که گسلهای لرزه زا موفق به ایجاد شکستگی در سطح زمین نمی شوند (گسلهای پنهان) این گسترش جغرافیایی یک تغییر روش (در تایید بیشتر بر روی تغییر شکلهای ثانویه نظیر روانگرایی دیرینه و زمین لغزشهای مرتبط با زمین لرزه) را ضروری ساخته است. همچنین امروزه گسلهای دور از ساحل از سرچشمه های خطر ساحلی به حساب می آیند. تکنیکهای ژئوفیزیک دریایی به طور فزاینده ای جهت نقشه برداری تغییر شکلهای ایجاد شده توسط زمین لرزه های دیرینه زیر دریایی مورد استفاده قرار می گیرد.

#### ۴-۱-۱- دوره بازگشت زمین لرزه های دیرینه و تعیین سن آنها

##### ۴-۱-۱-۱- روشهای تعیین سن کواترنر پسین

روشهای تعیین سن قابل استفاده برای کواترنر پسین (۱۳۰۰۰۰ سال گذشته) از جنبه های بسیار مهم مطالعات نئوتکتونیک به شمار می آید. در واقع بدون تعیین سن نمی توان نرخ فرایندهای تکتونیک را تعیین نمود. نقش مرکزی تعیین سن در دیرینه لرزه شناسی، بویژه کاربرد آن در ارزیابی خطر زمین لرزه، به توسعه روشهایی (بویژه جهت تعیین سن تغییرشکلهای جوان زمین) نظیر تعیین سن نوری، تعیین سن رادیوکربن (قراردادی)، AMS، تعیین سن بیرونزدگیهای سطحی و تعیین سن خطوط درختان انجامید. در ۱۵ سال گذشته نه تنها روش های جدیدی توسعه یافته بلکه روشهای شناخته شده قبلی دقیقتر شده و قابل استفاده برای انواع نمونه های جدید می باشند. مرور اجمالی بر روشهای تعیین سن قابل استفاده در مطالعات نئوتکتونیک توسط Pierce(1986) و همچنین توسط مجموعه عمومی تری از مقالات که به بحثهای جزئی روشهای کواترنر می پردازد، ارائه گردیده است. مرور انجام شده توسط pierce(1986) بویژه از ارزش بالایی برای دیرینه لرزه شناسان برخوردار است زیرا او قابلیت کاربرد ۲۶ روش سن گذاری در مطالعات تکتونیک فعال را نرخ گذاری می کند و یک ارزیابی نسبی از دقت هر روش در محدوده سنی به دست می دهد.

مقالات جدید در مورد روشهای تعیین سن که به طور بالقوه در دیرینه لرزه شناسی کاربرد دارند تقریباً همه روزه در حال چاپ است. با این وجود، به تمام دیرینه لرزه شناسان اکیداً پیشنهاد می شود که در جریان پیشرفتهای اخیر در زمینه روش تعیین سن رادیوکربن به عنوان وسیع ترین روش قابل کاربرد در دیرینه لرزه شناسی قرار گیرند. تنها معدودی از روشهای دیگر از دقت روش کربن ۱۴ (در محدوده زمانی



مورد علاقه دیرینه لرزه شناسان، یعنی هولوسن) برخوردارند. دهه\* گذشته شاهد کارهای تحقیقاتی زیادی بوده که وقف شناخت فاکتورهایی شده که دقت و صحت سنهای رادیوکربن را تحت تاثیر قرار می دهد. فاکتورهایی که سنهای کربن ۱۴ را تحت تاثیر قرار می دهند عبارتند از: فاکتور زمینه\* نمونه(زادگاه)، فاکتور آلودگی نمونه، فاکتور تجربی و آماری و فاکتور سیستماتیک. تعبیر و تفسیر سنهای کربن ۱۴ نیازمند آشنایی با اثرات تمام فاکتورهای فوق می باشد. خوشبختانه، محدودیتهای حاکم بر دقت سنهای رادیوکربن که توسط انواع نمونه های مختلف و همچنین انواع روشهای مختلف آماده سازی و تحلیلی اعمال می شود، به خوبی شناخته شده و مورد توجه قرار گرفته اند.

منحنی های کالیبراسیون که نوسانات تولید کربن ۱۴ در اتمسفر را نشان می دهد در ابعاد وسیعی جهت تصحیح سنها (تا تقریب سنهای سالیانه) مورد استفاده قرار گرفته اند. با این وجود روشهای رادیوکربن هرگز قادر نخواهد بود زمین لرزه هایی را که با اختلاف چند سال رویداده اند، تفکیک نمایند. پیشرفتهای اخیر در دقت روشهای رادیوکربن (هم روش قراردادی و هم AMS) راه حلهایی برای دوره بازگشت زمین لرزه ها فراهم آورده که حتی تا ۱۰ سال پیش عملی نبود. مرور اجمالی به این مسائل و بسیاری دیگر از پیشرفتهای اخیر در زمینه کربن ۱۴ را می توان در کارهای Kra(1986), Taylor(1987), Geyh and (1992), Taylor et al. (1992), pilcher(1991) and schleicher (1990) جستجو نمود.

نکته آخر در مورد تعیین سن این است که به دشواری می توان بر روی ارزش و اعتبار حاصل از: ۱- سنهای متعدد مربوط به نمونه های مستقل از یک رویداد با استفاده از یک روش ۲- سنهای حاصل از انواع مختلف تکنیکهای تعیین سن برای نمونه های مختلف مربوط به یک رویداد اعتماد کرد. در طول یک گسل، محلی را نمی توان یافت که با انجام یک آزمایش بر روی یک نمونه و با استفاده از یک روش تعیین سن، یک سن قطعی برای زمین لرزه دیرینه به دست آورد. در این صورت یا باید متوسط سنهای متعدد حاصل از یک نمونه\* خاص را جهت کاهش خطاها حساب کنیم، یا اینکه از بالا و قاعده\* افق مورد نظر نمونه گیری کنیم.

تمام انواع روشهای تعیین سن، به مقدار قابل ملاحظه ای خطای تحلیل و یا خطای زمینه نمونه ایجاد می کنند و برای بسیاری از نمونه ها انواع اخیر خطا عموماً درصد قابل ملاحظه ای از سن را شامل می شود. از طریق مقایسه سنهای مربوط به رویدادهای مشابه که توسط روشهای مختلف تعیین شده، ۱- می توان خطاهای موجود در روشهای مختلف را خیلی دقیقتر تخمین زد ۲- می توان روشهای دقت بالاتر را توسعه داد. روشهای تعیین سن متفاوت همچنین اجازه تعیین سن بازه های زمانی مختلف را می دهند.



## ۲-۴-۱-۱- الگوها در دوره بازگشت

بازگشت (زمانی) زمین لرزه های دیرینه یک ویژگی بسیار مهم در ارزیابی خطر ناشی از زمین لرزه های بزرگ است. در نواح تکتونیکی فعال دوره بازگشت زمانی زمین لرزه های متوسط و بزرگ ممکن است چنان کوتاه باشد که می تواند از بزرگترین زمین لرزه ها (که بسیار به ندرت اتفاق می افتند) خطرناکتر باشند. در مقابل، در مناطقی که نرخ لغزش گسلها پائین است، دوره بازگشت برای زمین لرزه های بزرگ (ریخت زا)<sup>۱</sup> ممکن است چنان طولانی باشد که خطر بزرگی برای ساختمانهایی که دارای عمر مفید کمتر از ۲۰۰ سال هستند به حساب نیایند.

این فرض که زمین لرزه های با بزرگی یکسان با دوره بازگشت منظم روی می دهند، از این نظر دارای اهمیت است که اجازه<sup>۲</sup> محاسبه<sup>۳</sup> دوره<sup>۳</sup> بازگشت متوسط نرخ تغییر شکلهای کوتاه تا دراز مدت را می دهد. ولی این فرض ممکن است در مورد تاریخ بلند مدت فعالیت بسیاری از گسلها عملی نباشد؛ ثبت تاریخی زمین لرزه های بزرگ تغییرات زیادی را در الگوهای زمانی و مکانی دوره بازگشت زمین لرزه ها نشان می دهد به طوری که در مناطق مرز صفحه آرام، چنین تغییراتی به نظر می رسد قاعده باشند تا استثناء. جای تعجب نیست که نتایج تعدادی از بررسیهای خیلی دقیق دیرینه لرزه شناسی، بر عکس نتایج حاصل از آمار زمین لرزه های تاریخی است. هرچه تعداد و دقت تعیین سن برای زمین لرزه های گذشته افزایش می یابد الگوهای بازگشتی پیچیده تر می گردند.

نرخ لغزش<sup>۱</sup> و دوره بازگشت<sup>۲</sup> دو توصیف کننده بنیادی از دیرینه لرزه خیزی بوده و هر دو از عناصر خیلی مهم در ارزیابی خطر زمین لرزه هستند. نرخ لغزش از روی جابجائی تجمعی رسوبات و یا عوارض سطحی تعیین سن شده محاسبه می شود. محاسبه نرخ لغزش نیازی به تشخیص و یا تعیین سن تک تک زمین لرزه های قدیمی ندارد، بنابراین سرفصل انتخاب شده بیشتر بخشی از نئوتکتونیک به حساب می آید تا دیرینه لرزه شناسی ولی از آنجا که در یکی از روشهای محاسبه دوره بازگشت، نرخ لغزش را به کار می گیریم بنابراین، تخمین نرخ لغزش از اهمیت زیادی در دیرینه لرزه خیزی برخوردار است.

دوره بازگشت (فاصله زمانی بین هر دو زمین لرزه دیرینه) اساساً از دو روش کاملاً متفاوت قابل محاسبه است. اولین روش که در مطالعات نئوتکتونیک مورد استفاده قرار گرفته، دوره بازگشت متوسط زمین لرزه های متعدد<sup>۳</sup> را محاسبه کرده و بنابراین متوسط زمان بین رویدادها را در نظرمی گیرد. در این روش، محاسبه دوره بازگشت زمین لرزه دیرینه با استفاده از تقسیم نرخ لغزش متوسط (طولانی مدت) بر مقادیر

<sup>۱</sup> Morphogenic

<sup>۲</sup> Slip rate

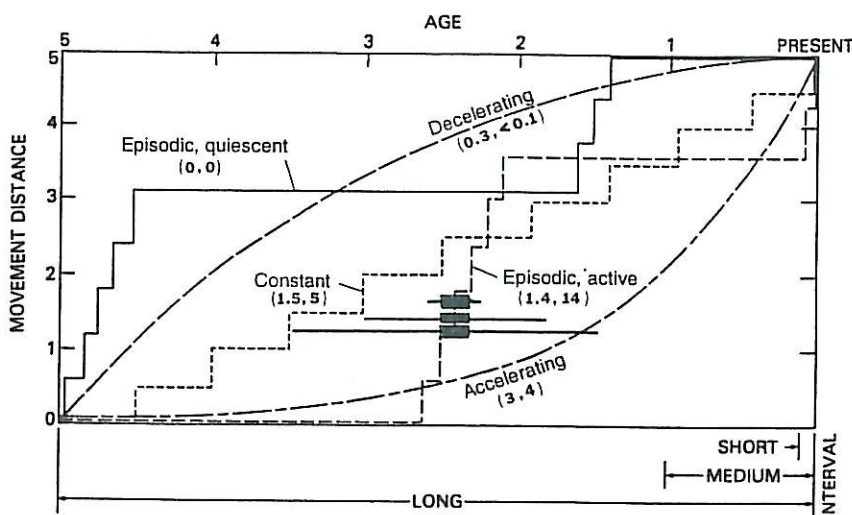
<sup>۳</sup> Multiple



فرضی لغزش در هر رویداد (به منظور محاسبه یک دوره بازگشت متوسط) انجام می گیرد. این روش، به عنوان "روش مستقیم" محاسبه دوره بازگشت نامگذاری گردیده است.

روشی که در حال حاضر ترجیحاً مورد استفاده قرار می گیرد با تعیین سن مستقیم هر زمین لرزه دیرینه همراه است. مدت زمان گذشته از رویداد آخرین زمین لرزه بر روی یک گسل، زمان سپری<sup>۱</sup> شده خوانده می شود. زمان سپری شده، یک دوره بازگشت نیست به دلیل اینکه زمان رویداد دو زمین لرزه را محدود نمی کند بلکه محدوده زمانی بین آخرین زمین لرزه و زمان کنونی است. زمان سپری شده حداقل مقدار برای آخرین دوره بازگشت است، حتی اگر زمین لرزه<sup>۲</sup> بعدی قرار است فردا روی دهد.

روابط بین نرخ لغزش گسل، الگوی بازگشت و فاصله زمانی بین دو رویداد (دوره بازگشت) به خوبی توسط Pierce, (1986) نشان داده شده است. بسته به طول و سن پنجره<sup>۳</sup> مشاهدات، پارامتر نرخ لغزش (و بنابراین میزان خطر و دوره بازگشت) می تواند تا ده برابر متغیر باشد. شکل ۱-۲، به وضوح اهمیت تلاش در تعیین سن زمین لرزه های مجزا را جهت ارزیابی خطر زمین لرزه نشان می دهد. بدون تعیین سن متعدد که



شکل ۱-۲- پنج نوع الگوی جابجایی گسل در حوزه زمان. نرخ لغزش (که به صورت واحدهای قراردادی مسافت- زمان نشان داده شده) برای هر پنج الگو در بازه زمانی طولانی (Long) یکسان است، در حالیکه در بازه های زمانی متوسط (Medium) و کوتاه (Short) نرخ لغزش متغیر است. ارقام داخل پرانتز که در زیر نام الگو نوشته شده اند به ترتیب نماینده نرخ لغزش متوسط و کوتاه برای الگوی مربوطه می باشد. در سه الگویی که به شکل نردبانی ترسیم شده اند (الگوهای دوره ای (episodic) و آرام (quiescent)، پله عمودی معرف جابجایی به هنگام زمینلرزه است. مربعهای توپر و خطای سنی همراه آن نشان می دهد که دشواری فزاینده در تشخیص الگوهای مختلف لغزش گسلی با افزایش خطای مربوط به سن جابجایی گسل مستقیماً مرتبط است.

<sup>۱</sup> Elapsed time





بخش وسیعی از تاریخ فعالیت اخیر گسل را در بر گرفته باشد، امید کمی برای پیش گویی دقیق فعالیت آینده گسل می توان ابراز داشت.

همچنین، دوره بازگشت ممکن است تاثیر مهمی بر روی انواع شواهدی داشته باشد که می توانند جهت استنباط زمین لرزه های دیرینه مورد استفاده قرار گیرد. در جایی که زمین لرزه های بزرگ به کرات روی می دهند، لرزه های مقطعی، فرایند غالب در ایجاد انواع شیب و یا شکستگیهای زمین به حساب می آید. در چنین نواحی شدیداً فعالی می توان چنین استنباط نمود که این آثار در نتیجه زمین لرزه ایجاد شده اند. برای مثال کارهای اخیر در نیوزیلند نشان می دهد که تطابق خوبی بین زمان زمین لرزه های بزرگ تاریخی ناشی از فعالیت گسل آلپاین و سن سقوط سنگها (که با اندازه گیری های قطر گلسنگ تعیین گردیده) وجود دارد. ولی در جایی که، زمین لرزه ها کوچکتر بوده و ندرتاً اتفاق می افتند (برعکس پهنه های گسلی فعال که از نرخ لغزش بالایی برخوردارند)، بیشتر فرایندهای غیر تکتونیکی عامل ایجاد تشکیل شیبها و شکستگیهای زمین هستند. به عنوان مثال، اگر زمین لرزه های بزرگ هر چند صد سال یک بار به دور از سواحل واشینگتن و ارگون روی داده باشد بیشتر خاکهای باتلاقیهای جزر و مدی<sup>۱</sup> و توربیدایت های فلات قاره ای که به طور ناگهانی دفن شده اند، احتمالاً بر اثر زمین لرزه ایجاد شده اند. با این وجود اگر دوره بازگشت این زمین لرزه ها حدود ۱۰۰۰ سال و یا بیشتر باشد، بیشتر این آثار می بایستی بر اثر فرایند های غیر لرزه ای ایجاد شده باشند.

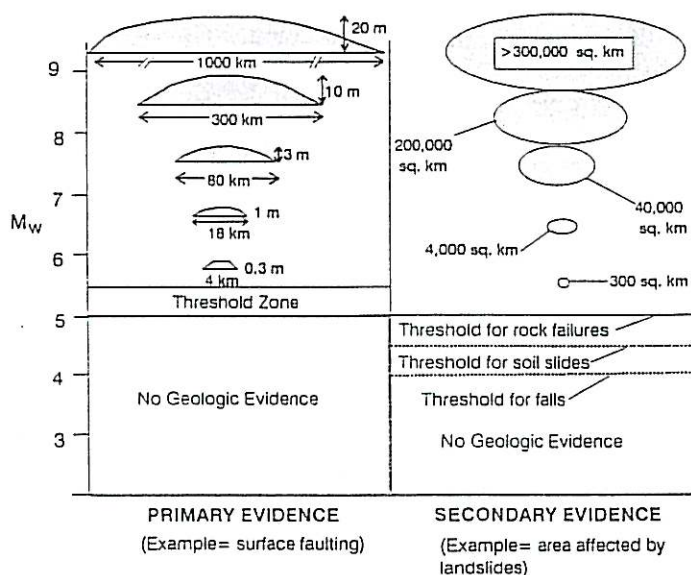
### ۳-۴-۱-۱- تخمین بزرگی زمین لرزه های دیرینه

تخمین بزرگی زمین لرزه های دیرینه فرضیات زیادی را با خود به دنبال دارد و خطاهای بزرگ اغلب از اندازه گیری پارامترهایی ناشی می شود که برای برآورد بزرگی به کار می روند. بهترین روش، استفاده از روشهای متعدد جهت تخمین بزرگی است. به دلیل آنکه تغییرشکل های اولیه مستقیماً با شکستگی گسلی در ارتباط هستند، بنابراین توزیع جغرافیایی آنها نیز به محدوده شکستگی و بنابراین به بزرگی زلزله مربوط می گردد. طول شکستگی سطحی (گسل) عمومی ترین پارامتری است که جهت تخمین بزرگی مورد استفاده قرار می گیرد (شکل ۳-۱). به منظور تخمین بزرگی زمین لرزه های دیرینه، "طول گسیختگی سطحی" مربوط به زمین لرزه های گذشته، با داده های تلفیق شده جهانی طول گسیختگی سطحی (مربوط به زمین لرزه های تاریخی) مقایسه شده اند. عامل متغیر در طی این فرایند عبارت از تخمین ناحیه ای از سطح گسل است که در طی زمین لرزه های دیرینه لغزیده و یا به عبارت دیگر تخمین ممان لرزه ای (اندازه انرژی کل آزاد شده در طی یک زمین لرزه) می باشد. در مورد بعضی از بزرگترین زمین لرزه های سواحل پهنه های فرورانش، طول و مساحت پهنه های فرونشست، یا فرایش یافته (همراه با زمین لرزه) می تواند جهت تخمین بزرگی زمین

<sup>۱</sup> Tidal-Marsh



لرزه مورد استفاده قرار گیرد. تغییر شکل‌های اولیه که منعکس کننده مقدار نسبی لغزش بر روی گسلها و یا بالا آمدگی یا چین خوردگی سطوح بالای گسل‌های پنهان<sup>۱</sup> می باشند نیز می توانند جهت تخمین بزرگی زمین لرزه مورد استفاده قرار گیرند. همانند طول گسل، این روشها متکی به مقایسه های تجربی با مقادیر مربوط به تغییر شکل مشاهده شده در طی زمین لرزه های تاریخی با بزرگی متفاوت است ( شکل ۳-۱). مثالهای موجود شامل استفاده از مقدار جابجائی جانبی آبراهه های جوان، ضخامت گوه های واریزه ای در بیرونزدگی گسلها و یا مقدار بالا آمدگی خطوط ساحلی قدیمی جهت تفکیک زمین لرزه های با بزرگی ۶ از زمین لرزه های با بزرگی ۷ تا ۸ می باشد.



شکل ۳-۱- دیاگرام شماتیک فوق نشان می دهد که افزایش در اندازه و گسترش دو نوع مختلف از شواهد مربوط به زمین لرزه های دیرینه ( یعنی گسلش سطحی و زمینلغزش) به افزایش همان لرزه ای (M<sub>w</sub>) بستگی دارد. این نتایج براساس اندازه گیری های انجام شده بر روی زمینلرزه های تاریخی بدست آمده است. سمت چپ دیاگرام، ابعاد گسلش سطحی (شاهد اولیه) را که بر اثر زمینلرزه های تاریخی با بزرگی های متفاوت ایجاد شده، نشان می دهد. مناطق سایه دار، به صورت شماتیک، ابعاد تغییر شکل‌های سطحی را نشان می دهد. مقادیر مربوط به طول ( که در زیر مناطق سایه دار ذکر گردیده) و حداکثر جابجائی ( که در سمت راست مناطق سایه دار درج گردید). از (Wells and Coppersmith ۱۹۹۴) اقتباس گردیده است. پهنه آستانه (Threshold Zone)، که حد پائین بزرگی برای ایجاد گسلش زمینلرزه ای را نشان می دهد از (Bonilla ۱۹۸۸) اقتباس گردیده است. سمت راست دیاگرام نواحی متاثر از زمینلغزش را که بدنبال زمینلرزه رویداده، مشخص می کند ( شاهد ثانویه). بزرگترین ناحیه (> ۳۰۰/۰۰۰ km<sup>۲</sup>) زمینلغزش مربوط به زمینلرزه ۱۹۶۴ آلاسکا را نشان می دهد.

<sup>۱</sup> Blind faults





تغییر شکلهای ثانویه نسبت به تغییر شکلهای اولیه عموماً کمتر جهت استنباط بزرگی زمین لرزه های دیرینه مورد استفاده قرار می گیرند ولی در بعضی موارد ممکن است تخمینهای دقیقتری نسبت به تغییرشکلهای اولیه از بزرگی ارائه دهند. از سوی دیگر تغییر شکلهای ثانویه تنها شاهد موجود برای زمینلرزه هایی هستند که گسل لرزه زا با گسیختگی سطحی همراه نمی باشد. نقشه برداری بهم ریختگی ناشی از تغییر شکلهای ثانویه، مانند آثار روانگرایی یا زمین لغزشهای مرتبط با زمینلرزه در یک پهنه<sup>۱</sup> وسیع، می تواند یک الگوی متغیر از شدت حرکت زمین را به نمایش گذارد. توزیع مکانی این آثار و همچنین تحلیلهای دینامیکی و استاتیکی بر مبنای محاسبات مهندسی از مصالح شکسته شده می تواند تخمینی از مقاومت لرزشی به دست دهند که مستقل از تطابق های تاریخی - تجربی هستند.

دقت در تخمین بزرگی زمین لرزه های دیرینه از روی تغییر شکلهای اولیه و ثانویه بر این فرض استوار است که تغییر شکلهای مشاهده شده محصول یک زمین لرزه<sup>۲</sup> دیرینه واحد هستند. در عین حال زمین لرزه های دیرینه<sup>۳</sup> متوسط که در فواصل کوتاه زمانی رویداده اند ممکن است آثار و شواهدی را ایجاد کنند که بعد از چندین صد یا هزار سال به صورت محصول یک زمین لرزه<sup>۴</sup> بزرگ به نظر برسند. زمین لرزه های Dixie Valley-Fairview Peak به ترتیب با بزرگی  $6/8$  و  $7/1$  که در سال ۱۹۵۴ اتفاق افتادند، دو پهنه گسلی به طول ۱۲۳ کیلومتر را در مدت ۴ دقیقه ایجاد نمودند. اگر تمام پهنه گسلی به یک زمین لرزه منفرد نسبت داده می شد، روابط تجربی، یک زمین لرزه با بزرگی معادل با  $7/8$  را مسبب می دانست. زمین لرزه های بزرگ مکرر ( $M > 7/7$ ) که در فواصل چند دقیقه یا چند روز از هم اتفاق می افتند همچنین می توانند باعث فرایش و یا فرونشست چندین ده کیلومتر از سواحل گردند. بنابراین حتی با پیشرفت های قابل توجه در افزایش دقت روشهای تعیین سن، روشهای دیرینه لرزه شناسی به ندرت قادر به تایید این واقعیت است که تغییر شکلهای اولیه و یا ثانویه<sup>۵</sup> ایجاد شده در نتیجه یک زمین لرزه بزرگ منفرد حاصل گردیده و یا اینکه بر اثر زمین لرزه های کوچکتری ایجاد شده که قادر به ایجاد عوارض مرفولوژیک بوده و در فواصل کمتر از چند سال یا چند ده سال تکرار شده اند.

دریک بررسی دقیق (De polo and slemmons, 1990) پنج روش برای تخمین بیشینه زمین لرزه محتمل که امکان دارد بر روی یک گسل و یا در یک ناحیه روی دهد، معرفی نمودند که عبارتند از روشهای تاریخی، دیرینه لرزه شناسی، مشخصات سرچشمه<sup>۱</sup>، منطقه ای و مقایسه نسبی. اسامی گویای هر یک از این روشها تا حدی بیانگر آن است که در این روشها تخمین بزرگی بیشتر براساس داده های تاریخی و یا تئوری - تکتونیکی بنا نهاده شده تا داده های استنباط شده<sup>۲</sup> ماقبل تاریخ.

<sup>۱</sup> Source Characterization



بزرگی زمین لرزه های دیرینه عموماً از روی شواهد اولیه پهنه های گسلی (طول شکستگی سطحی یا جابجایی) تخمین زده میشود و کمتر شواهد ثانویه حاصل از لرزش زمین در این رابطه مورد استفاده قرار می گیرد. ابتدایی ترین روش عبارتست از مقایسه طول شکستگی (L) و یا حداکثر جابجایی (D) ( که از بررسی یک زمین لرزه دیرینه استنباط گردیده) با اندازه گیری های مشابه بر روی شکستگی های سطحی مربوط به زمین لرزه های تاریخی که بزرگی آنها شناخته شده است. در عین حال که در این روش به سادگی داده های برداشت شده از زمین به کار گرفته می شود، تطابق بزرگی زمین لرزه ها به پارامترهای یک گسل مجزا، انحراف معیار قابل توجهی را نشان می دهد. وجود این انحراف معیار دور از انتظار نیست زیرا ایجاد همبستگی تنها براساس L و یا D نمی تواند مسائلی نظیر تغییرات در عمق زمینلرزه، شکل شکستگی سطحی، رابطه سطح شکست به سطح زمین، افت تنش، ضریب برشی و بسیاری از پارامترهای دیگر که ممکن است در بین زمین لرزه های با بزرگی یکسان متفاوت باشد را به حساب آورد. گام دوم یعنی تطابق پارامترهای چندگانه ( تغییرات بزرگی در مقابل LD یا  $LD^2$  و یا بزرگی در مقابل سطح گسل) به این امید انجام شد که شاید معرف کاملتری از هندسه زمینلرزه باشد.

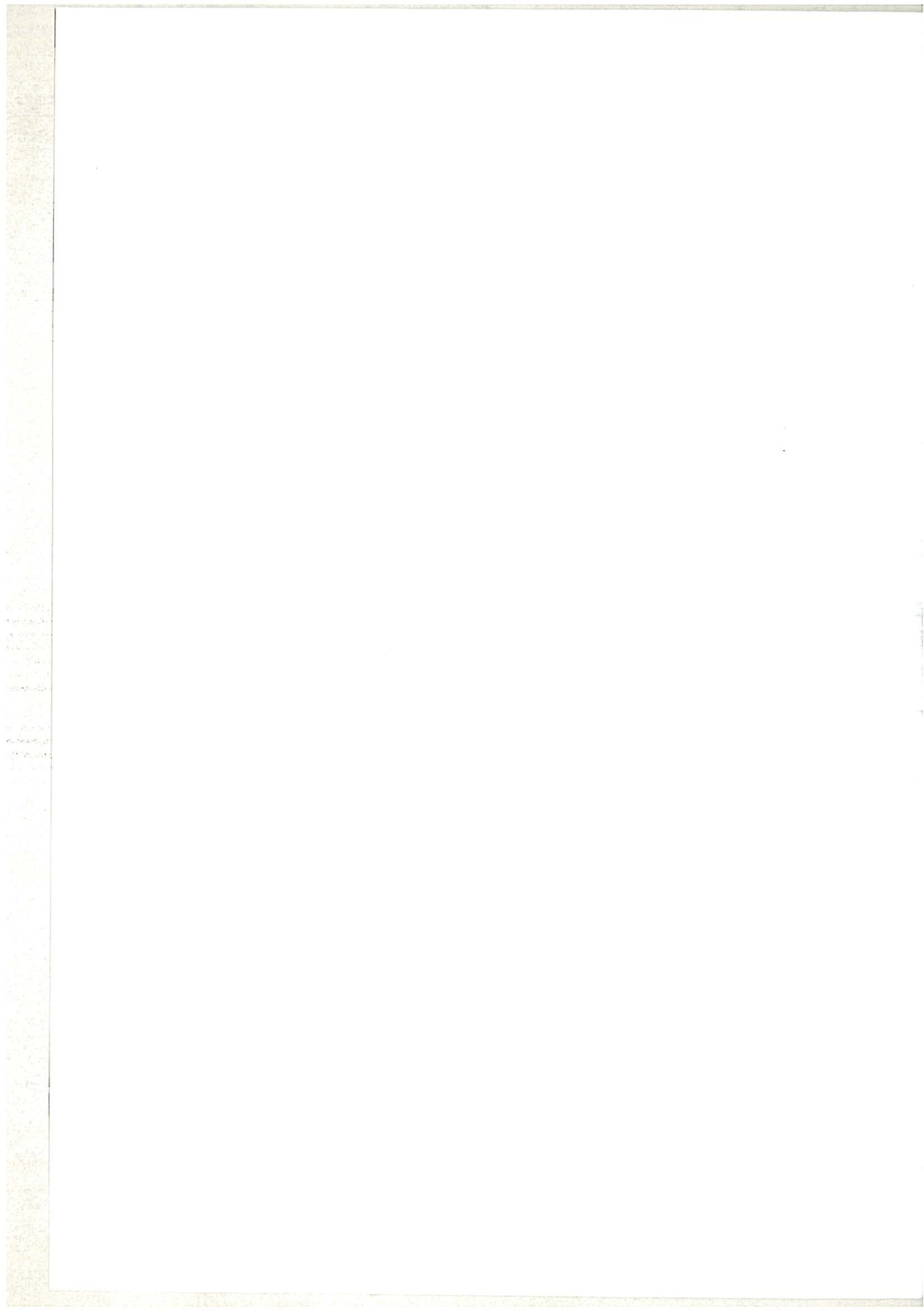
جدیدترین روش، تطابقی است که بین بزرگی و ممان لرزه ای به عمل می آید. استفاده از این روش به نوبه خود به تخمینی از مساحت سطح شکست، مقاومت سنگ و جابجایی متوسط در طی زمین لرزه دیرینه نیازمند است. بنابراین روشهای جدیدتر از یک پایه فیزیکی عمیق تر برای تخمین بزرگی برخوردارند ولی در عین حال به پارامترهایی نیاز دارند که تخمین دقیق آنها بویژه در مورد زمین لرزه های دیرینه دشوار است. بنابراین طیف روشهای تخمین بزرگی زمین لرزه های دیرینه از مدل‌های ساده شده اولیه ( که متکی به داده های اندازه گیری شده است) تا مدل‌های پیشرفته و پیچیده ( که متکی به داده هایی است که به طور فزاینده ای از روشهای غیر مستقیم قابل استنباط هستند) در تغییر است.

پرسشی که باقی می ماند این است که آیا روابط تجربی بین بزرگی و پارامترهای گسل به طور قابل ملاحظه ای با مناطق مختلف لرزه زمین ساختی تغییر می کند. مولفین عموماً روابط متفاوتی را برای بخشهای قاره ای در مقابل کمربندهای پویای مرز صفحات و یا در مقابل مرزهای غیر صفحه ای و یا برای زیر تقسیمات دیگر نواحی زمین برقرار نموده اند. در مقابل، بررسیهای همه جانبه جدید در مورد پارامترهای گسلی نشانگر آن است که تفاوت‌های قابل ملاحظه ای در رگرسیون بین نواحی مرز صفحه ای و دیگر نواحی تکتونیکی وجود ندارد. در سایه این ابهام، محققین ناگزیر به روشن کردن این موضوع هستند که آیا استفاده از تحلیل رگرسیون منطقه ای ( نه جهانی) بر ضرر ناشی از مشاهدات کمتر و احتمالاً ضریب تطابق کمتر، ارجحیت دارد.

## فصل اول

### قسمت دوم

دیرینه لرزه شناسی در محیط های تکتونیکی امتداد لغز





## ۱-۲- دیرینه لرزه‌شناسی در محیط‌های تکتونیکی امتداد لغز

### ۱-۲-۱- مقدمه

گسل‌های امتدادلغز به دلایل متعددی نقش بسیار مهمی در توسعه دیرینه لرزه‌شناسی<sup>۱</sup> ایفا نموده‌اند. دلیل اول اینکه، گسل‌های امتدادلغز اغلب طولانی‌ترین گسل‌ها در قاره‌ها بوده و تظاهرات ژئومرفیک بارزی از خود نشان می‌دهند. دوم اینکه، بسیاری از این گسل‌ها از سابقه طولانی لرزه‌خیزی برخوردارند (این گسل‌ها عموماً از نواحی مسکونی قاره‌ای عبور می‌کنند و شکستگی سطحی را به هنگام وقوع زمین لرزه‌های تاریخی بزرگ و خیلی بزرگ تجربه نموده‌اند). سوم، از آنجا که تغییر شکل ناشی از زمین لرزه در طول گسل‌های امتدادلغز، افقی است زمین لرزه‌های بعدی (و فرسایش و رسوبگذاری بین لرزه‌ای مرتبط با آن) آثار رویدادهای قبلی را کاملاً از بین نبرده و یا در معرض فرسایش قرار نمی‌دهد.

گسل‌های امتدادلغز اصلی که به منظور مطالعات دیرینه لرزه‌خیزی<sup>۲</sup> مورد ارزیابی قرار گرفته‌اند، به طور شاخص با مرز صفحات همراه هستند: مانند گسل سن آندریاس و گسل‌های کووین شارلوت - فیرودر<sup>۳</sup> (مرز صفحات آرام و آمریکای شمالی)، گسل موتاگوا<sup>۴</sup> در گواتمالا (در مرز صفحات کاریبین و آمریکای شمالی)، گسل آلپاین در نیوزیلند (مرز صفحات هند و آرام)، گسل شمالی آناتولی (مرز بین صفحات ترکیه و اوراسیا) و پهنه دگر شکلی<sup>۵</sup> بحر المیت (مرز بین آفریقا و عربستان). گسل‌های امتدادلغز فعال دیگر در درون صفحات لیتوسفری اصلی واقع شده و مرز صفحات کوچکتر قاره‌ای را تعریف می‌کنند (برای مثال آسیای مرکزی، مغولستان و چین). آخرین طبقه از گسل‌های اصلی که تاکنون جهت بررسی‌های دیرینه لرزه‌شناسی مورد مطالعه قرار نگرفته، گسل‌های دگر شکلی زیر دریایی هستند (زونهای شکست<sup>۶</sup> که با مراکز گسترش اقیانوسی همراه هستند).

گسل‌های امتدادلغز طبق تعریف شاخص‌های<sup>۷</sup> زمین‌شناسی را تقریباً به موازات سطح زمین جابجا می‌کنند. به دلیل اینکه بیشتر رسوبات و سطوح ژئومرفیک جوان، مسطح بوده و به موازات سطح زمین تشکیل می‌شوند، این طرز جابجائی (امتدادلغز) موجب بروز مشکلات خاصی می‌شود که هنگام مطالعه گسل‌های شیب لغز (که رسوبات و سطوح را عمود بر امتداد اولیه آنها جابجا می‌کند) معمولاً با آنها مواجه نیستیم. این بخش به این موضوع اختصاص خواهد داشت که چگونه باید بر این مشکل اساسی غلبه نمود. با این حال، هندسه رسوبات و سطوحی که به موازات سطح زمین جابجا می‌شوند، حاوی نکات مفیدی نیز

<sup>۱</sup> Paleoseismology

<sup>۲</sup> Paleoseismicity

<sup>۳</sup> Queen charlotte- Fairweather

<sup>۴</sup> Motagua

<sup>۵</sup> Transform Zone

<sup>۶</sup> Fracture Zones

<sup>۷</sup> Marker





هستند. به این ترتیب که سوابق طولانی تر از زمین لرزه های دیرینه در طول گسلهای امتدادلغز (در مقایسه با گسلهای شیب لغز) به سطح زمین نزدیکترند زیرا شواهد مربوط به زمین لرزه ای قدیمی تر بر روی گسلهای شیب لغز عمیقاً دفن شده و به آسانی جهت بررسی در دسترس قرار نمی گیرد. همچنین به دلیل اینکه گسلهای امتدادلغز از ناهمواریهای کمتری نسبت به گسلهای شیب لغز برخوردارند، احتمال کمتری وجود دارد که سابقه لرزه خیزی در طول گسلهای امتدادلغز بر اثر فرایش<sup>۱</sup> و فرسایش از بین برود. از طرف دیگر حرکات امتدادلغز موجب انقطاع رسوبگذاری، ایجاد فرسایش و یا فرایندهای دیگر سطحی می شود که به نوبه خود باعث ایجاد نشانگرهای ژئومرفیک - چینه شناسی و حفظ سابقه لرزه خیزی می گردد.

ما این مبحث را به دو بخش چینه شناسی و ژئومرفولوژی تقسیم می کنیم. مطالعات ژئومرفولوژی عموماً منجر به تعیین بزرگی زمین لرزه دیرینه می گردد در حالیکه مطالعات چینه شناسی زمان زمین لرزه های دیرینه را تعیین می کند. اگر چه تعیین بزرگی زمین لرزه دیرینه از طریق مطالعات چینه شناسی نیز امکان پذیر است، با این وجود با مشکلات متعددی همراه است. از آنجا که جابجائی در طول شاخه اصلی گسل می تواند بسیار متغیر باشد می توان نتیجه گرفت که روش چینه شناسی جهت تعیین میزان جابجائی ناشی از زمین لرزه دیرینه بسیار ثرمبخش نمی باشد. زیرا اولاً انجام چنین کاری بسیار مشکل است و ثانیاً احتمال اینکه جابجائی اندازه گیری شده معرف واقعی گسل باشد کم است. از سوی دیگر مشکل تعیین سن آثار ژئومرفیک باعث می شود تعیین سن زمین لرزه با استفاده از مطالعات ژئومرفیک دشوار و بی نتیجه باشد.

هنگام جستجو جهت تعیین محل اجرای بررسیهای دیرینه لرزه شناسی، بسته به اینکه هدف از انجام بررسی تعیین سن و یا تعیین اندازه بزرگی زمین لرزه های دیرینه باشد، به دنبال موضوعات مختلفی هستیم. بهترین محل از نظر چینه شناسی محلهایی هستند که با رسوبگذاری سریع همراه هستند. به طوریکه نشانگرهای ژئومرفیکی را سریعاً مخفی می کند. بهترین محل برای اندازه گیری بزرگی زمین لرزه های دیرینه نواحی هستند که آثار ژئومرفیک کوچک (جویبارها و پشته ها) دائماً و به تعداد زیاد در حال تشکیل باشند، در این صورت می توان مثالهای زیادی از جابجائی را که به واسطه زمین لرزه ایجاد شده اند، مشاهده و جابجائی واقعی آنها تعیین نمود و آن جابجائی را از جابجائی های دیگر که توسط دیگر زمین لرزه های دیرینه ایجاد شده اند، تفکیک نمود.

سرانجام ایده فلسفی که در طی این بخش دنبال می کنیم این است که هرگز نباید تنها به چند مشاهده اتکا نمود. یک ترانسه، مشاهده چند جابجائی در آثار ژئومرفیک و یا یک تخمین سن عددی تقریباً هیچگاه قابل تعبیر نیستند. ترانسه های متعدد، تعداد زیادی آثار ژئومرفیک جابجا شده و شمار زیادی از سن های مرتبط با کار مطالعاتی جهت فهم زمین لرزه های دیرینه ضروری است. ما مثالهایی را در این فصل انتخاب

<sup>۱</sup> Uplift



کرده ایم تا مشخصاً نشان دهیم که به جای تعبیر مشاهدات مجزا چگونه می توان تعداد زیادی مشاهدات را در هم ادغام نمود و نشان دهیم که چگونه به دلیل عدم بررسی تمام اطلاعات موجود می توان راه خطا رفت.

## ۲-۱-۲- سبک عمومی تغییر شکل بر روی گسلهای امتداد لغز

ساختمان اصلی لرزه زا را در محیط های تکتونیکی امتدادلغز، گسل امتدادلغز تشکیل می دهد. ویژگیهای شاخص گسلهای امتدادلغز (رنج)<sup>۱</sup> توسط Sylvester (۱۹۸۸) بیان شده است. هنگامی که گسل امتدادلغز به موازات بردار لغزش امتداد دارد، تغییر شکل (شکستگی) تمایل دارد در طول یک شاخه<sup>۲</sup> خطی گسل متمرکز گردد که این خود باعث می شود گسل دهها یا صدها کیلومتر بدون تغییر قابل ملاحظه ای در امتداد آن گسترش یابد (شکل ۴-۱). اگر امتداد گسل به طور محلی از امتداد بردار لغزش دور شود، مولفه<sup>۳</sup> شیب لغز بر روی صفحه گسل افزایش می یابد و منجر به مورب شدن گسل می گردد. این درجه انحراف از امتداد اصلی را مورب شدگی<sup>۴</sup> می نامند.

بر روی گسلهای راست گرد وجود یک خم<sup>۵</sup> یا یک فرایله<sup>۶</sup> راست دست، یک کشش<sup>۷</sup> محلی القاء می کند در حالی که یک خم یا فرایله چپگرد یک فشردگی<sup>۸</sup> محلی القاء می نماید. خم دوتایی<sup>۹</sup> (یک زوج خمی که بیرون از آن امتداد گسل یکسان است) نیز در طول گسلهای امتدادلغز شایع هستند. بر روی یک گسل امتدادلغز از نوع خم دو طرف آزادکننده<sup>۱۰</sup> و یا فرایله راستگرد، (که جاگهای کششی<sup>۱۱</sup> نامیده شده اند) تمایل به ایجاد ساخت های کششی - برشی<sup>۱۲</sup> مانند گسلهای عادی، چین های یکطرفه، گرابن های رمبیدال و حوضه های کششی<sup>۱۳</sup> وجود دارند. خمها و پله های با تقارن مخالف (نظیر خم دو طرفه آزادکننده و جاگهای فشردگی) باعث القای ساختمانهای فشردگی - برشی<sup>۱۴</sup> نظیر پشته های فشاری<sup>۱۵</sup>، گسلهای تراستی و چین خوردگیها می شوند. وجود یک مولفه مورب از جابجائی را می توان با مشاهده قطعات گسل پلکانی اثبات نمود. مثلاً یک الگوی پلکانی از نوع راست دست<sup>۱۶</sup> معرف یک گسل چپگرد و برعکس می باشد.

<sup>۱</sup> Wrench

<sup>۲</sup> Segment obliquity

<sup>۳</sup> bend

<sup>۴</sup> step over

<sup>۵</sup> Dilation

<sup>۶</sup> Antidilation

<sup>۷</sup> Double bends

<sup>۸</sup> Releasing double bends

<sup>۹</sup> Dilation Jogs

<sup>۱۰</sup> Transtensional

<sup>۱۱</sup> Pull- apart

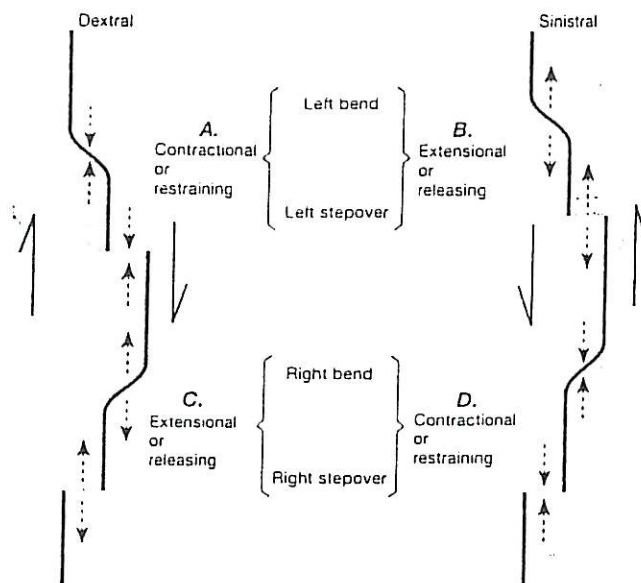
<sup>۱۲</sup> Transpressive

<sup>۱۳</sup> Pressure ridge

<sup>۱۴</sup> Right-Stepping



گسلهای شیب لغز و چینهای ثانویه معمولاً به موازات گسل و یا عمود بر آن در نزدیکی پله های الگوی پلکانی تشکیل می شوند.



شکل ۱-۴- هندسه و واژه شناسی خمها و فرایله های راست و چپ دست. بردارهای بزرگ جهت حرکت نسبی را بر روی گسل نشان می دهد. فلش های مزدوج که به صورت خط چین ترسیم شده نشانگر انبساط و انقباض در عرض خمها و فرایله ها می باشد.

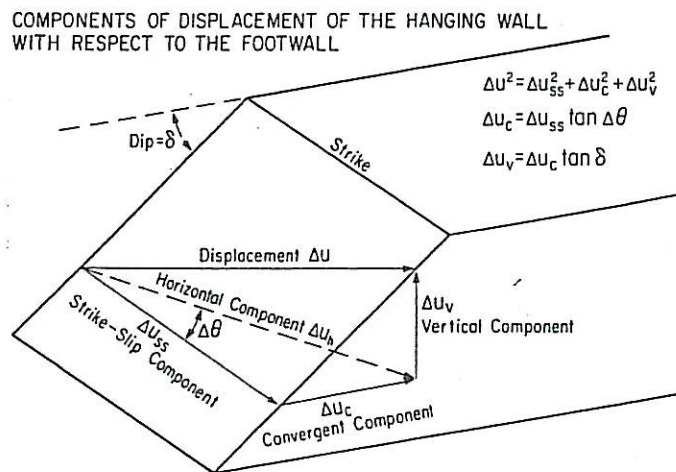
### ۳-۲-۱- تعیین مولفه های لغزش

بنا به دلایلی که بعداً ذکر خواهد شد، تغییرات کوچک در امتداد گسلهای امتدادلغز اغلب باعث ایجاد تغییرات بزرگ در تظاهرات ژئومرفیکی اثر گسل در سطح می گردد. شکل (۵-۱) مولفه های لغزش و روابط هندسی بین آنها را برای حالت عمومی لغزش مورب بر روی یک صفحه گسل غیر عمودی نشان می دهد. بردار جابجائی لغزش محض ( $\Delta u$ ) در این مثال معرف گسل امتدادلغز با یک مولفه معکوس است. بردار لغزش سه بعدی را می توان به دو بخش مولفه افقی ( $\Delta u_h$ ) و یک مولفه عمودی ( $\Delta u_v$ ) تفکیک نمود. بردار مولفه افقی به نوبه خود به دو بخش مولفه امتدادلغز ( $\Delta u_{ss}$ ) و یک مولفه همگرائی عمودی ( $\Delta u_c$ ) قابل تقسیم است. علاوه بر سه معادله نوشته شده در قسمت سمت راست بالای شکل (۵-۱)، می توان به تقریب زیر دست یافت: برای مورب شدگی کوچکتر از ۲۰ درجه  $\Delta u_{ss} = \Delta u_h$ ،  $\Delta \theta < 20$ . برای زاویه های بزرگ مورب شدگی رابطه تصحیحی زیر باید مورد استفاده قرار گیرد:  $\Delta u_{ss} = \cos \Delta \theta (\Delta u_h)$





همچنین می توان به طور کمی نشان داد که چگونه مورب شدگی ( $\Delta\theta$  در شکل ۱-۵) می تواند منجر به خلق برجستگی های عمودی بر روی گسلهای امتداد لغز گردد. برای مثال، آزمون بردار لغزش ۸۵ درجه، مولفه لغزش افقی ( $\Delta u_H$ ) ۶ متر و شیب گسل (B) ۵۵ درجه است. برای آن دسته از قطعات گسلی که امتداد آنها ۸۵ درجه است (به موازات بردار لغزش)  $\Delta\theta = 0$  است و بنابراین  $\Delta u_c = 0$  و هیچ مولفه عمودی حاصل نمی شود. نتیجه اینکه، اثر خط گسل بر روی زمین با ناهمواری کم خواهد بود. برای قطعات گسلی با امتدادهای ۹۵ و ۱۰۵ درجه،  $\Delta u_c$  به ترتیب معادل با ۱/۰۴ و ۱/۷۵ متر محاسبه گردیده که به ترتیب منطبق با جابجایی های عمودی معادل با ۱/۴ و ۲/۵ متر بر روی گسلش مورب لغز (معکوس) است. اگر حالت اخیر در یک منطقه نسبتاً مسطح با ناهمواری کم و جریانهای رودخانه ای کم اتفاق می افتاد، مولفه جابجایی افقی ممکن بود غیر قابل تشخیص و افزاز ۲/۵ متری می توانست به یک گسل معکوس محض نسبت داده شود. برای قطعات گسلی با مورب شدگی مخالف، برای مثال یک آزمون ۸۰ درجه ای در مقایسه با آزمون بردار لغزش ۸۵ درجه ای، معادلات نوشته شده در شکل (۱-۵) یک گسل مورب لغز (عادی) با یک جابجائی حدود ۷۵ سانتیمتری را پیش بینی می کند.



شکل ۱-۵- بلوک دیاگرام فوق رابطه مولفه های افقی و قائم جابجائی را با بردار لغزش و امتداد محلی گسل نشان می دهد. توضیح علائم نشان داده شده بر روی شکل در متن گزارش آورده شده است.

این تحلیل ساده نشان می دهد که مواد زمین در تماس با هم (در عرض گسلها) به صورت توده های صلب عمل کرده و با افزایش مولفه همگرایی تغییر شکل داخلی نمی دهند. برای بیشتر رسوبات سطحی سخت نشده این فرض احتمالاً نادرست است. برای نمونه در بسیاری از نقاط مطالعه شده بر روی گسل سن اندریاس کمتر از ۷۰٪ از لغزش همراه با زمین لرزه ۱۹۰۶ بر روی خود گسل اتفاق افتاد در حالیکه مابقی





لغزش به صورت تغییر شکل توزیع شده (شامل برش بین دانه ای، گسلش ثانویه و شاید چین خوردگی) در فاصله ۶۰۰ متری از گسل رویداده است. همچنین در ۳۱ محل در طول یک مقطع ۵۵ کیلومتری از گسل ای وایتر<sup>۱</sup> (در نیوزلند) نسبت مورب شدگی به کسر عمودی/ افقی (جابجائی افقی به عمودی) را مقایسه و دریافتند که حدود یک سوم از اندازه گیریها از رابطه\* پیش بینی شده در شکل (۵-۱) تبعیت نمی کند. نتیجه اینکه تغییر شکل غیر الاستیک (احتمالاً در این مورد) یک سوم تغییر شکل را به خود اختصاص داده است.

#### ۴-۲-۱- زمین لرزه های امتداد لغز تاریخی به عنوان مدل های مقایسه ای جدید برای زمین لرزه های دیرینه

شکستگیهای سطحی امتداد لغز ناشی از زمین لرزه های تاریخی بر روی گسلهای بین صفحه ای<sup>۲</sup> و درون صفحه ای<sup>۳</sup> به خوبی شناسائی شده اند (جدول ۱-۱). همان طور که مشاهده می شود این شکستگیها با زمین لرزه هایی به بزرگی ۸/۶ که باعث ایجاد ۱۴/۶ متر جابجائی در طول بیش از ۴۰۰ کیلومتر می شوند، همراه هستند. از سوی دیگر زمین لرزه های کوچکتر یعنی نزدیک به آستانه شکستگی سطحی باعث ایجاد جابجائی کمتر از ۰/۵ متر در طول کمتر از ۱۰ کیلومتر شکستگی شده اند. شکستگیهای تاریخی متعددی از نواحی پر جمعیت عبور کرده به طوری که جابجائیهای جانبی در آثار فرهنگی (جاده ها و دیوارها) اجازه اندازه گیری دقیق جابجائیهای افقی را فراهم آورده است (برای مثال، زمین لرزه ۱۹۰۶ سان فرانسیسکو، ۱۹۷۴ ماناگوا، ۱۹۷۹ امپریال ولی، ۱۹۹۲ لندرز).

شکل (۶-۱) دو شکستگی را نشان می دهد که در نتیجه\* اندازه گیریهای دقیق مکرر، میزان جابجائی افقی در طول آنها برآورد گردیده است. نظیر شکستگیهای مربوط به گسلهای عادی و معکوس، میزان لغزش در طول گسلهای امتداد لغز تمایل دارد در بخشهای مرکزی شکستگی به بالاترین حد خود نزدیک شود. به طوری که حداکثر لغزش و مقادیر نزدیک به آن به مقاطع خیلی کوتاهی از طول گسل محدود می شود. لغزش یا به سرعت در انتهای شکستگی کاهش می یابد (سمت چپ شکل ۶A-۱) و یا با یک دنباله\* کم شیب طولانی به خارج ادامه می یابد (شکلها A، B ۶-۱). برداشتهای ژئودتیک پیش و پس از زمین لرزه نشان می دهد که تغییر شکل های امتداد لغز اغلب تا صدها متر عمود بر شکستگی سطحی گسترش می یابد. این پدیده ای است که می تواند بعضی از تغییرات با طول موج کوتاه در میزان لغزش را که در شکل (۶-۱) آورده شده توضیح دهد.

اندازه گیری بر روی شکستگیهای امتداد لغز (ناشی از زمین لرزه های تاریخی) نرخ تغییرات لغزش ناشی از یک زمین لرزه منفرد را به اثبات می رساند. این نرخ، گرادیان لغزش نامیده شده و بدون بعد است. گرادیان

<sup>۱</sup> Awatere  
<sup>۲</sup> Interplate  
<sup>۳</sup> Intraplate



Well-Studied Historical Strike-Slip Fault Surface Ruptures

a. Ruptures Studied Immediately after the Earthquake

Date and magnitude	Area/fault	Maximum displacement (m)	Length of rupture (km)	Reference
1906, M <sub>s</sub> 7.8	San Andreas, California	6.1	432	Lawson <i>et al.</i> (1908)
1957, M <sub>s</sub> 7.9	Gobi-Altai, Mongolia	9.4	245	Florensov and Solonenko (1963)
1966, M <sub>s</sub> 6.8	Anatolia, Turkey	0.4	30	Ambraseys and Zaioppek (1968); Wallace (1968b)
1967, M <sub>s</sub> 7.4	West Anatolia, Turkey	2.6	83	Ambraseys and Zaioppek (1969)
1968, M <sub>s</sub> 6.8	Borrego Mountain, California	0.4	31	Clark (1972) <sup>a</sup>
1968, M <sub>s</sub> 7.1	Dasht-e-Bayaz, Iran	5.2	80	Tchalenko and Ambraseys (1970) <sup>a</sup>
1972, M <sub>s</sub> 6.2	Managua, Nicaragua	0.7	15	Brown <i>et al.</i> (1973)
1979, M <sub>s</sub> 6.7	Imperial Valley, California	0.8	31	Sharp (1982); Sharp <i>et al.</i> (1982)
1987, M <sub>s</sub> 6.6	Superstition Hills, California	0.9	27	Sharp <i>et al.</i> (1989)
1992, M <sub>s</sub> 7.6	Landers, California <sup>b</sup>	6.1	85	Ebersold (1992); Sieh <i>et al.</i> (1993)
1994, M <sub>ww</sub> 7.2	Kobe, Japan	2.3	9	Awata <i>et al.</i> (1996)

b. Ruptures Studied Decades after the Earthquake

1857, M <sub>s</sub> 8.3	San Andreas, California	9.4	297	Sieh (1978b)
1905, M 8.7	Bulnay, Mongolia	11	375	Khil'ko <i>et al.</i> (1985); Baljinyam <i>et al.</i> (1993)
1920, M <sub>s</sub> 8.5	Haiyun, China	10.0	220	Zhang <i>et al.</i> (1987)
1931, M 8	Fu-Yun, China	14.6	180	Baljinyam <i>et al.</i> (1993)

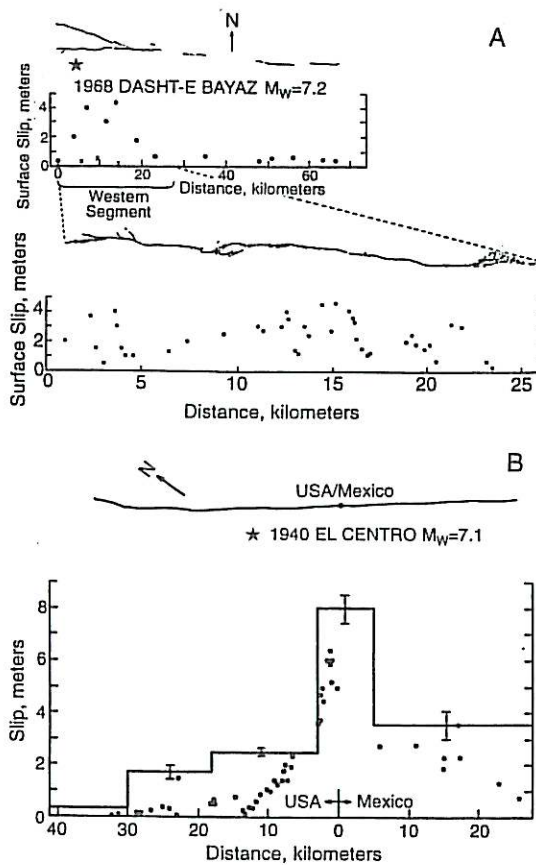
<sup>a</sup> Graphs of displacement along strike are also shown in Thatcher and Bonilla (1989, p. 389-391).

<sup>b</sup> Surface rupture is shown on videotape (Prose, 1994b).

جدول ۱-۱ شکستگی های سطحی امتدادانتر که به همراه زمینلرزه های تاریخی رویداده است.



لغزش می تواند بزرگ باشد، به عنوان مثال، در زمینلرزه ۱۹۶۸ دشت بیاض کاهش از ۴/۲ متر به ۱/۶ متر در یک طول ۳۳۰ متری در راستای امتداد (یعنی  $330\text{ m} = 2/6 \text{ m} = 0.08$ ) و یا در طی زمین لرزه ۱۹۴۰ ال سنتر<sup>۱</sup> و کالیفرنیا کاهش از ۶/۱ متر تا ۲/۶ متر در طول ۱/۴ کیلومتر در جهت امتداد اندازه گیری شده است. اندازه گیریهای دقیق اخیر بر روی شکستگی ۱۹۹۲ لندرز در کالیفرنیا، حتی گرادینهای بسیار نادرتری را نشان می دهد. بیشینه گرادیان لغزش در طول گسل امرسون حدود  $10^{-1} \times 2$  می باشد. این گرادیان در جایی دیده می شود که آثار ژئومرفیک در بین دو نقطه به فاصله ۱۲ تا ۱۵ متر جدا از هم به ترتیب ۲۵۰ و



شکل ۶-۱- الگوی لغزش افقی در امتداد دو زمینلرزه تاریخی که با گسیختگی سطحی امتدادلغز همراه بوده اند. جزئیات هندسه گسیختگی به صورت نقشه نشان داده شده است. ستاره ها رو مرکز زمینلرزه ها را نشان می دهد. (A) زمینلرزه ۱۹۶۸ دشت بیاض و (B) زمینلرزه ۱۹۴۰ ال سنتر، کالیفرنیا. تخمین ژئودتیکی لغزش بوسیله خطوط مستقیم نشان داده شده است.

<sup>۱</sup> El Centro



۵۳۵ سانتیمتر جابجائی نشان داده است. بیشینه گرادیان لغزش بر روی گسلهایی که در طی زمین لرزه<sup>۱</sup> لندرز شکسته شدند مضرری از  $10^{-2}$  می باشد به طوری که این مقادیر، بیشتر از بیشینه گرادیان لغزش برای زمین لرزه ۱۹۷۹ امپریال ولی و زمین لرزه ۱۹۸۷ تپه های سوپرستیشن<sup>۱</sup> می باشند. (جدول ۱-۱). این گرادیانهای لغزش یا به واسطه<sup>۲</sup> تغییرات در مقدار لغزش در عرض پهنه شکستگی ناشی شده و یا در نتیجه<sup>۳</sup> تبدیل تغییر شکل متمرکز به توزیع یافته حاصل شده اند. در حالتی که کل جابجائی بر روی یک گسل منفرد متمرکز یافته باشد می توان به سادگی لغزش را بر روی آن اندازه گیری نمود. از سوی دیگر، اگر جابجائی بر روی پهنه وسیعی از گسلهای فرعی توزیع شده باشد، میزان لغزش بر روی گسل اصلی مسلماً کمتر از حالت قبل خواهد بود. این موضوع از آنجا ناشی می شود که مقداری از لغزش در حالت اخیر بر روی گسلهای فرعی توزیع شده است.

زمین لرزه های بزرگ امتدادلغز ( $M > 8$ ) در اواخر ۱۸۰۰ و اوایل ۱۹۰۰ نیز شواهد غیر قابل انکاری را از ارتباط بین زمین لرزه ها و جابجائیهای گسل ارائه نمودند. نمونه اخیر منجر به ارائه تئوری<sup>۴</sup> "بازگشت الاستیک"<sup>۲</sup> و همچنین ارائه تئوری<sup>۳</sup> "مدل کاملاً دوره ای رفتار زمین لرزه"<sup>۳</sup> گردید.

#### ۵-۲-۱- شواهد ژئومرفیک مربوط به زمین لرزه های دیرینه

گسلش امتدادلغز فعال، مجموعه ای شاخص از عوارض سطحی (شکل ۷-۱) نظیر دره های خطی، مسیلهای منحرف و یا جابجا شده، پشته های مسدود کننده<sup>۴</sup>، آبگیرهای گسلی<sup>۵</sup>، پشته های فشاری<sup>۶</sup>، سکوها<sup>۷</sup> افرازاها و هورست ها و گرابن های کوچک را ایجاد نموده است. در بسیاری از موارد، اثر گسل ترکیبی است از یک پهنه وسیع از تناوب آثار کششی<sup>۸</sup> و فشاری<sup>۹</sup> که به طور مورب نسبت به راستای سراسری گسل امتداد یافته اند. چنین پهنه<sup>۳</sup> وسیعی از تغییر شکل در مغولستان به گسیختگی هم لرزه ای قشر خاکی یخ زده<sup>۱۰</sup> در کف دره ها نسبت داده شده و نشان داده شد که اثر این شکستگی در حاشیه<sup>۳</sup> تپه ها در جایی که توسط قشر خاکی یخ زده پوشیده نشده بسیار باریکتر است.

<sup>۱</sup> Superstition Hills

<sup>۲</sup> Elastic Rebound Theory

<sup>۳</sup> Perfectly Periodic Model of Earthquake Behavior

<sup>۴</sup> Shutter ridges

<sup>۵</sup> Sag Ponds

<sup>۶</sup> Pressure ridges

<sup>۷</sup> Benches

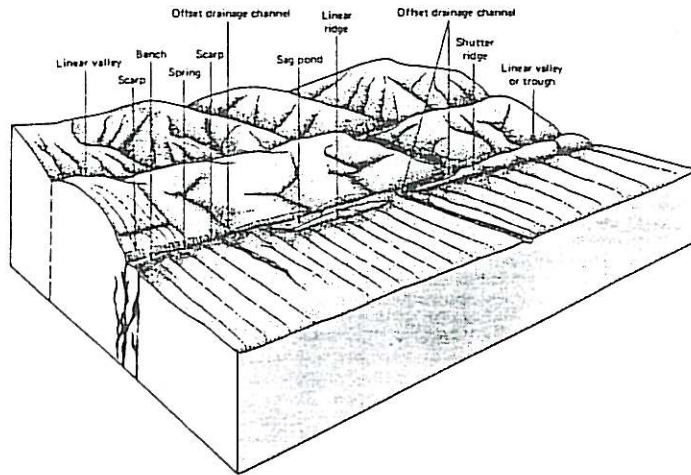
<sup>۸</sup> Tension gashes

<sup>۹</sup> Moletracks

<sup>۱۰</sup> Permafrost







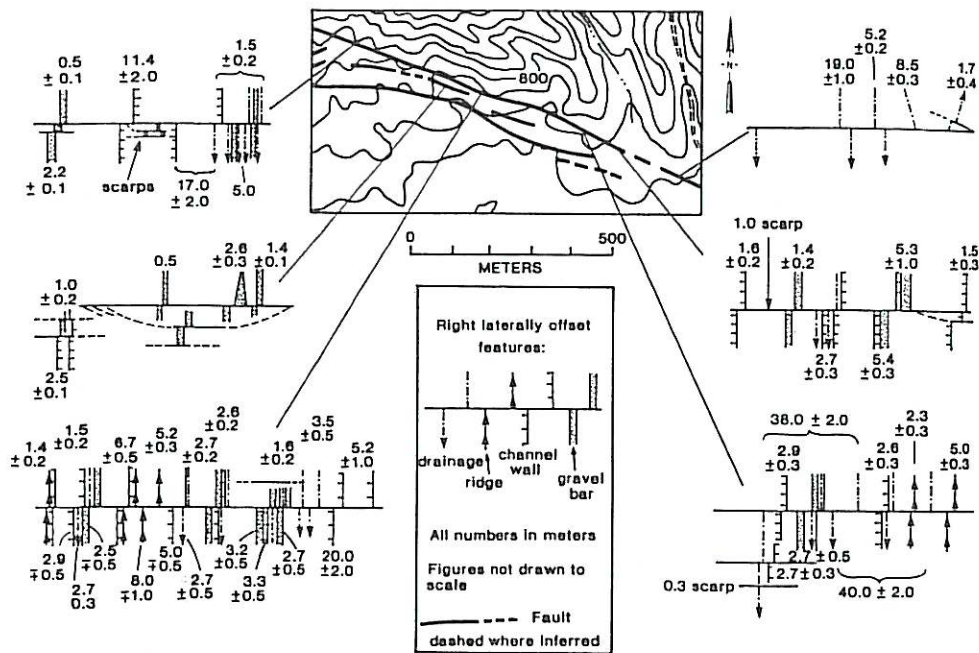
شکل ۷-۱- مجموعه عوارض سطحی که در ارتباط با یک گسل امتدادلغز میتوان مشاهده نمود.

در دیرینه لرزه شناسی هدف اصلی از تحلیل ژئومورفولوژی اندازه گیری جابجائیهای جانبی (و یا موربی) است که می تواند به زمین لرزه های دیرینه نسبت داده شوند. این جابجائیها سپس جهت تخمین بزرگی زمین لرزه های دیرینه و ممان لرزه ای مورد استفاده قرار می گیرند. جابجائیهای کواترنر در عرض گسلهای امتدادلغز با اندازه گیری عوارض سطحی جابجا شده مانند تراسها، کانالها و بادزنها صورت می گیرد. به واسطه اینکه بردار لغزش طبیعتاً می تواند مورب باشد، زمین شناسان صحرایی لازم است عناصری از عوارض سطحی را شناسائی کنند که سطح گسل را به عنوان نقاط مرجع<sup>۱</sup> در طرفین گسل قطع نماید. بر روی زمینهای مسطح و یا کم شیب عمومی ترین عوارض سطحی که به عنوان نقاط مرجع می توان مورد استفاده قرار گیرند عبارتند از آثار خطی مانند محور یا تالوگ کانالهای رودخانه ای (مسیل)، پشته های فرسایشی باریک مانند اینتر فلوهای بین آبراهه ها<sup>۲</sup>، قاعده و یا بالای<sup>۳</sup> دیواره تراس<sup>۴</sup> و پشته های ساختاری باریک نظیر پشته های گراولی<sup>۵</sup> (شکل ۸-۱). اگر بتوان نقاط قابل مقایسه بر روی چنین عوارض سطحی (که به خوبی تعریف و مشخص شده اند) را در روی زمین به خوبی تعیین کرده و ادامه آن به سمت گسل را تعقیب نمود، امکان اندازه گیری بردار لغزش محض به طور مستقیم امکان پذیر خواهد بود. در موارد خاص جابجائیهای جانبی از روی عوارض سطحی بزرگ حتی در غیاب نقاط مرجع قابل اندازه گیری خواهد بود. گسلهای امتدادلغز عوارض سطحی غیر تکتونیکی را به طور جانبی جابجا کرده ولی در عین حال فرایندهای فرسایشی و رسوبی تشکیل دهنده آنها به فعالیت خود ادامه می دهند. هنگامیکه امتداد گسلها عمود

<sup>۱</sup> Piercing Points  
<sup>۲</sup> Gullies  
<sup>۳</sup> Crest  
<sup>۴</sup> Terrace riser  
<sup>۵</sup> Gravel bars



بر جهت مسیله‌ها قرار گیرد این جابجائیها باعث ایجاد واضح‌ترین اثرات ژئومرفیک می‌گردند. سه نوع عارضه<sup>۱</sup> سطحی که به طور شاخص جهت بازسازی تاریخ جابجائی دیرینه لرزه خیزی مورد استفاده قرار می‌گیرند، عبارتند از تراس‌های آبرفتی، کانالهای رودخانه‌های و بادزندهای آبرفتی.



شکل ۸-۱- مثالی از یک مجموعه جابجائی افقی برای چهار نوع عارضه سطحی (سیستم زهکشی، دیواره کانال، پشته‌ها، پشته‌های گراولی) که در یک ناحیه نیمه خشک می‌توان یافت. می‌توان از روی تحلیل آماری این اندازه‌گیریها تعداد جابجائی‌های مربوط به زمینلرزه‌های دیرینه را استنباط نمود.

### ۱-۲-۵-۱- تراسهای جابجا شده

روشهای اولیه برای اندازه‌گیری و تعبیر و تفسیر تراسهای آبرفتی که به طور جانبی و یا مورب جابجا شده‌اند، توسط بسیاری از پژوهشگران پیشنهاد و معرفی گردیده است. جابجائی متعدد تراسهای رودخانه‌ای هولوسن به طور وسیعی در نیوزیلند و ژاپن شناسائی گردیده‌اند. روشهای صحرائی زیر برای اندازه‌گیری جابجائی دیواره<sup>۲</sup> تراس پیشنهاد شده است؛ اگر دیواره‌های جابجا شده از ارتفاع یکسانی در عرض گسل برخوردار باشند، نقاط معادل و مشابه از پروفیل دیواره برای مثال قله‌ها<sup>۱</sup> یا پنجه‌ها<sup>۲</sup> را می‌توان به عنوان نقاط مرجع مورد استفاده قرار داد. با این وجود، بر روی گسلهای مورب لغز، آن بخش از دیواره<sup>۲</sup> تراس که بر روی کمر بالای گسل واقع هستند به طور شاخص بالاتر (و بنابراین وسیع‌تر) از دیواره‌ای است که بر روی

<sup>۱</sup> Crests  
<sup>۲</sup> Toes





کمر پائین واقع است. در این مورد، قله و پنجه دیواره واقع بر افراز مرتفع تر، نسبت به نقاط معادل خود بر روی دیواره کوتاه تر احتمالاً به طور جانبی نسبت به موقعیتهای اولیه شان بیشتر پیشروی و یا عقب نشینی نموده اند. بر اساس این فرض که فرسایش دیواره ها بیشتر با کاهش تدریجی شیب همراه است تا عقب نشینی پروفیل افراز، پیشنهاد شده که از نقطه میانی دیواره به عنوان نقطه مرجع جهت اندازه گیری جابجائی افقی استفاده شود. با این وجود حتی نقطه میانی ممکن است پیشروی و پسروی نموده باشد و به همین خاطر پیشنهاد شده که متوسط جابجائیهای جانبی بین قله ها و پنجه های دیواره های جابجا شده به عنوان مبنای اندازه گیری مورد استفاده قرار گیرد.

شکل ناشی از برخورد بین فرایندهای رودخانه ای<sup>۱</sup> و گسلش امتدادلغز اغلب عوارض سطحی منحصر به فردی ایجاد می کند که از روی آن می توان تاریخ زمین لرزه های دیرینه را بازسازی نمود. هندسه<sup>۲</sup> شاخص یک رودخانه<sup>۳</sup> فعال را در نظر بگیرید (شکل ۹-۱). در این شکل ساحل رودخانه از دو تراس (که تراس کوتاhter<sub>1</sub> یک کانال متروکه را بر روی عقب نشینی خود نشان می دهد) و یک دیواره<sup>۴</sup> تراس که به وسیله گسل امتدادلغز قطع شده است، تشکیل شده است. در شکل (۹B-۱) تمام عوارض سطحی با یک مقدار ثابت به صورت راستگرد جابجا شده اند. بعد از گسلش (۹C-۱) جریان آب بخش جابجا شده جانبی ساحل رودخانه را فرسوده ولی جابجائی بر روی کانال متروکه و دیواره بالایی (R<sub>1</sub>) حفظ شده است. سرانجام، جریان بیشتر به سمت چپ مهاجرت نموده (۹D-۱)، ضمن فرسایش (ایجاد یک کانال جدید) دشت سیلابی سابق را ترک نموده و تشکیل یک تراس جدید (T<sub>2</sub>) را می دهد و نهایتاً با یک کانال متروکه فرایند کامل می شود. گسلش مجدد (شکل ۹E-۱) به صورت راستگرد تمام عوارض سطحی را با یک مقدار یکسان جابجا می کند ولی بر روی T<sub>1</sub> و R<sub>1</sub> این جابجائی جدید به جابجائیهای قبلی که در شکل (۹B-۱) اتفاق افتاد، اضافه شده است. بعد از گسلش، جریان آب یک بار دیگر جابجائی جانبی ایجاد شده در ساحل رودخانه را فرسایش می دهد (۹F-۱). این تناوب ایجاد گسلش و تراس می تواند برای چندین چرخه ادامه یابد.

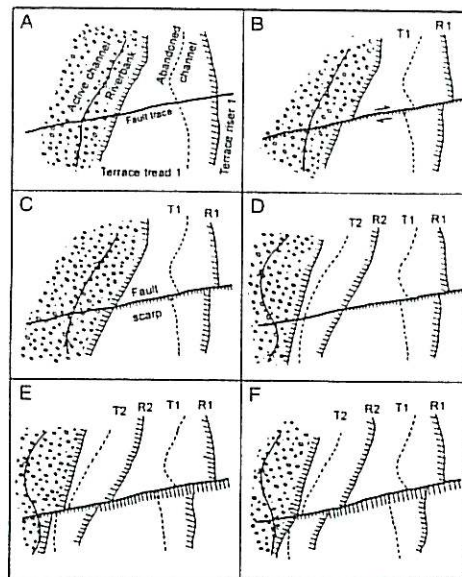
این فیلمنامه<sup>۵</sup> فرضی، بر چند نکته بسیار مهم در تعبیر سطوح<sup>۶</sup> تراسهای جابجا شده، تاکید دارد. اول اینکه، امتداد تراسها و کانالهای متروکه<sup>۷</sup> آنها مولفه های عمودی و افقی جابجائی را حفظ می کند (دیواره تراسها تنها می تواند مولفه افقی جابجائی را ثبت کند) دوم اینکه، جابجائی جانبی سواحل رودخانه به طور مرتب و عادی بعد از گسلش توسط فرسایش رودخانه از بین می رود، بویژه اگر ساحل رودخانه به طور جانبی به سمت کانال فعال جابجا شده باشد. در این راستا دو بخش یک سطح تراس را می توان به شرح زیر

<sup>۱</sup> Fluvial  
<sup>۲</sup> Flights





تفکیک نمود. لبه<sup>۱</sup> پیشرو<sup>۱</sup>، بخشی که در آن تراسها و دیواره‌ها در مسیر رودخانه جابجا شده‌اند و اثرات جابجائی تخریب می‌شود. دیگری لبه<sup>۲</sup> دنباله<sup>۲</sup>، بخشی است که تراسها و سواحل رودخانه به دور از کانال فعال جابجا می‌شوند و احتمال اینکه جابجائیها حفظ شود، زیاد است. سوم، یک دیواره<sup>۳</sup> تراس به طور همزمان با تراس زیر دیواره (نه با تراس بالای دیواره) از آب رودخانه متروکه می‌گردد. بنابراین، سن یک دیوار و جابجائی آن قابل تطابق است با سن تراس پای دیواره. Knuepfer (1988) همچنین به ذکر چندین نمونه می‌پردازد که در آن کانالهای متروکه واقع بر یک تراس پای دیوار خیلی کمتر از دیوار زیر سطح تراس جابجا شده‌اند. این هندسه بیانگر آن است که کانال مزبور به طور قابل ملاحظه‌ای جوانتر از سطح تراس بوده و بایستی توسط جریان فرعی<sup>۳</sup> بر روی سطح تراس (و بعد از آنکه متروکه گردیده) خلق شده باشد. از روی نکات فوق، می‌توان فهمید که دیوار تراسهای مورد تحقیق و بررسی (معمولاً دیواره‌های لبه پیشرو) فقط آن دسته از جابجائیها را ثبت می‌کنند که پس از متروکه شدن سطح تراس زیر آنها ایجاد شده باشد. بر روی دیواره‌های شناسایی نشده که اغلب بر روی لبه دنباله یافت شده‌اند این جابجائیها، (که از



شکل ۹-۱- نمایی فرضی از چگونگی تکامل سکانسی از تراس‌ها که در مراحل مختلف توسط یک گسل مورب لغز (امتداد لغز راست‌گرد- فشاری) جابجا شده‌اند. هاشور بر روی افزایش‌های گسلی و دیواره تراس سطوح پائین تر را نشان می‌دهد. (A) هندسه پیش از گسلش. (B) اولین رویداد گسلش که با جابجائی راست‌گرد تمام عوارض سطحی همراه است. (C) فرسایش جانبی (پس از اولین رویداد گسلی)، دیواره تراس بین T<sub>1</sub> و کانال فعال را هموار ساخته است. (D) حفر کانال فعال و ایجاد تراس T<sub>2</sub>. (E) دومین رویداد گسلی. (F) فرسایش جانبی پس از دومین رویداد گسلی.

- <sup>۱</sup> Leading edge
- <sup>۲</sup> Trailing edge
- <sup>۳</sup> Tributary



دیواره‌های لبه پیشرو فرسوده شده بودند)، می‌تواند کاملاً و یا به صورت بخشی حفظ شده باشند. بنابراین اختلاف بین جابجائی جانبی مربوط به دیواره‌های همزمان (هم سن) بر روی لبه پیشرو در مقابل لبه دنباله گویای یک حداقل تخمین از جابجائیهای فزاینده<sup>۱</sup> است که پیش از متروکه شدن آن رویداده است.

سطوح تراسهای جابجا شده تنها زمانی قابل تعبیر (به منظور تحلیل زمین لرزه‌های دیرینه) هستند که هر زمین لرزه از زمین لرزه بعدی توسط یک مرحله تشکیل تراس و بریدگی<sup>۲</sup> از یکدیگر جدا شده باشند (برای مثال فیلمنامه شکل ۹-۱). جایی که این تناوب گسلش و حفر قائم<sup>۳</sup> رویداده است، جابجائیهای تراسهای متوالی قدیمی تر، تکرار ساده‌ای از جابجائی مربوط به یک رویداد مجزا است. چنین جابجائیهایی به وسیله دو نسل آخر از تراسهای جوان در رودخانه ساکتون<sup>۴</sup> (نیوزیلند) ثبت شده است. در اینجا جوانترین تراس با یک رویداد به اندازه ۷/۵ متر و تراس ماقبل آخر بر اثر دو رویداد به میزان ۱۵ متر جابجا شده است. برای خلق چنین هندسه‌ای، دوره بازگشت بین زمین لرزه‌ها بایستی تقریباً یکسان و یا کمتر از فاصله زمانی بین تشکیل دو تراس باشد. به بیان دیگر تراسها بایستی معادل یا بزرگتر از تعداد زمین لرزه‌ها باشد.

هنگامی که تشکیل تراس به تعداد خیلی بیشتر از گسلش اتفاق می‌افتد، تراسهای متعدد در حد فاصله بین زمین لرزه‌ها ایجاد می‌شوند. در این حالت، دو یا چند سطح تراس و یا دیواره<sup>۵</sup> تراس متوالی موجود در سطح ممکن است معرف یک جابجائی باشند (برای مثال تراسهای برنچ ریور<sup>۶</sup>). در حالت عکس، یعنی زمانی که گسلش بیش از تشکیل تراس اتفاق می‌افتد، هر سطح تراس و دیواره تراس، قبل از متروکه شدن توسط چندین رویداد جابجا گردیده است. در این حالت، اختلاف در جابجائی بین دیواره‌های متوالی، رویدادهای متعدد را ثبت کرده است (و نه یک رویداد را). وجود چنین سکانسی از رویدادها که در نیوزیلند مشاهده می‌شود باعث گردیده اختلاف مشاهده شده در جابجائی بین تراسهای متوالی در حدود ۲۰ تا ۳۰ متر باشد نه ۶ تا ۸ متر که با رویداد هر زلزله همراه است. در این مورد، در جایی که تعداد زمین لرزه‌ها بیشتر از تعداد تراسهای تشکیل شده است، تعداد جابجائی و زمان زمین لرزه‌های دیرینه از روی شواهد ژئومرفیک قابل استنباط نمی‌باشد.

شکل (۱۰-۱) مثالهایی از هر دو نمونه<sup>۶</sup> توصیف شده در فوق را در محلی در طول گسل ولینگتون<sup>۶</sup> در نیوزیلند نشان می‌دهد. کانالهای واقع بر جوانترین تراس گسل خورده (T<sub>۲</sub>) از ۳/۷ تا ۴/۷ متر جابجا شده‌اند، در حالیکه دیواره بالای این سطح تراس یک جابجائی ظاهری ۷/۴ متری نشان می‌دهد. از روی شکل چنین می‌توان نتیجه گرفت که T<sub>۲</sub> یک بار و دیواره T<sub>۲</sub>/T<sub>۳</sub> دو بار جابجا شده است. ۷/۴ متر

<sup>۱</sup> Incremental offset

<sup>۲</sup> Incision

<sup>۳</sup> downcutting

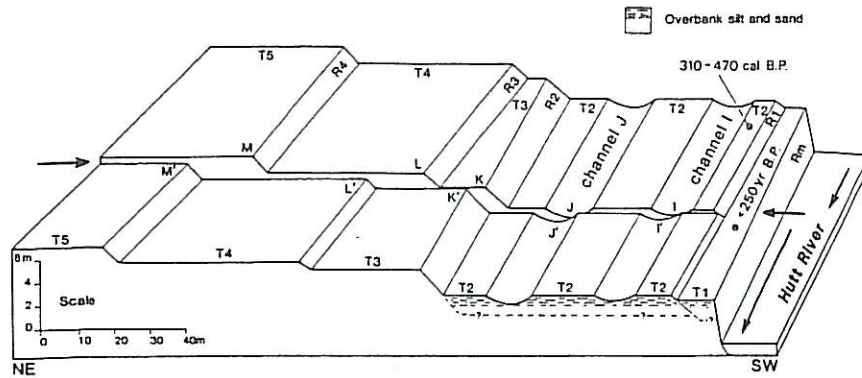
<sup>۴</sup> Sacton

<sup>۵</sup> Branch river

<sup>۶</sup> Wellington







شکل ۱۰-۱- نمایش سه بعدی تراسها و کانالهای آبرفتی هولوسن که توسط گسل ولینگتن (نیوزیلند) به صورت راست گرد جابجا شده اند (بین دو بردار). جابجائی های  $M-M'$ ,  $L-L'$ ,  $I-I'$ ,  $J-J'$ ,  $K-K'$  به ترتیب  $۳/۷$ ,  $۴/۷$ ,  $۷/۴$ ،  $۱۸$  و  $۱۹$  متر جابجا می باشد.

جابجائی مربوط به دیواره  $T_2/T_3$ ، نشانگر یک مقدار حداقل ناشی از یک مقدار ناشناخته از فرسایش است. بنابراین بعد از بریده شدن دیواره  $T_2/T_3$  دو رویداد گسلش اتفاق افتاده ولی شواهد مربوط به جابجائی تنها بر روی سطح یک تراس حفظ شده است. حالت معکوس توسط جابجائیهای منطبق (۱۸ و ۱۹ متر) دو دیواره حد فاصل بین  $T_4/T_5$ ,  $T_3/T_4$  نشان داده شده است. این هندسه نشانگر آن است که تراسها به تعداد بیشتر از رویدادهای گسلی تشکیل شده بودند. چنین تناوب نامنظمی از تشکیل و رویداد گسلش احتمالاً در بیشتر مکانها قابل پیش بینی است. به طوری که مکانهای ایده آل تر (جائیکه بعد از یک رویداد گسلش یک تراس تشکیل می شود) کمتر قابل پیش بینی هستند.

#### ۲-۵-۱-۲- کانالهای رودخانه ای جابجا شده

جابجائی جانبی رودخانه ها (مسیل ها) در توصیفهای اولیه گسلهای امتدادلغز فعال از آن رو مورد استفاده قرار می گرفت تا حرکات بازگشتی را در امتداد این گسلهای فعال به اثبات رسانند. یک مکان سنتی در ایالات متحده قطعه کاریزوپلین<sup>۱</sup> از گسل سن آندریاس است.

کارهای انجام شده توسط محققین نشان می دهد که سیستم زهکشی بر روی پهنه<sup>۲</sup> گسلی می تواند یک رابطه پیچیده با جابجائی گسلی داشته باشد. نتایج این کارها به شکل سودمندی به تعریف اصطلاحاتی نظیر بد جهت یافتگی جریان<sup>۳</sup> (یک اصطلاح کاملاً توصیفی برای قطعات جریانی که در عرض گسل خطوراره گی نیافته اند)، انحراف جریانی<sup>۴</sup> (جریانهایی که در نتیجه تسخیر و یا بلوکه شدن مجبور شده اند به موازات گسل جریان پیدا کنند و به نام پیش<sup>۴</sup> نیز خوانده شده اند) و نهایتاً جابجائی جریانی<sup>۱</sup> (ترجمه تکتونیکی یک

<sup>۱</sup> Carizzo plain

<sup>۲</sup> Stream misalignment

<sup>۳</sup> Stream diversion

<sup>۴</sup> Deflection





کانال جریان (انجامید. اغلب تعیین اینکه بد جهت یافتگی جریانی نتیجه جابجائی<sup>۲</sup> و یا انحراف<sup>۳</sup> و یا هر دو است، به تنهایی از روی مشاهدات سطحی دشوار است. تغییرات ناشی از فعالیتهای انسانی بر روی کانالهای رودخانه ای نیز می تواند برآورد میزان جابجائی جریانی را تحت تاثیر قرار دهد. برای مثال یک گروه از مولفین در طول گسل سن اندریاس در محلی در نزدیکی چولیم<sup>۴</sup> در استان کالیفرنیا جابجائی جانبی معادل با  $0.5 \pm 3/5$  متر را اندازه گیری نمود (که به زمین لرزه تاریخی ۱۸۵۷ نسبت داده شده بود). در حالی که چندی بعد گروهی دیگر در همان محل جابجائی معادل با  $0.7 \pm 5/7$  را اندازه گیری نمودند. اختلاف مزبور در نتیجه ۲ متر رسوبگذاری ناشی از جریانهای غیرمتمركز<sup>۵</sup> (که خود در نتیجه فعالیت کشاورزی در سال ۱۹۶۶ القاء شده بود) در کانال جابجا شده ایجاد گردیده که توسط مولفین اول شناسائی نشده بود. عدم قطعتهای ناشی از نسبت های متنوع غیر یکسان انحراف و جابجائی به جهت یافتگی، می تواند توسط واژه های کیفی (نظیر خوب، مناسب و ضعیف) که ضمیمه اندازه گیری جابجائی جانبی است، معرفی گردد.

جابجائی کانالهای رودخانه ای تنها زمانی می تواند به عنوان زمین لرزه های دیرینه تعبیر و تفسیر شود که رودخانه مسیر خود را با راستای قبلی (در حد فاصل هر دو زمین لرزه متوالی) در عرض گسل ادامه دهد. با در نظر گرفتن تمایل رودخانه ها بویژه جریانهای فصلی<sup>۶</sup> به انحراف جانبی در طول پهنه<sup>۷</sup> گسلی، بعید به نظر می رسد که پس از هر جابجائی چنین بازسازی مجدد<sup>۷</sup> در مسیر رودخانه اتفاق بیفتد. بنابراین، جابجائیهای جانبی ثبت شده توسط کانالهای جریانی مجاور هم بیشتر منعکس کننده زمینلرزه های متعدد و مکرر است تا مقادیر مربوط به رویدادهای مجزا و منفرد. برای مثال کانال مدرن والاس کریک<sup>۸</sup> در کالیفرنیا بر اثر گسل سن اندریاس به میزان ۱۳۰ متر به صورت راستگرد جابجا شده، در حالی که کانال (متر و که) بعدی در راستای امتداد به میزان ۳۸۰ متر جابجائی راستگرد نشان می دهد. هم ۱۳۰ متر و هم ۳۸۰ متر جابجائی مسلماً معرف تعداد زیادی زمین لرزه دیرینه است. این امر در سایه<sup>۹</sup> وقوع آخرین زمین لرزه که با ۵/۹ متر جابجائی همراه بود روشن شده است (منظور زمین لرزه ۱۸۵۷ Ft. Tejon). در نتیجه والاس کریک مسیر مستقیم خود را در عرض پهنه<sup>۷</sup> گسلی تنها دو بار در عرض ۱۳۰۰۰ سال گذشته بازسازی نموده است. آخرین بازسازی (یعنی ادامه مسیر اولیه رودخانه) پس از اینکه مقطع کانال در محل زون گسلی توسط آبرفت پر شد، اتفاق افتاد یعنی هنگامی که آب رودخانه قادر بود مستقیماً در عرض زون گسلی سرریز

<sup>۱</sup> Stream offset

<sup>۲</sup> Offset

<sup>۳</sup> Diversion

<sup>۴</sup> Cholame

<sup>۵</sup> Slopewash

<sup>۶</sup> Intermittent or ephemeral

<sup>۷</sup> Reestablishment

<sup>۸</sup> Wallace Creek



نماید. دلیل چنین فاز رسوبگذاری شدیدی ناشناخته است، ولی ممکن است از تغییرات گردابان جریان القا شده توسط گسل ناشی شده باشد.

ژئومرفولوژی جریانهای بزرگ دائمی در جایی که گسلهای امتدادلغز را قطع می کنند بسیار پیچیده تر از جریانهای موقتی است به دلیل اینکه جریانهای بزرگ هم به تغییرات آب و هوایی (که موجب رسوبگذاری و فرسایش می شود) و هم به جابجائیهای تکتونیکی پاسخ می دهند. عوارض سطحی ناشی از اثر متقابل نیروهای تکتونیکی و آب و هوایی (کانالها، بادزنها و تراسها) برای هر محل بسته به زمان و شدت تغییرات آب و هوایی در کواترنز و نرخ لغزش جانبی منحصر به فرد هستند. یک نمونه بسیار عالی تاریخی بر روی رودخانه چارول<sup>۱</sup> و گسل امید<sup>۲</sup> در نیوزیلند توصیف شده است. در این محل بیشتر عوارض مرفولوژی سطحی حدود دهها متر جابجا شده اند (که خود ناشی از زمینلرزه های متعدد است). از طریق چنین مشاهداتی فقط نرخ لغزش (و نه دیگر پارامترهای مربوط به زمین لرزه های دیرینه) قابل استنباط است.

### ۳-۵-۲-۱- جابجائی بادزنهاى آبرفتی

سومین عارضه<sup>\*</sup> مرفولوژی سطحی که عموماً از منشاء اولیه خود به دور افتاده اند، بادزنهاى آبرفتی هستند. به واسطه ضعف در تعیین محل محور یک بادزن، این روش معمولاً برای اندازه گیری جابجائیهای کمتر از ۱۰ تا ۲۰ متر مفید نمی باشد. بنابراین زمین لرزه های دیرینه<sup>\*</sup> مجزا با این روش قابل شناسائی نیستند. زیرا میزان جابجائی بر اثر یک زمین لرزه<sup>\*</sup> بزرگ همواره کوچکتر از خطای روش مورد بحث است. Sieh and Jahns (1984) یک بادزن آبرفتی ۱۳۰۰۰ ساله را که در والاس کریک بر روی گسل سن آندریاس به مقدار ۴۷۵ متر به صورت راستگرد از منشاء خود جابجا شده بود را مورد بررسی قرار دادند. آنها با تهیه یک نقشه ایزوپیک از بادزن آبرفتی و همچنین انطباق نواحی حداکثر ضخامت بادزن با دهنه رودخانه های منشاء آن، موفق به انطباق قله<sup>\*</sup> بادزن آبرفتی با منشاء آن شدند. این روش زمانی به بهترین نحو عمل می کند که پهنه<sup>\*</sup> گسلی منطبق بر رأس بادزنهاى آبرفتی باشد.

### ۴-۵-۲-۱- اندازه گیری جابجائی جانبی از روی عوارض مرفولوژی سطحی

اندازه گیری جابجائی ناشی از زمین لرزه های دیرینه بر روی گسلهای امتداد لغز از بعضی جهات متفاوت از اندازه گیری جابجائی بر روی گسلهای شیب لغز است. بر روی ساختمانهای شیب لغز میزان جابجائی را می توان از روی ارتفاع افراز و یا ضخامت گوه<sup>\*</sup> واریزه ای ناشی از تشکیل افراز تخمین زد. در مقابل، گسلهای امتداد لغز عوارض مرفولوژی سطحی را به صورت افقی جابجا می کنند و ناهمواریهای عمودی در طول خط گسل عموماً ناشی از فرسایش تفریقی یا جابجائی توپوگرافی در امتداد گسل است و

<sup>۱</sup> Charwell

<sup>۲</sup> Hope Fault





به شکستگی ناحیه ای ارتباط ندارد. جابجائی افقی تنها تحت شرایط زیر قادر به ایجاد ناهمواری عمودی است:

- ۱- اگر امتداد گسل به اندازه کافی از جهت لغزش محض انحراف حاصل کند، که این خود منجر به تشکیل ساختهای فشاری- برشی و کششی- برشی می شود.
- ۲- اگر گسل به طور جانبی ناهمواریهای توپوگرافی را انتقال دهد.

بواسطه فرسایش معمولاً نمی توان در نزدیک پهنه گسلی عوارض مرفولوژی خطی را درست در مسیر خود پهنه گسل دنبال نمود. در مقابل، عملاً عارضه سطحی تا آنجایی که ممکن است تا نزدیکی گسل دنبال خواهد شد و سپس از هر دو سمت بر روی گسل تصویر می شود. بنابراین، عدم قطعیت در اندازه گیری جابجائی جانبی دو جنبه دارد: اولین جنبه از حفظ عوارض مرفولوژی و تطابق آن در عرض گسل ناشی می شود (کیفی) و دومی از تعیین محل نقاط قابل تطابق بر روی عوارض مرفولوژی و سپس تصویر این نقاط بر روی اثر گسل ناشی می گردد. Sieh (1978b) سیستم نرخ گذاری (عالی، خوب، مناسب و ضعیف) را برای نشان دادن عدم قطعیت نوع اول (شماره ۱) مورد استفاده قرار داد. عالی و خوب در این تقسیم بندی منعکس کننده عدم حضور گسلهای ثانویه و پیچیده کننده، برجستگی<sup>۱</sup> جانبی کم و یا فقدان آن، تظاهرات جابجائی واضح و حضور آثار ژئومرفولوژیک و زمین شناسی که بوضوح قابل تعبیر هستند. عدم قطعیت نوع دوم (شماره ۲) با یک علامت مثبت و یا منفی در کنار هر اندازه گیری مشخص گردیده که منعکس کننده محدوده احتمالی خطا است.

#### ۵-۲-۱- بازسازی جابجائیهای ناشی از زمین لرزه های دیرینه

جابجائی افقی عوارض مرفولوژی سطحی می تواند نتیجه<sup>۱</sup> یک یا تعداد زیادی زمین لرزه دیرینه باشد که این خود بستگی به سن عوارض سطحی مورد مطالعه و زمان بازگشت فعالیت مجدد گسل دارد. دانشمندان زیادی خاطر نشان کرده اند که زمینلرزه دیرینه را می توان از روی هیستوگرام فراوانی جابجائیهای جانبی شناسائی نمود. چنین هیستوگرامهایی عموماً مجموعه ای از جابجائیهای مشابه را نشان می دهند (برای مثال ۳،۶،۹ و ۱۲ متر) که به عنوان لغزش تجمعی ناشی از تعدادی زمین لرزه<sup>۱</sup> مستقل دیرینه تعبیر و تفسیر گردیده اند. مسلماً چنین تفسیری بر پایه دو فرض استوار است. اول اینکه در فاصله بین هر دو زمین لرزه<sup>۱</sup> متوالی، سیمای ژئومرفیکی جدیدی تشکیل شده و تعدادی از اینها بایستی تا زمان مشاهده حفظ شده باشند. این فرض در صورتی منطقی است که زمین لرزه ها و فرایندهای فرسایشی به طور یکنواخت در زمان توزیع شده باشند. اگر زمین لرزه ها و یا رویدادهای فرسایشی در پنجره های زمانی خاصی محدود و متمرکز شده باشند، عوارض مرفولوژی سطحی در فاصله بین دو زمین لرزه تشکیل نشده و جابجائی تجمعی دو زمین لرزه

<sup>۱</sup> Warping





ممکن است به صورت یک جابجائی بزرگ در سیمای ژئومرفیکی ظاهر شود. دوم اینکه، باید فرض کرد که جابجائیهای مشاهده شده در نتیجه زمین لرزه ایجاد شده و ناشی از خزش نمی باشد. با مشاهدات تاریخی و مطالعات دیرینه لرزه شناسی می توان به اعتبار هر دوی این فرضیات بر روی بیشتر گسلها پی برد. از گرادیان لغزش می توان به عنوان یک معیار غیر مستقیم برای تشخیص جابجائیهای ناشی از یک زمین لرزه از جابجائی مربوط به دو زمین لرزه استفاده نمودند. برای نمونه، دو دیواره تراس که به طور جانبی به ترتیب به مقدار  $2/7 \pm 0/7$  متر و  $5/6 \pm 0/7$  متر جابجا شده و تنها ۱۰ متر از یکدیگر مجزا بودند، هر دو معرف گرادیان لغزش یکسانی معادل با  $10^{-1} \times 3$  هستند. در مکانی دیگر یک زوج دیواره تراس که ۱۰ متر از یکدیگر فاصله داشتند به ترتیب به اندازه  $3/4 \pm 0/5$  متر و  $5/3 \pm 0/3$  متر جابجا گردیده و گرادیان لغزش در امتداد گسل با  $10^{-1} \times 2$  محاسبه شده بود. در این مورد چنین نتیجه گیری نمودند که ۵ متر جابجائی بایستی معرف دو بار جابجائی (دو زمینلرزه) و ۳ متر معرف فقط یک جابجائی بوده است، زیرا در هیچ جا گرادیان لغزش به بزرگی با  $10^{-1} \times 2$  در شکستگیها مربوط به زمین لرزه های تاریخی مشاهده نشده بود. با این وجود پیش از زمین لرزه ۱۹۹۲ لندرز در کالیفرنیا، تعداد خیلی کمی اندازه گیری جابجائی بر روی شکستگیهای تاریخی با فاصله کمتر از ۵۰ متر از یکدیگر صورت گرفته بود، این فقدان داده از پیش تعیین کرده بود که گرادیانهای لغزش محاسبه شده نمی توانست از یک مقدار معین بیشتر باشد.

#### ۶-۲-۱- شواهد چینه شناسی زمین لرزه های دیرینه

چینه شناسی و تغییر شکل رسوبات سخت نشده در پهنه گسلهای امتدادلغز، شواهدی را برای تعیین تعداد و سن زمین لرزه های دیرینه فراهم می آورد، به طوری که در بعضی موارد میزان جابجائی در هر رویداد را نیز با کمک این شواهد می توان تعیین نمود. پیشرفت اساسی در بازسازی تاریخ زمین لرزه های دیرینه از روی شواهد چینه شناسی را می بایست مدیون مقاله معروف (sieh(1978a دانست که بر روی پهنه گسلی سن اندریاس انجام گردیده است. این روشهای میکرو چینه شناسی<sup>۱</sup> که با تکنولوژی ترانسه زنی در پهنه های گسلی همراه است اجازه تحلیلهای دیرینه لرزه خیزی را با جزئیات بیشتری نسبت به اندازه گیریهای ژئومرفیک امکان پذیر ساخته است. با این حال، موفقیت در بررسیهای چینه شناسی به مقدار زیادی بستگی به انتخاب محل حفاری دارد که بعداً توصیف خواهد شد.

#### ۱-۶-۲-۱- چینه شناسی و هوازدگی در زونهای گسلی امتدادلغز

بررسیهای دیرینه لرزه خیزی بر اهمیت رسوبگذاری و هوازدگی جهت تشخیص و بازسازی تاریخ زمین لرزه های دیرینه در امتداد زونهای گسلی امتدادلغز تأیید دارد. بهترین مکانها برای تفکیک زمین لرزه های

<sup>۱</sup> Microstratigraphy



مستقل دیرینه مکانهایی هستند که ۱- اساساً رسوبگذاری به طور پیوسته در زون گسلی در سراسر دوره زمانی مورد نظر (به طور همزمان با گسلش) اتفاق افتاده باشد. ۲- شاخه های متعدد گسلی در یک پهنه وسیع تشکیل شوند. دومین پدیده را نمی توان همواره از روی شواهد مرفولوژی سطحی استنباط نمود ولی محل تله های رسوبی را می توان به سادگی از روی ژئومرفولوژی پهنه گسلی تعیین نمود. در این تله ها اغلب تجمع رسوبات به طور پیوسته پس از هر رویداد ادامه یافته به طوری که باعث خلق ناپیوستگیهای متعدد و ارتباطات تداخل رسوبی<sup>۱</sup> می شوند که از طریق بررسی آنها می توان رویدادهای مختلف جایجایی را از یکدیگر تفکیک نمود. در مناطق نیمه خشک (مانند غرب ایالات متحده) رسوبات هولوسن عموماً در دو موقعیت ژئومرفیکی در طول گسلهای امتداد لغز تجمع می یابند: آبگیرهای گسلی<sup>۲</sup> و کانالهای جریانهای فصلی<sup>۳</sup>.

#### ۱-۱-۶-۲-۱- آبگیرهای گسلی

بهترین محیط های رسوبی برای حفظ شواهد زمین لرزه های دیرینه، محیط های کم انرژی هستند که در آنها رسوبات به طور دوره ای<sup>۴</sup> در قالب چینه های نازک که توسط افق های هوازده، خاکهای آلی و یا تورب<sup>۵</sup> از همدیگر جدا شده اند، شکل گرفته اند. این شرایط در طول گسلهای امتدادلغز در کالیفرنیا، اغلب در آبگیرهای گسلی فراهم آمده که توسط جریانهای غیرمتمرکز<sup>۶</sup> و یا جریانهای غیردائمی<sup>۷</sup> تغذیه می شوند. تناوب رسوبگذاری زیرآبی<sup>۸</sup> (یعنی رودخانه ای- دریاچه ای) و شرایط زیر هوایی<sup>۹</sup> عموماً منجر به تشکیل توالی چینه شناسی مرکب از رس، سیلت و ماسه ریز دانه با چینه بندی نازک (به ضخامت چند سانتیمتر تا چند ده سانتیمتر) با بین لایه هایی از افق خاکی A یا تورب نازک میشود. محتوای مواد آلی موجود در تورب و خاکها در صورتی که آبگیرهای گسلی در طی فصول خشک عادی کاملاً خشک نشوند، به حداکثر می رسد. ترانسه زنی در باتلاقهای<sup>۱۰</sup> خیلی مرطوب که توسط چاههای زهکشی آب آنها تخلیه شوند با موفقیت روبرو می شود. گاهی کانالهای جدید رودخانه ای<sup>۱۱</sup> (ناشی از عوامل طبیعی و یا مصنوعی) می تواند آبگیرهای گسلی را زهکشی نماید. بنابراین دیرینه لرزه شناسان بایستی به دنبال یافتن آبگیرهای گسلی (که

<sup>۱</sup> Crosscutting

<sup>۲</sup> Sag Ponds

<sup>۳</sup> Intermittent Stream channels

<sup>۴</sup> Episodic

<sup>۵</sup> Peat

<sup>۶</sup> Slopewash

<sup>۷</sup> Ephemeral

<sup>۸</sup> Subaqueous

<sup>۹</sup> Subaerial

<sup>۱۰</sup> Marshes

<sup>۱۱</sup> Recent Stream incision

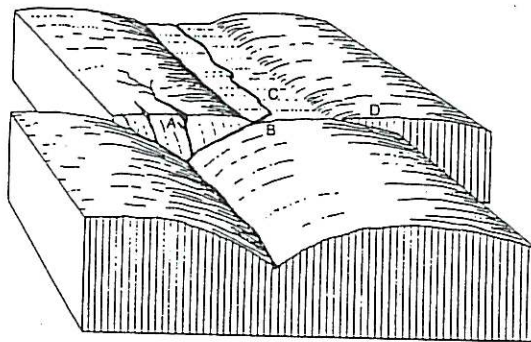




از آب پر شده و رسوبات ریز دانه دریافت می کند) باشند. تمام آبگیرهای گسلی واجد این شرایط نمی باشند. فرونشستهای تکتونیکی که محل عبور جریانهای بزرگ هستند اغلب در معرض فرسایش جانبی و عمودی (به شکل تشکیل کانال) قرار می گیرند به طوری که مانع توسعه و تشکیل تورب و یا خاکهای غنی از مواد آلی می شوند. از سوی دیگر، آبگیرهای گسلی دائمی عموماً محل رسوبگذاری پیوسته مواد ریز دانه دریاچه ای است. حفر ترانشه در چنین محیط هایی عموماً به مشاهده رسوبات توده ای رس به رنگ خاکستری- شیری که حاوی تعداد بسیار کمی نشانگرهای چینه شناسی است، می انجامد. آبگیرهای گسلی در طول گسلهای امتداد لغز عموماً فرونشستهای ساختمانی ایجاد شده توسط گسلهای عادی و کششی- برشی<sup>۱</sup> (که در محل خمها و یا پله های آزاد کننده<sup>۲</sup> یافت شده اند) را تشکیل می دهند. چنین آثار و مشخصاتی به سادگی بر روی عکسهای هوایی قابل مشاهده هستند. زمانی که پشته های مسدود کننده<sup>۳</sup> به طور بخشی و یا به طور کامل) مسیلی را که عمود بر امتداد گسل جریان دارد بلوک می کند، رسوبات می توانند در مردابها<sup>۴</sup> و یا باتلاقهای ایجاد شده به تله بیفتند. رسوبگذاری بادرز آبرفتی در زون گسلی نیز می تواند زهکش موازی با گسل را بلوکه نموده و باتلاق ایجاد نماید.

#### ۲-۱-۶-۱-۲-۱- محیط جریان فصلی

بعضی از مولفین برآنند که چینه شناسی پیچیده کانالهای فرسایشی-رسوبی (در مسیلهایی که گسلهای امتداد لغز را قطع می کنند) حاصل فرایندهای ژئومرفیکی خاصی هستند که می توان آنها را به زمین لرزه های دیرینه مستقل از هم نسبت داد. تکامل فرضی یک کانال مستقیم که توسط یک گسل امتدادلغز جابجا گردیده را می توان به شرح زیر توصیف نمود (شکل ۱۱-۱).



۱۱-۱- بلوک دیاگرام فوق نشاندهنده سیمای عمومی و شرایط ایجاد شده بر اثر جابجائی یک کانال جریان در امتداد یک گسل امتدادلغز راست گرد است.

- <sup>۱</sup> Transtension
- <sup>۲</sup> Releasing
- <sup>۳</sup> Shutter ridges
- <sup>۴</sup> Swamps





گسل امتدادلغز به صورت بخشی و یا به طور موقتی با سد کردن یک جریان (مسیل، رودخانه) موجب رسوبگذاری آبرفتی در بالادست رودخانه می شود. یک افراز گسلی تازه در مجاورت نقطه A تشکیل گردیده و جابجائیهای متوالی، سطوح افراز جوانتری را در سمت چپ نقطه A به معرض نمایش می گذارد. سد در نقطه B فرسایش یافته و آبرفتی که در نقطه C رسوب کرده بود، بریده می شود. هر چه جابجائی بیشتر پیشروی می کند، قطعه کانال در بین A و B (در طول خط گسل) دائماً طویل می شود، بنابراین گرادیان کانال را بیشتر و بیشتر کاهش می دهد. به دلیل این کاهش گرادیان، آبرفت در بالادست از نقطه A تا نقطه C و حتی آن سوی نقطه C رسوب می گذارد و سرانجام رودخانه (به دلیل داشتن مشکل در حفظ یک کانال در طول مسیر طویل شده) در عرض گسل طغیان نموده و یک کانال جدیدی خلق می کند که راستای آن بسیار نزدیکتر به بالادست رودخانه باشد.

D.D.sims این ایده را به صورت یک مدل<sup>۱</sup> فرایند- پاسخ تکتونیکی- رسوبی<sup>۲</sup> توصیف نموده (شکل ۱۲-۱) و آن را در محل فیلان کریک<sup>۱</sup> بر روی گسل سن اندریاس در کالیفرنیا آزمایش نمود. آنها رودخانه ای را که گسل را قطع می کند به سه بخش زیر تقسیم می کنند: بازوی بالا دست<sup>۲</sup> (مسیر رودخانه در بالا دست گسل)، بازوی طول گسل<sup>۳</sup> (اساساً به موازات گسل) و بازوی پائین دست<sup>۴</sup> (پائین دست گسل). زاویه<sup>۵</sup> تقریباً قائم بین بازوی بالادست، بازوی طول گسل و بازوی پائین دست به ترتیب خمهای بالا دست و پائین دست<sup>۵</sup> خوانده می شوند. بر طبق مدل پیشنهادی، هر رویداد گسلی باعث طولانی تر شدن بازوی طول گسل و کاهش گرادیان آن می گردد. در پاسخ به این فرآیند، (در تلاش به منظور افزایش گرادیان، یا بازگشت به گرادیان پیش از گسلش) جریانی در بازوی طول گسل پیشروی می کند<sup>۶</sup>. به دلیل سد شدگی، رسوبگذاری در خم بالادست آغاز می شود. میزان سد شدگی را می توان به وسیله<sup>۷</sup> مقایسه نسبت متوسط پهنای کانال به متوسط جابجائی جانبی در هر زمین لرزه، ارزیابی نمود. برای مثال یک جابجائی ۹ متری (ناشی از یک زمین لرزه) هر کانال رودخانه ای با پهنای کوچکتر از ۹ متر را به طور کامل سد کرده، یک فرونشست توپوگرافی ایجاد نموده و باعث تشکیل آبگیر و رسوبگذاری دریاچه ای و یا باتلاقی جابجائی مشابه (۹ متری) در عرض یک کانال با پهنای بیش از ۹ متر فقط باعث انحراف کانال شامل تشکیل نهشته آبرفتی<sup>۷</sup> ناشی از کاهش گرادیان (و نه تشکیل آبگیر) می گردد.

<sup>۱</sup> Phelun Creak

<sup>۲</sup> Upstream reach

<sup>۳</sup> Along-Strike reach

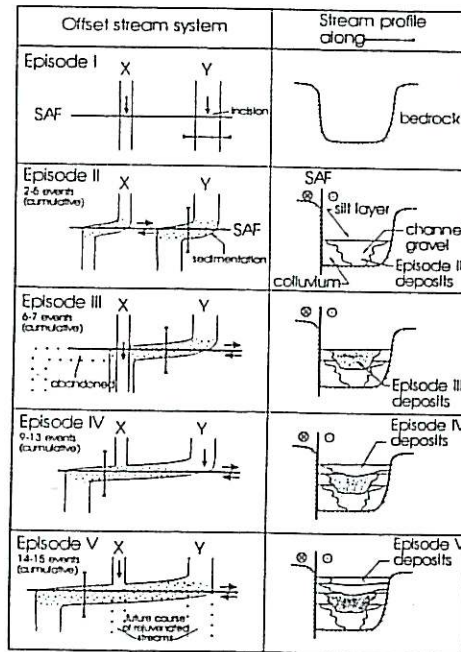
<sup>۴</sup> Downstream reach

<sup>۵</sup> Upstream and downstream bends

<sup>۶</sup> Aggrades

<sup>۷</sup> Fluvial aggradation





شکل ۱۲-۱- دیاگرام شماتیک نمایشگر " مدل فرایند- پاسخ تکتونو- رسوبی " در طول گسلهای امتداد لغز است. ستون سمت چپ نمای فوقانی از دو جریان فصلی که متوالیاً بر اثر رویدادهای گسلی راست گرد جایجا شده اند را نشان می دهد. ستون سمت راست مقاطع عرضی رودخانه را در طول بازوی گسل نشان می دهد. گذشت زمان با حرکت از بالا به پائین ستون نشان داده شده است (Episode I معرف اولین مرحله و Episode V معرف آخرین مرحله است). رسوبات مربوط به هر رویداد در هر مرحله در ستون سمت راست سایه دار شده است. در فیلان کریک، زیر- واحدهای رسوبی مربوط به هر Episode به نظر می رسد با یک زمینلرزه دیرینه همراه بوده است.

هرنوبت گسلیدگی، بازوی طول گسل را وامیدارد که شیب خود را به طور ناگهانی تغییر داده و یک چرخه رسوبی جدید را آغاز نماید (شکل ۱۲-۱). بنابراین، تاریخ جابجائی به وسیله سکانشی از کانالهای متوالیاً پر شده<sup>۱</sup> تشریح خواهد شد (با هندسه ای مشابه با گوه های واریزه ای متوالی که در طول افزارهای گسل عادی تشکیل می شوند). سرانجام، دوره های رسوبگذاری متوالی، کانال بازوی طول گسل را تقریباً تا نزدیک سواحل پر کرده، فری بورد را کاهش می دهد و منجر به فائق آمدن کانال<sup>۲</sup> در طی سیلهای فصلی می گردد. کانال فائق آمده، مستقیماً در عرض گسل سرزیر کرده، بریده شده و یک چرخه جدید آغاز می شود.

<sup>۱</sup> Stacked channel fills  
<sup>۲</sup> Channel overtopping





D.D.sims و همکارانش ثابت کردند که این نوع کانالهای متوالیاً پر شده در بازوهای طول گسل در منطقه فیلان کریک وجود دارد. با این حال به سختی می‌توان ثابت کرد که هر یک از این پرشدگیها حاصل یک جابجائی است (یا ناشی از تغییرات آب و هوایی). این موضوع از آنجا ناشی می‌شود که تعداد کمی از گسل‌های فرعی مستقلاً نشان می‌دهند (از طریق دفن آنهادر زیر واحدهای مختلف چینه‌شناسی و دیگر معرفهای ساختاری) که هر کانال پر شده بلافاصله پس از یک زمین لرزه دیرینه تشکیل شده است. در مقابل، Sims نشان می‌دهد که سن هر واحد پر شده کانال به طور نزدیکی با سن زمین لرزه‌های دیرینه در جاهای دیگر این قطعه گسلی (که از طریق معرفهای ساختاری مرسوم مانند دفن گسلها در زیر رسوبات فوقانی) مطابقت دارد.

در حال حاضر مدل پیشنهادی را نمی‌توان ثابت شده دانست، ولی تحقیقات بیشتر مسلماً دلایلی با خود به همراه خواهد داشت که نشان می‌دهد کانالهای متوالیاً پر شده به طور مشابهی گویای تکرار مکانهای زمین لرزه‌های دیرینه هستند. به عنوان یک نکته احتیاطی باید یادآور شد که دوره‌های متعدد فرسایش و رسوبگذاری ناشی از علل غیر تکتونیکی (نظیر طوفان و تسخیر رودخانه) مسلماً زونهای گسلی را تحت تاثیر قرار خواهند داد. برای مثال پس از تشکیل آخرین گسیختگی سطحی ناشی از زمین لرزه ۱۸۵۷ بر روی پهنه گسلی سن اندریاس در بادزن بایدارت<sup>۱</sup> حدود ۷۰ سانتیمتر رسوبات آبرفتی (شامل ۶ افق خاکی) نهشته شده است. این رسوبگذاری مسلماً با طوفان همراه بوده است. بنابراین مولفین بایستی در هنگام استنباط زمین لرزه‌های دیرینه از روی آثار پیچیده فرسایش و رسوبگذاری در پهنه‌های گسلی امتدادلغز محتاط باشند.

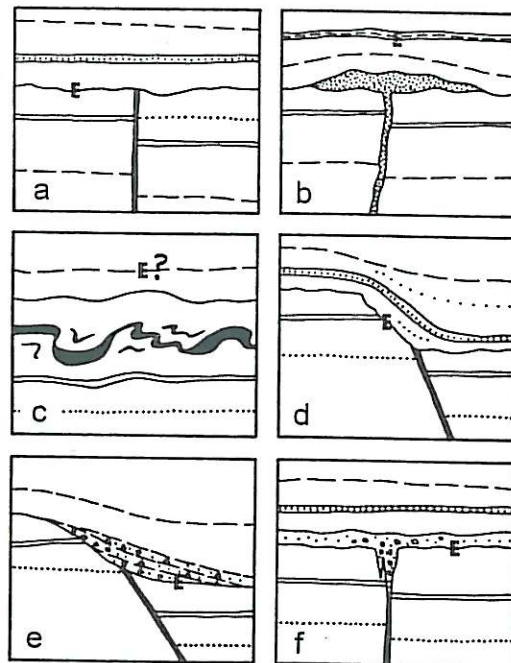
#### ۲-۶-۲-۱- معرف‌های چینه‌شناسی زمین لرزه‌های دیرینه

زمین لرزه‌های دیرینه (ناشی از فعالیت گسلهای امتداد لغز) در حالت کلی با استفاده از ۶ نشانه عمومی قابل تشخیص و شناسائی هستند: (۱) خاتمه جابجائی گسل در حرکت به سوی بالای مقطع (۲) تغییرات ناگهانی در جدایش عمودی چینه‌ها ضمن تعقیب گسلها به سمت بالا و پائین مقطع (۳) تغییرات ناگهانی در ضخامت و یا فاسیس در عرض پهنه گسلی (۴) شکاف و جوشش ماسه در سکانس چینه‌شناسی (۵) دگر شیبی زاویه دار ناشی از چین خوردگی و یا کج شدگی و (۶) گوه واریزه‌ای ایجاد شده از افزایهای کوچک (شکل ۱۳-۱). در مقطع، گسلهای امتدادلغز تمایل دارند پهنه‌های تغییر شکل باریکتری را نسبت به گسلهای شیب لغز در بر بگیرند (پهنای متوسط گسلهای امتدادلغز حدود ۵/۵ و در حالیکه پهنای متوسط گسلهای شیب لغز حدود ۱۲/۱ متر می‌باشد). مشابه با آنچه در پهنه‌های گسلی عادی می‌توان دید، شکافها و حفرات در پهنه‌های گسلی امتدادلغز نیز فراوان بوده (۵۸٪ از ترانسه‌های گزارش شده) که نشاندهنده<sup>\*</sup> آن است که یا فشارهای همه‌جانبه کم بوده و یا گسلها از نوع کششی-برشی می‌باشند. در مقابل، آثار فشار

<sup>۱</sup> Bidart fan







شکل ۱۳-۱- دیاگرام شماتیک فوق نشاندهنده معرف های چینه شناسی نمونه ناشی از زمینلرزه های دیرینه در محیط های امتدادلغز است. در تمام مثالها چینه ها تنها بر اثر یک رویداد جابجا شده اند (با در طول گسلها که با خطوط ضخیم مشخص گردیده و یا به صورت دانه های ماسه ای افق رویداد (E) با نزدیکترین تقریب، زمان گسلش را مشخص می کند. A) گسل در زیر یک دگر شیبی به طور ناگهانی خاتمه می یابد (این دگر شیبی نماینده افق رویداد است. B) دایک ماسه ای یک سیل ماسه ای تزریق شده را (که باعث چین خوردگی لایه های روئی آن شده و با خط چین نشان داده شده) تغذیه می کند. افق رویداد در محل تماس لایه های چین خورده و چین نخورده قرار دارد (نه در راس سیل). C) افق تغییر شکل یافته توسط لایه های تغییر شکل نیافته (در بالا و پائین) محصور شده است. شناسائی افق رویداد از پیچیدگی زیادی برخوردار است. این پیچیدگی ناشی از ابهام در تعیین سطح زمین در زمان تغییر شکل رسوبات نرم حاصل شده است. D) گسل در زیر یک افراز فرسایش یافته قرار گرفته و به صورت ناپیوستگی در زیر چینه های فوقانی مدفون گردیده است. ناپیوستگی همان افق رویداد است. E) گسل در زیر یک افراز قرار گرفته و توسط واریزه های اخذ شده از افراز پوشیده شده. این هندسه ای است که به طور اخص در گسلهای عادی با آن مواجه هستیم. F) گسل به شکافی ملحق می شود که این شکاف خود توسط رسوبات فوقانی پر شده است. شکاف ممکن است قبل از نهشته شدن رسوبات فوقانی باز شده باشد که در این حالت افق رویداد قاعده واحد مزبور است. به همین ترتیب، واحد رسوبی مزبور ممکن است پیش از باز شدن شکاف وجود داشته و سپس قطعاتی از آن به داخل شکاف افتاده باشد. در این حالت افق رویداد در داخل واحد مزبور قرار دارد.



زیاد در محیط های نزدیک سطحی (پرش و خشلغز) کمتر بر روی گسلهای امتدادلغز مشاهده می شوند (تنها در بین ۴ تا ۱۵ درصد از ترانسه های شناسائی شده مشاهده گردید).

#### ۱-۲-۶-۲-۱- خاتمه گسل در حرکت به سوی بالای مقطع

ختم گسل و دفن آن در زیر رسوبات جوانتر (شکل ۱۳a-۱) احتمالاً عام ترین شاهد ذکر شده برای زمین لرزه های دیرینه می باشد. ختم گسل عموماً موثرترین نوع مشاهدات در تشخیص آخرین رویداد گسلی (زمین لرزه ای) می باشد زیرا شکستگی های بعدی اکثراً بر روی یک گسل خاص اتفاق می افتد. با این وجود، ختم گسل در زیر یک افق چینه شناسی مشخص (بنابر دلایلی که بعداً ارائه خواهد شد) یک شاهد ضعیف برای یک رویداد جابجائی به حساب می آید.

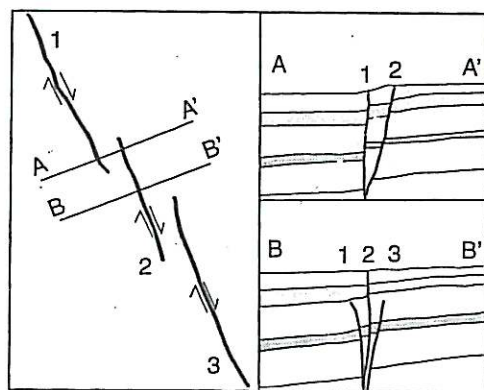
اولین بار Bonilla and Lionkaemper نشان دادند که (در جایی که سطح زمین در زمان گسیختگی شناخته شده) ۷۳٪ از گسلهای اصلی و فرعی در گسترش به سمت بالا (به طرف سطح زمین) عقیم مانده و هنگام وقوع زمین لرزه به سطح زمین نمی رسند. عمقی که در آن گسلها عقیم می مانند از چند سانتیمتر تا بیش از ۲ متر متغیر است (به طور متوسط ۳۰-۱۵ سانتیمتر). بنابراین حدود سه چهارم شاخه های گسلی امتدادلغز به سطح زمین نمی رسند (در هنگام وقوع زمین لرزه)، ولی عمق آنها شاید تنها به روش آماری قابل پیش بینی باشد. دوم اینکه، شکستگیهای امتدادلغز اغلب از یک مجموعه پلکانی (شکل ۱۴-۱) ترکیب یافته که در امتداد آنها لغزش از یک گسل بر روی دیگری انتقال می یابد. گسلها اغلب در محل پله<sup>۱</sup> عقیم می مانند و اگر چه گسلها همگی در یک زمان تشکیل شده اند ولی به افقهای چینه شناسی مختلف ختم می شوند. سوم اینکه عواملی نظیر لرزش و چرخه یخ زدگی - بازشدگی عموماً باعث می شوند بعد از گسلش، شکستگیها (ترکها) به بالای افق رویداد گسترش یابند. مشاهده ترکهای موئی کوچک که به سمت بالا و به داخل واحدهای گسل نخورده گسترش می یابند بسیار شایع است. به طور خلاصه، ختم فوقانی شکستگی بایستی با دقت تعبیر و تفسیر گردد و تنها بایستی زمانی به کار گرفته شود که خاتمه گسل در نقاط مختلف با هم منطبق بوده و با دیگر معرفها نظیر گوه های واریزه ای، افراز یا شکافها همراه شده باشد. برای اطمینان خاطر از یک زمین لرزه دیرینه<sup>\*</sup> مستقل خاتمه گسل در حرکت به سوی بالای مقطع بایستی در نقاط مختلف ترانسه (بر روی هر دو دیواره) در یک افق چینه شناسی یکسان وجود داشته باشد.

#### ۱-۲-۶-۲-۲- رشد رو به پائین جابجائی

افزایش ناگهانی میزان جابجائی بر روی یک گسل (به سمت پائین مقطع) اغلب نشانه<sup>\*</sup> جابجائیهای متعدد

<sup>۱</sup> Step





شکل ۱۴-۱- دیاگرام شماتیک فوق نشان می دهد که چگونه انتقال جابجائی از نوع امتدادلغز در عرض پله های ساختار پلکانی منجر به خاتمه شاخه های گسلی در زیر سطوح مختلف چینه شناسی می گردد. شکل چپ نمای از بالای گسل امتداد لغز با ساختار پلکانی را نشان می دهد. سمت راست مقاطع عرضی را نمایش می دهد. در مقطع  $A - A'$  شاخه های گسلی ۱ و ۲ در سطح زمین دیده می شوند. در مقطع  $B - B'$  تنها شاخه گسلی ۲ به سطح می رسد. تصاویر برونمای شده شاخه گسلی ۱ و ۳ در مقاطع دیده می شوند ولی به سطح نمی رسند. گسلهای اولیه همزمان با گسل ۲ تشکیل شده ولی می توان به غلط تفسیر شده و قدیمی تر تعبیر کردند.

برروی گسل است. با این حال، این افزایش می تواند تنها در طی یک جابجائی روی داده باشد، مشروط بر اینکه شرایط خاصی حاکم باشد. اول اینکه، مولفه عمودی لغزش بر روی یک گسل امتدادلغز ممکن است به طور طبیعی به سمت بالای مقطع کاهش یابد (به طریقی مشابه با ختم گسل در حرکت به سوی بالای مقطع) دوم، اگر چینه های گسل خورده لنتیکولار باشند (یعنی ضخامت آنها در طول امتداد تغییر کند)، جابجائی جانبی منجر به جدایش عمودی متغیر کنتاکت ها در سطح گسل می شود. بسته به شکل چینه های لنتیکولار (یا قبلاً خورده) جدایش عمودی به سمت بالای مقطع ممکن است افزایش و یا کاهش (و یا هر دو) در افقهای چینه شناسی مختلف) نشان دهد. هنگامی که چینه های گسل خورده نه افقی هستند و نه صفحه ای، تغییر در جدایش عمودی چینه شناسی، تغییر در جابجائیهای امتدادلغز را به اثبات نمی رساند. اگر داده های سه بعدی به اندازه کافی در اختیار باشد، شکل و جابجائی واحدهای چینه شناسی مجزا قابل تعقیب بوده و اجازه تشخیص افق چینه شناسی زمین لرزه های مستقل وجود دارد. سوم اینکه افزایش (رو به پائین) در جابجائی می تواند ناشی از الحاق شاخه های گسلی با هم باشد، نه جابجائی تجمعی. به دنبال تلاش زیادی بر روی مثالهای زیادی نظیر این، دانشمندان به این نتیجه رسیدند که کار کردن بر روی پهنه هایی که در آن پهنای تغییر شکل در طی هزاران سال به حدود چند متر محدود شده، اتلاف وقت است (حداقل برای گسلی فعال نظیر سن آندریاس). بنابراین بایستی به دنبال مکانهایی بود که تغییر شکل ناشی از رویدادهای مستقل تا آنجا که ممکن است گسترش یافته باشد.





۳-۲-۶-۱-۲-۱- مقابله ضخامت- فاسیس<sup>۱</sup>

نوع دیگری از شواهد که بر رویدادهای متعدد دلالت دارند عبارت از افزایش ضخامت یا تغییر فاسیس در عرض گسل (ضمن حرکت از بالا به پائین مقطع) است. اساساً این بازسازی را می‌توان با یافتن تغییر فاسیس یا ضخامت یکسان واحد مفروض در دو سوی گسل انجام داد که معمولاً به وسیله روش حفاری پیشرونده موفق به انجام آن می‌شوند. با این وجود، حتی این روش در جایی که چینه‌ها بر اثر رویدادهای متعدد و یا شاخه‌های متعدد متقاطع گسلی تغییر شکل یافته‌اند، دشوار می‌گردد.

۴-۲-۶-۱-۲-۱- شکافها<sup>۲</sup> و جوشش ماسه

شکافها را به دو شکل زیر می‌توان در نظر گرفت: شکافهایی که با موادی که آنها را می‌پوشانند پر شده‌اند (شکل ۱-۳f) و یا شکافهایی که با ماسه‌های تزریق شده (جوشش ماسه<sup>۳</sup>) پر شده‌اند (شکل ۱-۳b). هر دو شکل مزبور را می‌توان معرف خوبی برای موقعیت چینه‌شناسی یک زمین لرزه به حساب آورد. اگر چه می‌توان سریعاً چنین قضاوت کرد که روانگرایی می‌تواند نتیجه<sup>۴</sup> فعالیت بر روی گسلهایی باشد که به دور از محل روانگرایی واقع هستند (لذا می‌تواند همراه کننده باشد). ما به این موضوع واقفیم ولی از محدود مثالهایی در حفاریهای دیرینه لرزه‌خیزی آگاهی داریم که در آن جوشش ماسه آشکارا به زمین لرزه‌هایی مربوط شده‌اند که بر روی گسلهای دیگری رویداده باشند. در تمام موارد در محل ترانشه<sup>۵</sup> رایت وود، شکافها با شکستگیهای گسلی همراه هستند. همچنین در پالت کریک<sup>۴</sup> (Sieh 1978a) بیشتر زمین لرزه‌ها را توسط موقعیت چینه‌شناسی جوششهای ماسه‌ای شناسائی کرد و بعداً نشان داد که آن افقها مستقیماً با افزایش در تغییر شکل همراه بودند. بهترین حالت را می‌توان زمانی یافت که شکافها و یا جوشش ماسه با جابجائی گسلی واقعی همراه باشند، در این شکل که در داخل پهنه گسلی حفاری گردید، می‌توان شکافی را دید که به طور بخشی از ماسه‌ای با جور شدگی خوب پر شده و احتمالاً ناشی از تزریق جوشش ماسه بوده است ولی فقط مقدار بسیار کمی از ماسه در سطح زمین جریان پیدا کرده است. جدایش عمودی در عرض گسل را می‌توان به صورت لایه ماسه‌ای سفید در داخل تورب تیره رنگ مشاهده کرد (شکل ۱۸-۶).

آن بخش از رسوبات جوشش ماسه که به هنگام بروز شکستگی بر روی سطح زمین پخش شده‌اند را نپایستی با سیل<sup>۵</sup> که از زیر سطح زمین تزریق شده‌اند، اشتباه گرفت (شکل ۱۶-۶ ب). در حالت اول افق رویداد در زیر ماسه خارج شده قرار دارد. در حالیکه در حالت دوم (شکل ۱۶-۶ ب) افق رویداد (E) با یک

<sup>۱</sup> Thickness/Facies Contrast

<sup>۲</sup> Fissures

<sup>۳</sup> Sand blow

<sup>۴</sup> Pallett Creek

<sup>۵</sup> Sill



فاصله در بالای سیل قرار دارد یعنی جایی که، چینه‌های تغییر شکل یافته (به سمت بالا) در نتیجه<sup>۱</sup> خروج ماسه با ناپیوستگی در زیر چینه‌های تغییر شکل نیافته قرار می‌گیرند. در عین حال که باید هنگام تعبیر داده‌ها احتیاط نمود، جوشش ماسه و شکافها ظاهراً یکی از قابل اعتمادترین معرفهای زمین لرزه‌های دیرینه در پهنه‌های گسلی امتدادلغز می‌باشند.

#### ۵-۲-۶-۱- دگر شیبی زاویه دار

دگر شیبی زاویه دار ایجاد شده بر اثر چین خوردگی یا کج شدگی، معرفهای دیرینه لرزه خیزی نسبتاً گویایی هستند (شکل ۱۳d-۱). زمانی که رسوبات سخت نشده در طی جابجائیهای امتدادلغز (همراه با زمین لرزه) چین می‌خورند، یک دگر شیبی زاویه دار (که همان افق رویداد است) هنگامی تشکیل می‌شود که رسوبگذاری دوباره از سر گرفته شود. دگر شیبی‌های زاویه دار، که عموماً گسترش فضائی زیادی دارند از پیچیدگی‌هایی که معرفهای دیرینه لرزه خیزی را تحت تاثیر می‌گذارد (شامل یکی شدن شاخه‌های گسلی) متاثر نمی‌شوند. به علاوه، فرایندهای غیر تکتونیکی معدودی وجود دارند که می‌تواند منجر به ایجاد دگر شیبی زاویه دار گردد. منشا اصلی ابهام که می‌تواند با دگر شیبی زاویه دار همراه گردد این است که آیا چین خوردگی در نتیجه خزش غیر لرزه‌ای<sup>۱</sup> ایجاد گردیده است یا بر اثر زمینلرزه؟ با این حال، اگر خزش همزمان با رسوبگذاری عمل کند، هر واحد چینه‌شناسی که در موقعیت پائین تری قرار دارد به طور افزایشی<sup>۲</sup> بیشتر چین می‌خورد. در بیشتر رخنمون‌ها چینه‌ها در بسته‌های مجزا چین خورده و دوره‌های مجزای چین خوردگی را می‌توان از طریق تکنیک بازکردن چینه‌ها<sup>۳</sup> استنباط نمود.

#### ۶-۲-۶-۱- گوه‌های واریزه‌ای

آخرین معرف چینه‌شناسی زمین لرزه‌های دیرینه گوه<sup>۴</sup> واریزه‌ای است (شکل e ۱۳-۱). ایجاد گوه‌های واریزه‌ای در رژیمهای امتدادلغز نیازمند خلق یک افراز گسلی با سطح آزاد است. این به نوبه خود نتیجه قطعه بندی مورب<sup>۴</sup> و مولفه شیب لغز جابجائی ناشی از آن است. به واسطه ارتفاع کم بیشتر افرازهای گسلی مورب لغز و یا گسلهای شیب لغز ثانویه در پهنه‌های گسلی امتدادلغز، گوه‌های واریزه‌ای عموماً نازک بوده و فاسیس واریزه‌ای<sup>۵</sup> به طور ضعیفی تفریق شده است.

<sup>۱</sup> Aseismic Creep

<sup>۲</sup> Incrementally

<sup>۳</sup> Unfolding

<sup>۴</sup> Segment Obliquity

<sup>۵</sup> Colluvial Facies



### ۳-۶-۲-۱- اندازه گیری جابجائی جانبی از روی داده های چینه شناسی

رایج ترین شاخصهای<sup>۱</sup> چینه شناسی به کار گرفته شده در اندازه گیری جابجائی در عرض گسلهای امتداد لغز، کانالهای رودخانه ای مدفون هستند. برای مثال Sieh(1984) به طور وسیعی از کانالهای پر شده و رشته های گراولی<sup>۲</sup> جهت بازسازی جابجائی جانبی مربوط به رویدادهای مستقل در پالت کریک کالیفرنیا استفاده کرد. در این گونه موارد مشکلات هنگامی پیش می آید که ۱) اندازه شاخص مساوی با ( و یا بزرگتر از) جابجائی همراه با یک رویداد باشد ۲) چندین شاخه گسلی وجود داشته باشد و ۳) ناهموازی در مجاورت گسل وجود داشته باشد ( نظیر وجود افزاز گسلی) که به نوبه خود درک هندسه اولیه شاخصهای چینه شناسی را دشوار می سازد. به علاوه فاصله مکانی بین حفاریها، مشاهده آنچه در گسل اتفاق افتاده (در جائیکه رودخانه ها ممکن است انحراف حاصل کرده باشند) را بسیار دشوار می کند.

### ۴-۶-۲-۱- تعیین سن زمین لرزه های دیرینه

روش معمول در تعیین سن زمین لرزه ها محدود کردن زمانی زمین لرزه است. این بازه<sup>۳</sup> زمانی با تعیین سن جوانترین لایه تغییر شکل یافته بر اثر زمین لرزه و تعیین سن قدیمترین لایه ای که افق رویداد را می پوشاند، تعریف می شود. در موارد دیگر، سعی بر این است که خود افق رویداد تعیین سن شود، این کار با خراشیدن چند میلیمتر تورب (که بلافاصله بعد و یا قبل از زمین لرزه تشکیل شده و تعیین سن دقیق آن میسر است) انجام می گردد. لازم به ذکر است که هیچ یک از این روشها بهینه نیستند زیرا آنها اطلاعاتی در مورد سن واحدهای فوقانی و یا افقهای مجاور به دست نمی دهند و همچنین از حساسیت زیادی در مقابل پتانسیل آلودگی برخوردارند.

سن کربن ۱۴ (<sup>۱۴</sup>C) مربوط به نمونه حاوی کربن، در واقع یک اندازه گیری گاوسی تقریبی از سالهای رادیومتریکی پیش از زمان حاضر است. می توان سن کربن ۱۴ را با استفاده از کالیبراسیون دندروکرونولوژیکی به یک توزیع تاریخ تقویمی تبدیل کرد. برای یک نمونه مشخص تنها راه افزایش دقت تعیین سن، شمارش اضمحلال<sup>۲</sup> <sup>۱۴</sup>C برای یک دوره زمانی طولانی تر ( و یا اتمهای بیشتر) است. با این حال کالیبراسیون، اغلب چنین تلاشی را با شکست مواجه می کند.

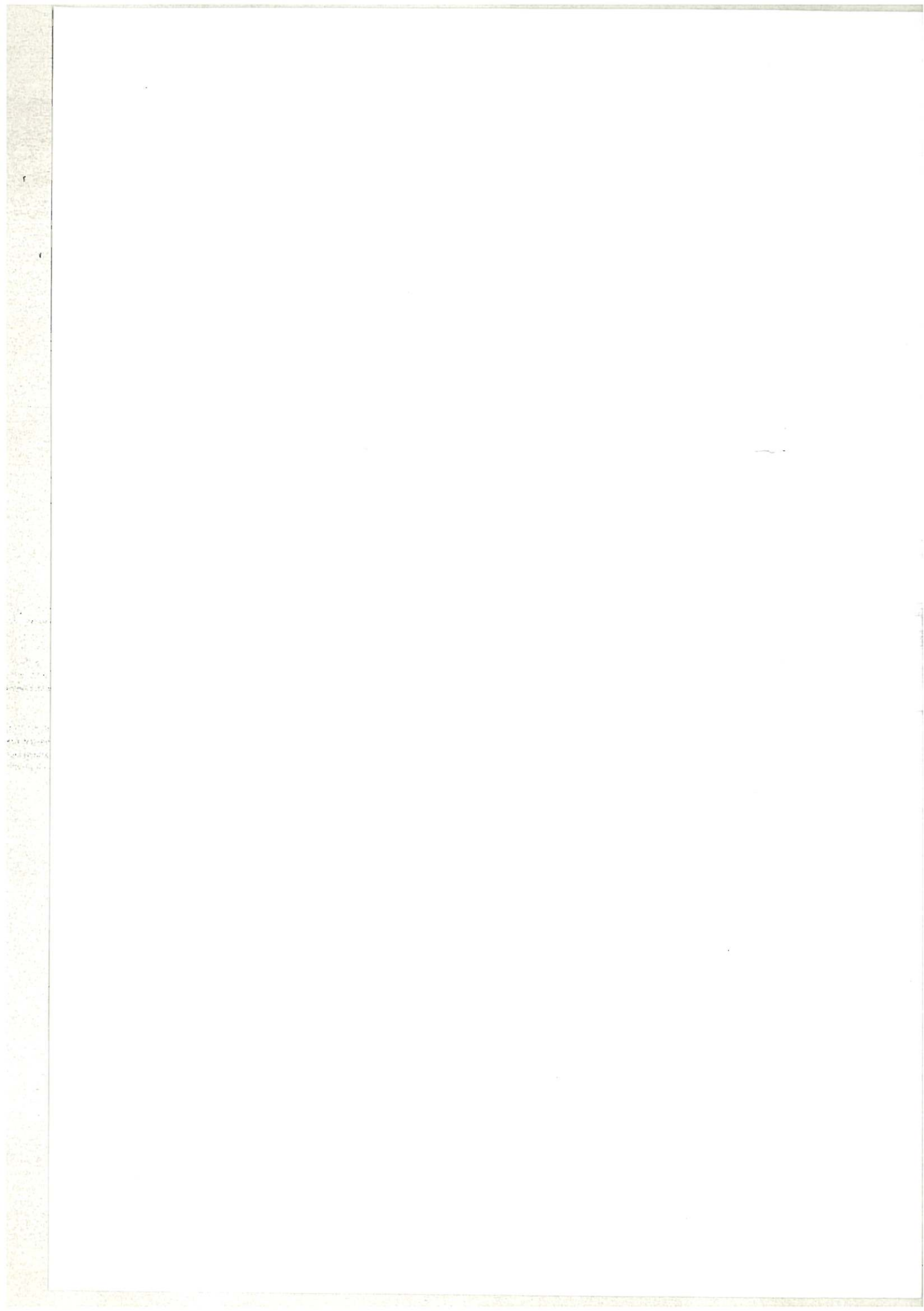
<sup>۱</sup> Markers  
<sup>۲</sup> Gravel stringer  
<sup>۳</sup> Decay





## فصل دوم

### زمین لرزه های تاریخی



## ۲- زمین لرزه های تاریخی

### ۲-۱- توصیف

قدیمی ترین زمینلرزه تاریخی شناخته شده که به شهر تبریز آسیب رسانده، زمینلرزه سال ۸۵۸ میلادی می باشد. گسل مسبب این زمینلرزه و خاستگاه بسیاری دیگر از زمینلرزه هایی که پس از آن رویداده و به شهر تبریز خسارات جدی وارد کرده، مشخص نیست. با این وجود شواهد تاریخی و مطالعات اخیر نشان داده است که سیستم گسلی شمال تبریز عامل بروز تعدادی از زمینلرزه های بسیار مخرب بوده است. در زیر به توصیف زمینلرزه های تاریخی رویداده در منطقه تبریز (برگرفته از کتاب امبرسیز و ملویل (۱۹۸۲)) می پردازیم.

زمینلرزه ۸۵۸ میلادی، زمینلرزه ای در سال ۲۴۴ هجری قمری شهر در حال گسترش تبریز را، که به دستور خلیفه بازساخته شده بود، تقریباً به تمامی ویران کرد.

۱۰۴۲ میلادی (۴ نوامبر)، زمینلرزه فاجعه باری در اواخر عصر پنجشنبه ۱۷ ربیع الثانی ۴۳۴ در تبریز روی داد. بخشی از شهر کاملاً ویران شد و بخشی از آن آسیبی ندید. گفته شده است که ۴۰۰۰۰ تن جان خود را از دست دادند. گواهی در دست نیست که ویرانی بسیار فراتر از منطقه تبریز گسترده بوده باشد، اما پس لرزه های شدیدی که مدتی ادامه داشت، سرانجام شهر را ویران کرد. دژ شهر، باروی آن، خانه ها، گرمابه ها و بازارها و نیز بزرگترین بخش کاخ فرمانروای شهر ویران شد. به نظر می رسد که این لرزه اثر زیانبار دراز مدتی بر تبریز نگذاشته و هیچ تصمیمی برای تغییر جای شهر، که چند سالی پس از زمینلرزه دگر باره ساخته شد، گرفته نشده بوده است.

۱۲۷۳ میلادی (۱۸ ژانویه)، در شب چهارشنبه ۱۸ کانون ثانی ۱۵۸۴ (تقویم سلوکی) زمینلرزه بزرگی در آذربایجان روی داد. در تبریز خانه های بسیاری فروریخت و نوک مناره ها فرو افتاد، اما آسیب ها بسیار دامنه دار نبود و تنها ۲۵۰ تن کشته شدند. لرزه آسیبی به کلیسای مسیحی نرساند اما برخی از مسجدها ویران شد. جای رویداد این زمینلرزه احتمالاً قدری از تبریز فاصله داشته است، اما درباره ویرانی به بار آمده در بیرون از شهر، که در این دوره پایتخت ایران بود، هیچ اطلاعی در دست نیست. اگرچه آسیب رسیده به تبریز نسبتاً کم بود، اما این رویداد در زمینه لرزه خیزی فروکاسته ای که زمان درازی، از فاجعه سال ۱۰۴۲ میلادی به بعد، ادامه یافته بود زمینلرزه مهمی به شمار می آید. به دنبال هیجده لرزه ای که در نخستین بیست و چهار ساعت روی داد، لرزه های متناوب به مدت حدود چهارماه ادامه داشت.





۱۳۰۴ میلادی (۷ نوامبر)، در شب ۷ ربیع الثانی ۷۰۴، زمینلرزه نیرومندی در آذربایجان سبب به بار آمدن آسیب زیادی در تبریز شد. در سراب ساختمانها به پس و پیش نوسان می کردند و بیم و هراس انگیز بودند. پس لرزه ها به مدت چند ماه دنباله داشت.

۱۳۴۵ میلادی، در سال ۷۴۶ قمری زمینلرزه ای در تبریز حس شد، بی آنکه آسیبی به بار آورد.

۱۵۵۰ میلادی، زمینلرزه\* آسیب رسانی در تبریز در سال ۹۵۷ قمری تلفات بیشماری به بار آورد و سبب پدیداری زمین لغزه های گسترده ای در کوهستان ها شد. پس لرزه ها به مدت شش روز دنباله داشت و احتمالاً به منطقه شمال باختر سهند آسیب رساند.

۱۶۲۴ میلادی، گفته شده است که زمینلرزه\* نیرومندی در سال ۱۰۳۳ قمری در تبریز روی داد، اما تقریباً به یقین این یک رویداد ساختگی است.

۱۶۴۱ میلادی (۵ فوریه)، در شب جمعه ۵ فوریه ۱۶۴۱ در منطقه بین تبریز و دریاچه ارومیه در آذربایجان زمین لرزه\* ویرانگری روی داد. مناطق اسکو و خسروشاه بر دامنه های شمال باختری کوه سهند، و نیز دهخوارقان (آذرشهر کنونی)، تمامی ویران شد و تلفات بسیاری به بار آمد. در تبریز بسیاری خانه ها و ساختمان های همگانی، از جمله بیشتر بناهای مشهور تاریخی، فرو ریختند. مجموعه نیمه ویران ساختمان های شام غازان، که در حدود پنج کیلومتری باختر شهر جای داشت، فرو ریخت و تنها چهار گوشه بنای اصلی برپا ماند. بخشی از مسجد استاد- شاگرد تبریز ویران شد، همچنانکه به احتمال بسیار زیاد مسجد علیشاه نیز پس از این زمین لرزه به حالت ویران در مرکز شهر به جا ماند. لرزه به ویژه به گنبدها و مناره های مسجدها آسیب رساند که در هم شکسته و فرو می افتادند، و نیز ساختمان های عمده شهر آسیب دیدند، هر چند برخی از آنها تا این زمان پیشاپیش به گونه ای دامنه دار به ویرانی کشیده شده بودند. آسیب ها به مناطق همسایه گسترش داشت و زمین لرزه رویهمرفته سبب مرگ ۱۲۰۰ تن شد. در کوهستان ها لرزه ها سبب راه اندازی سنگریزش ها و زمین لغزه های بزرگی شد که بر میزان ویرانی افزود، و در برخی جاها زمین از هم باز شد. در جای دیگر، که گمان می رود دشت تلخه رود باشد، آب از شکاف های زمین به بیرون جریان یافت و تنها در روز سوم در اثر پس لرزه های نیرومند قطع شد، آنگاه از جای دیگری سر برآورد تا اینکه خشک شد. گواهی در دست نیست که این دگر ریختی های زمین ساختگاه زمینساختی داشته اند. منطقه استعداد زمین لغزه دارد. به دنبال لرزه اصلی، که در منطقه وان حس شد، پس لرزه های بسیاری آمد که بتدریج در طی یک دوره پنج ماهه فروکش کردند و در سه روز نخستین بویژه شدید بودند و احتمالاً به آسیب ها افزودند. در تاتو، حدود ۱۶۰ کیلومتر آنسوتر، پس لرزه ها به مدت سه ماه حس می شد، در منطقه کلانلرزه ای یک ماه به درازا کشید تا توانستند همه دارایی ها و جسدها را از زیر آوار بدر آورند.



۱۶۵۰ میلادی، گویا زمینلرزه ای در تبریز آسیب فراوان به بار آورد.

۱۶۵۷ میلادی، گفته شده است که تبریز در اثر یک زمینلرزه ویران شد.

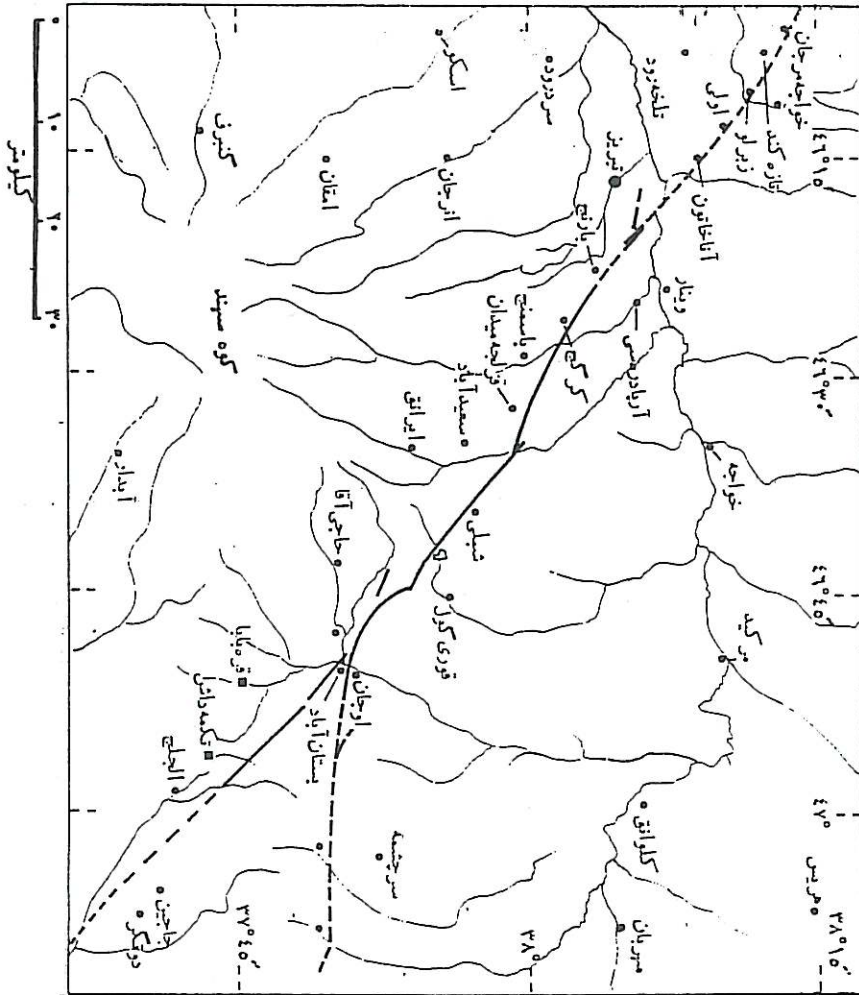
۱۶۶۴ میلادی، زمینلرزه ای در سال ۱۰۷۴ قمری بسیاری جاها، از جمله تبریز، را ویران کرد.

۱۷۱۷ میلادی، اندکی پس از نیمه شب زمینلرزه ای در تبریز ۴۰۰۰ خانه را ویران کرد و بیش از ۷۰۰ تن را کشت.

۱۷۲۱ میلادی (۲۶ آوریل)، در اوایل بامداد یکشنبه ۲۸ جمادی الثانی ۱۱۳۳، زمین لرزه بزرگی منطقه تبریز را لرزاند و دست کم ۴۰۰۰۰ تن را کشت. در خود تبریز لرزه حدود سه چهارم خانه ها را ویران کرد و بیشتر ساختمان های بزرگتر، اگرچه فرور نریختند اما آسیب های اساسی دیدند اطلاعات تفصیلی درباره گستره منطقه آسیب دیده در بیرون از تبریز در دست نیست، اما گواه های درونی داده ها این گمان را نیرو می بخشد که سنگین ترین ویرانی ها، که شمار زیاد تلفات ناشی از آن است، در درون منطقه ای روی داده است که از نزدیک تبریز به سوی جنوب خاور کشیده شده، از شبلی می گذرد و تا آنسوی قره بابا می رود (شکل ۱-۲). لرزه سنگریزش های بسیاری به راه انداخت و با یک شکستگی گسله همراه بود که در درازای دست کم پنجاه کیلومتر، از تکمه داش تا نزدیک تبریز، ادامه داشت، این شکستگی گسلی در ۱۸۰۹ م در شبلی هنوز قابل مشاهده بوده است، و بخشی از اثر گسله ای را که به نظر می رسد که با این زمین لرزه در پیوند بوده است امروزه میتوان بر روی زمین دید. به نظر می رسد که لرزه در منطقه قزوین نیز بشدت حس شده است و پس لرزه های نیرومند بسیاری به دنبال داشته است.

۱۷۸۰ میلادی (۸ ژانویه)، به دنبال یک پیشلرزه نیرومند، زمینلرزه فاجعه باری در شب جمعه ۲۹ ذیحجه ۱۱۹۳ به شنبه ۱ محرم ۱۱۹۴ (۷-۸ ژانویه ۱۷۸۰) در منطقه تبریز، این شهر را تقریباً به تمامی ویران کرد و حدود ۴۰۰ روستا، از جمله مرند، تسوج و ایراق، را در هم کوبید. در خود تبریز، همه ساختمان های عمده، که در اثر لرزه های پیشین سست شده بود، ویران شد و همه خانه های شخصی و همچنین دژ و باروی شهر به تمامی ویران گشت. شعاع ویرانی به تفاوت ۷۲ یا ۱۲۰ کیلومتر از تبریز داده شده است. در بیرون از این فاصله، در خوی، سلماس، ارومیه و گونایی (?)، ساختمان ها آسیب دید اما تلفات جانی به بار نیامد. در این زمین لرزه شمار بزرگی از مردم جان باختند که برخی از برآوردها تلفات را تا بیش از ۲۰۰۰۰۰۰ تن دانسته اند. شمار کشتگان احتمالاً پیرامون ۵۰۰۰۰ تن بوده است. در میان اینان پسر فرمانروای تبریز، فضلعلی بیگ دنبلی، نیز بود که به همراه حدود ۷۰۰ تن از ملازمان و مستخدمانش در اثر فرو ریختن کاخ کشته شد. زمین لرزه با یک شکستگی گسلی همراه بود که دست کم شصت کیلومتر دراز داشت و از همسایگی شبلی در جنوب خاور تا نزدیکی مرند در شمال باختر کشیده شده بود (شکل ۲-۲). گزارش های





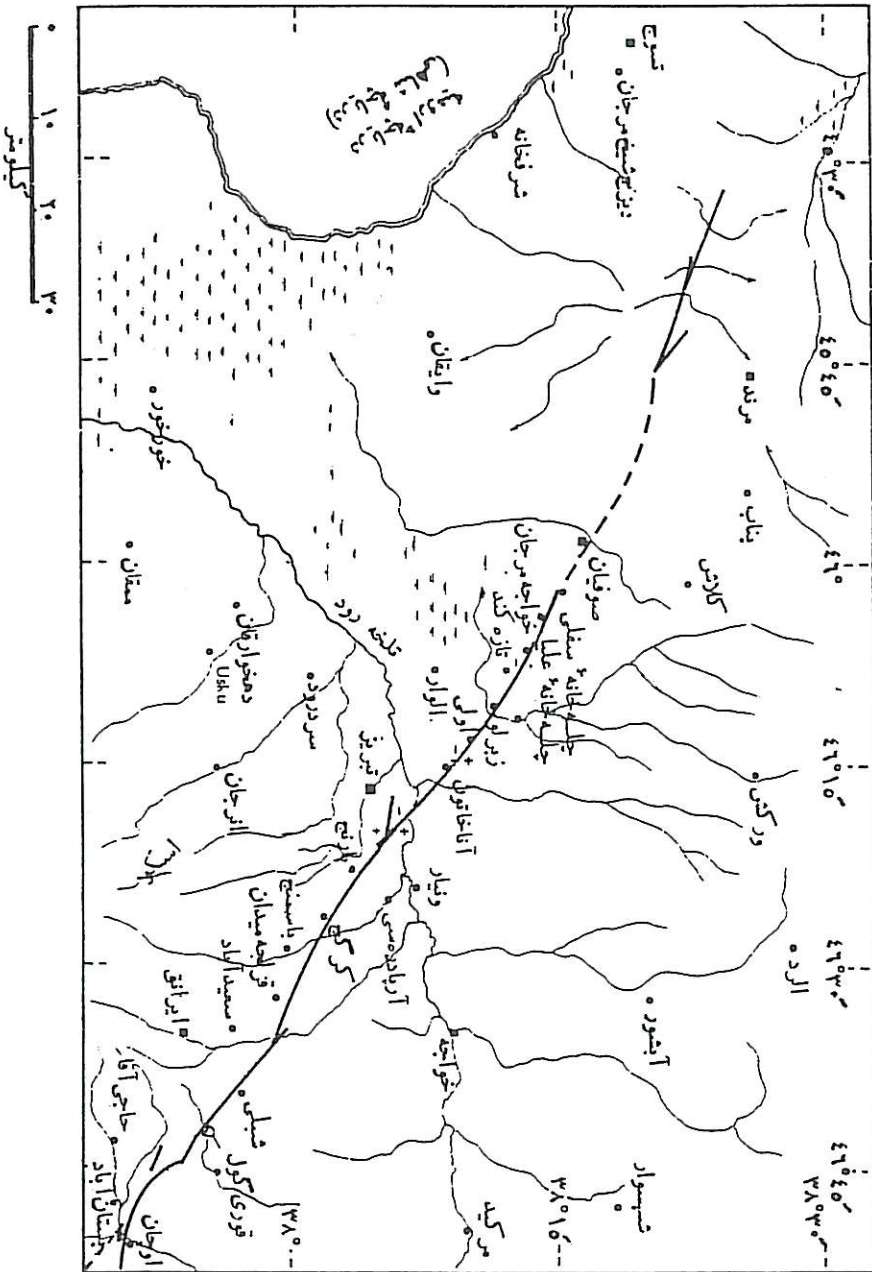
شکل ۱-۲- گسیختگی زمین همراه با زمین رزه ۱۷۲۱ میلادی، جنوب خاور تبریز  
(به نقل از امیرستیز و ملوئیل ۱۹۸۲)





هم روزگار نشان می‌دهد که گسلش از شمال خاور تبریز، در تپه‌های پای کوه سرخاب (عین علی)، به درازای حدود چهل و پنج کیلومتر با روندی به سوی جنوب خاور تا شبلی کشیده می‌شد. در سرخاب، شکستگی گسلی به پهنای دو متر که در درازای دوازده کیلومتر با روندی به سوی جنوب خاوری کشیده می‌شود توصیف شده است، در حالیکه در سوی شمال باختری تبریز شکستگی به صورت تنده‌ای پانزده کیلومتری به بلندی چهار تا ده متر توصیف شده است که رو به جنوب باختر دارد و با رنگ خاکستری خود به روشنی بازشناخته می‌شود و در راستای شمال باختری کشیده شده است. فراتر به سوی شمال باختر، در همسایگی مرنند، زمین از هم گشوده گشت اما بار دیگر بر هم بسته شد. در منطقه پست باختر تبریز، خاک دچار روانگی شد و گل از زمین بیرون زد. در اثر لرزه چشمه‌ها و قنات‌ها خشکید و روانه‌های جدید آب در جاهای دیگری جریان یافت که در برخی جاها تا بدان اندازه زیاد بود که بیم آن می‌رفت که ناحیه در هم کوبیده شده در اثر زمین لرزه را سیل فرا گیرد. جریان آب پس از حدود دو ساعت بازایستاد و آنها به سوی دریاچه ارومیه کشیده شد. در حدود دوازده کیلومتری خاور تبریز، زمین‌لرزه سبب پدیداری لغزش و فروریزیش گسترده‌ای در ناحیه بزرگی از سبزه زاران شد. زمین لرزه در وان ونیز تا دوریگی و ملطیه، یعنی ۷۰۰ کیلومتر آنسوتر، حس شد. پس‌لرزه‌ها فراوان بود و به مدت سه یا چهارسال پس از زمین لرزه، شاید هم به مدتی درازتر، در فواصل کوتاه از یکدیگر حس می‌شد. در میان آنها، لرزه‌های نیرومندی که مایه افزایش دامنه آسیب‌ها شدند در ۶ صفر (۱۲ فوریه) و ۱۴ صفر ۱۱۹۴ (۲۰ فوریه ۱۷۸۰) ثبت شده است. این زمین لرزه مسبب ویرانی همه ساختمان‌های تاریخی در تبریز بود. در میان آنهايي که بازسازی شدند و امروزه (در شکلی بسیار دگرگون شده) هنوز موجودند می‌توان از مسجد جمعه واقع در بازار نام برد که کار بر روی آن بیدرنگ پس از زمین لرزه توسط احمدخان دنبلی آغاز شد. مرمت مسجد صاحب‌الامر در سال ۱۷۹۴/۱۲۰۸ توسط جعفرخان دنبلی در مجموعه‌ای که بلافاصله در شمال مهران رود جای دارد و مسجد ثقه الاسلام را نیز در بر می‌گیرد انجام شد. این مجموعه‌ها هر دو، ساختمان‌های دیگری را در بر می‌گیرند که از آنها همچون بناهایی که در اثر زمین لرزه به سختی آسیب دیده‌اند نام برده شده است، برای نمونه مدرسه طالبیه پیوسته به مسجد جمعه که در اصل یک بنای دوره صفوی است (ساخته شده به سال ۱۶۷۶/۱۰۸۷)، و مسجد و مدرسه حسن پادشاه پیوسته به صاحب‌الامر که در اصل به وسیله اوزون حسن (در گذشته به سال ۱۴۷۸/۸۸۲) ساخته شده بود. مدرسه صادقیه، که آن نیز یک بنای دوره صفوی است، هنوز در ناحیه بازار مانده است، و بعقه و مدرسه سیدحمزه (در گذشته به سال ۱۳۱۴/۷۱۴) نیز در محله سرخاب در سوی شمالی شهر است. ویرانه‌های مسجد علیشاه امروزه به نام ارگ شناخته می‌شود، و مسجد استاد شاگرد و مسجد دال ذال نیز تا به امروز بازمانده‌اند.





شکل ۲-۲- گسیختگی زمین همراه با زمینلرزه ۱۷۸۰ میلادی  
(به نقل از امیرسیز و ملویل ۱۹۸۲).



شکستگی گسلی در پیوند با این زمین لرزه دامنه دار بود و ابعاد بزرگی داشت. امروزه، جنوب خاوری ترین بخش گسلش زمین که می توان بازشناخت. احتمالاً بیش و کم بطور مستقیم با این رویداد در پیوند بوده است در منطقه باریکی جای دارد که جاده کهنه تبریز به اوجان را، در حدود دو و نیم کیلومتر پیش از رسیدن به گردنه شبلی، بطور اریب قطع می کند. این منطقه را که عمدتاً از توف و آبرفت کواترنر تشکیل شده است، می توان بر روی زمین به سوی شمال باختر تا شمال باریش (یا بارنج) دنبال کرد که مارن های میوسن را می برد و شاخه ای از آن جدا شده به باختر به سوی تبریز می رود اما کاملاً به حومه شهر نمی رسد.

از شمال باریش، پس از گذشتن از تلخه رود، شاخه اصلی به صورت ناپیوسته در می آید. دنباله آن از میان مواد پهنه فرسایشی کواترنر می گذرد و همچنانکه به اولی و زبرلو نزدیک می شود، به تدریج به صورت تنده تمام عیاری درمی آید که بلندی جابجایی قائم آن، که رو به سوی جنوب باختر دارد، چندین متر است که یا از پی همبری میان سازند قرمز بالایی و سازندهای جوانتری که عمدتاً از نهشته های کواترنر ساخته شده اند می رود و یا آنها را قطع می کند. این گستگی تا چله خانه سفلی پیش می رود و در فراسوی آن بار دیگر اثر آن ناپیوسته می گردد. به نظر می رسد که جهت کلی جنبش گسله، بهنجار بوده است که سوی جنوب باختری آن حدود شش متر پایین افتاده است. داوری درباره اندازه یا جهت جنبش جانبی در امتداد شکستگی گسله، امکانپذیر نبود. تبریز به تدریج بر همان جایگاه پیشین دگر بار ساخته شد. خانه های تازه را کوتاه، بدون طبقه بالا، وبا استفاده بیشتر از چوب ساختند. حتی کاخ فرمانروا نیز با مهاربندی چوبی ساخته شد و شیوه ساختمانی تازه ای به نام تخته پوش کاربرد گسترده ای یافت.

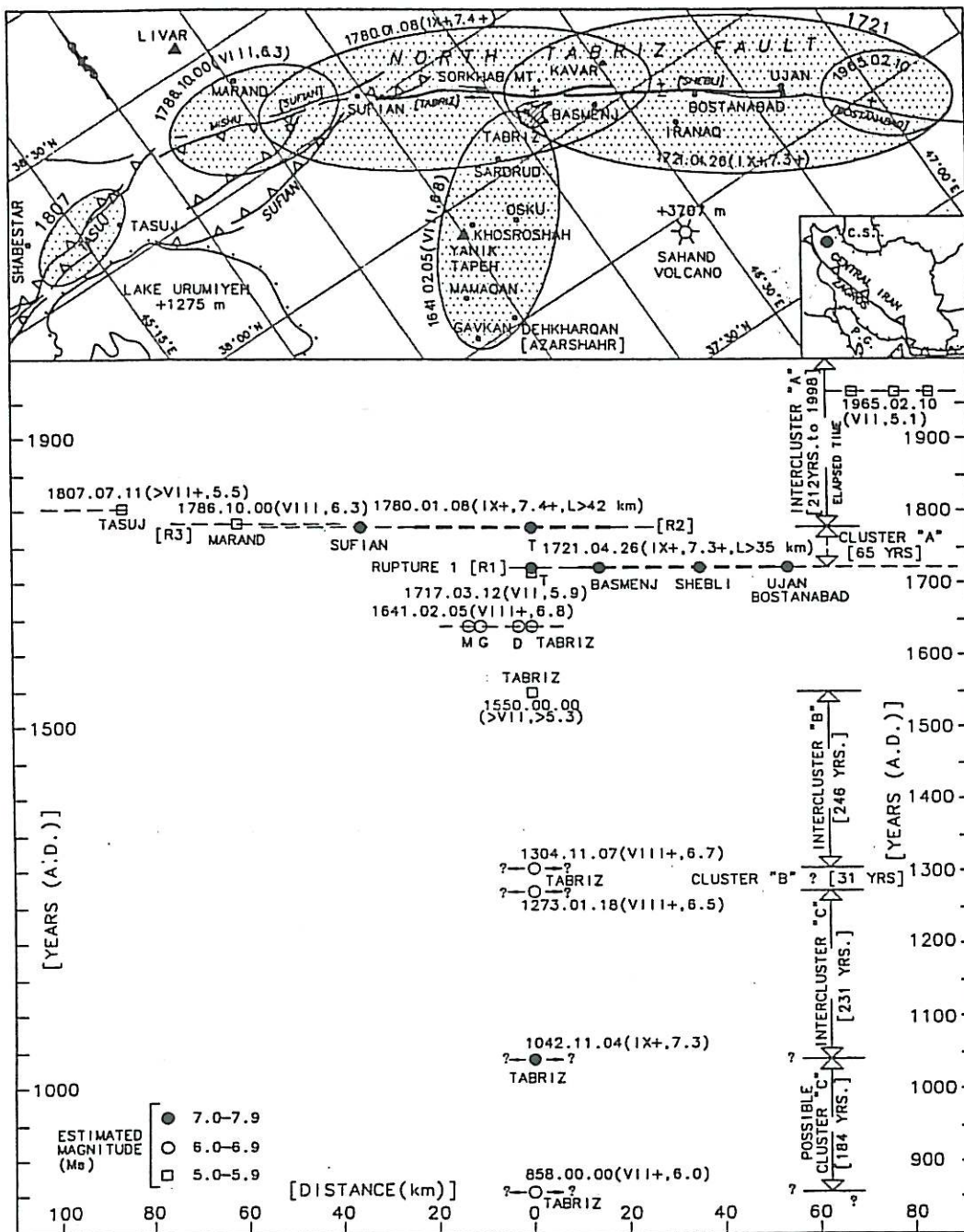
## ۲-۲- بحث و نتیجه گیری

شواهد و اسناد تاریخی فوق نشان می دهد که سیستم گسلی شمال تبریز حداقل در طی سه زمینلرزه ۱۰۴۲، ۱۷۲۱ (زمینلرزه شبلی) و ۱۷۸۰ (زمینلرزه تبریز) با گسیختگی و تغییر شکلهای سطح زمین همراه بوده است (امبرسیز و ملویل، ۱۹۸۲؛ بربریان و ویتز، ۱۹۹۹). در واقع بیش از ۵۰ کیلومتر از بخش جنوبشرقی گسل شمال تبریز و بیش از ۶۰ کیلومتر از بخش شمالغربی آن به ترتیب در نتیجه زمینلرزه های ۱۷۲۱ و ۱۷۸۰ گسیخته شد (امبرسیز و ملویل، ۱۹۸۲).

کانون مهلرزه ای زمینلرزه های تاریخی منطقه تبریز به همراه دیاگرام زمانی- مکانی آنها در طی ۱۱۴۰ سال گذشته (از ۸۵۸ میلادی تاکنون) در شکل ۳-۲ نمایش داده شده است (بربریان و ویتز، ۱۹۹۹). کانون مهلرزه ای زمینلرزه های ۱۷۲۱ و ۱۷۸۰ تا حد زیادی منطبق بر دو بخش نسبتاً مجزای گسل شمال تبریز بوده که ساختمان پلکانی نشان می دهند. ساختمان پلکانی دو بخش جنوبشرقی و شمال غربی و همچنین





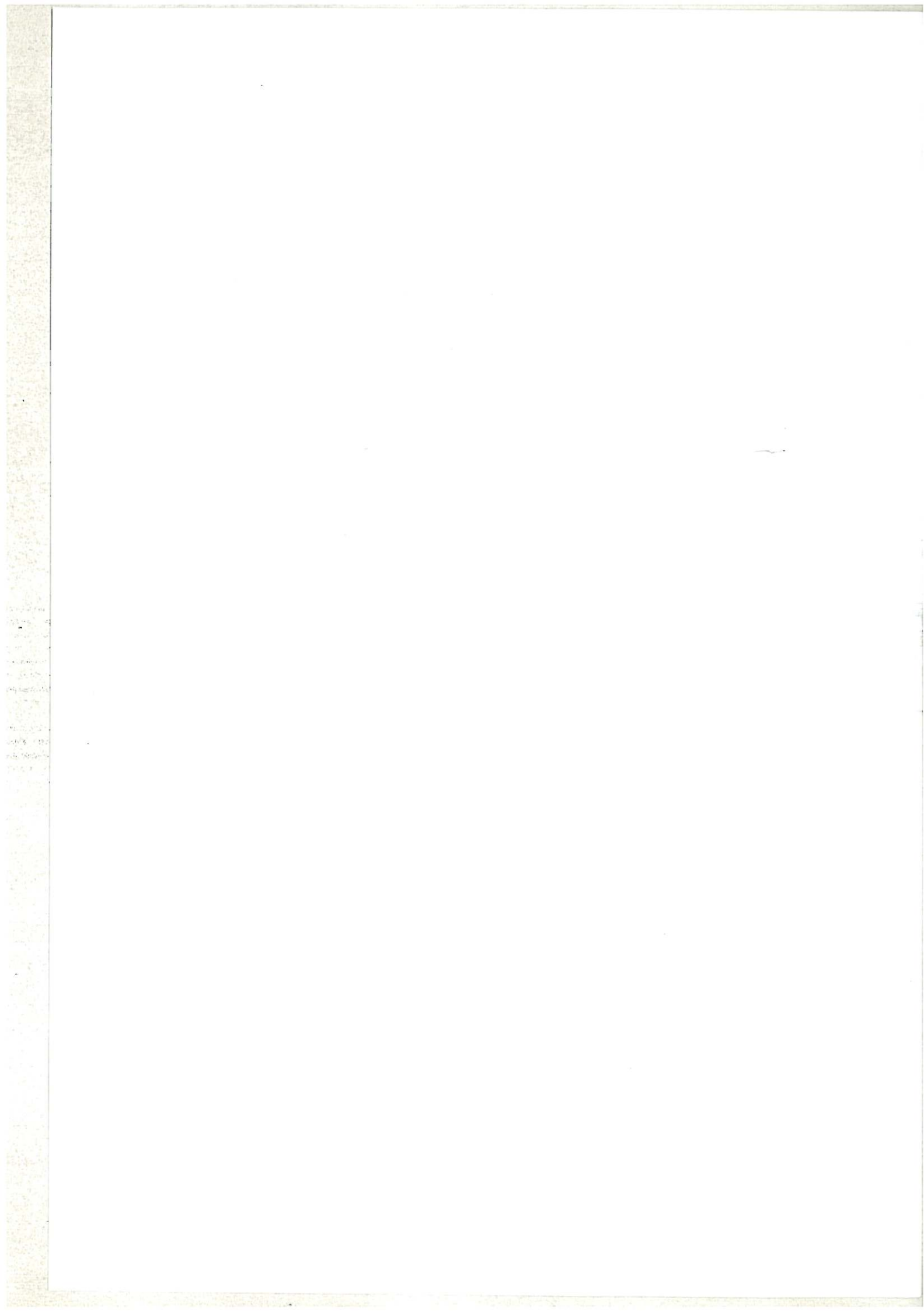


شکل ۳-۲- نواحی هم شدت زمینلرزه های بزرگ و دیاگرام مکانی- زمانی مربوط به ۱۱۴۰ سال لرزه خیزی در ناحیه تبریز، شمال غرب ایران. شکستگی سطحی همراه با زمینلرزه های ۱۷۲۱ و ۱۷۸۰ میلادی با خط چین ضخیم نشان داده شده است. مسافت ها در امتداد گسل شمال تبریز و به مبدأ شهر تبریز ترسیم گردیده است.



براساس دیاگرام زمانی - مکانی زمینلرزه های تاریخی، گذشته ۱۱۴۰ ساله تبریز به دوره های تمرکز گرائی زمینلرزه و دوره های آرامش لرزه ای قابل تقسیم است. این دیاگرام تا حدی نشاندهنده آن است که دوره های آرامش لرزه ای حدوداً ۲۵۰-۲۱۰ سال به طول می انجامیده که در فواصل آنها زمینلرزه های متوسط تا نسبتاً بزرگ ( $M=5$  تا  $6/9$ ) رویداده است. بنابراین از آنجا که آخرین زمینلرزه متوسط در سال ۱۷۱۷ میلادی یعنی حدود ۲۸۵ سال پیش در تبریز رویداده است، احتمال وقوع یک زمینلرزه متوسط در آینده نزدیک بسیار زیاد است.

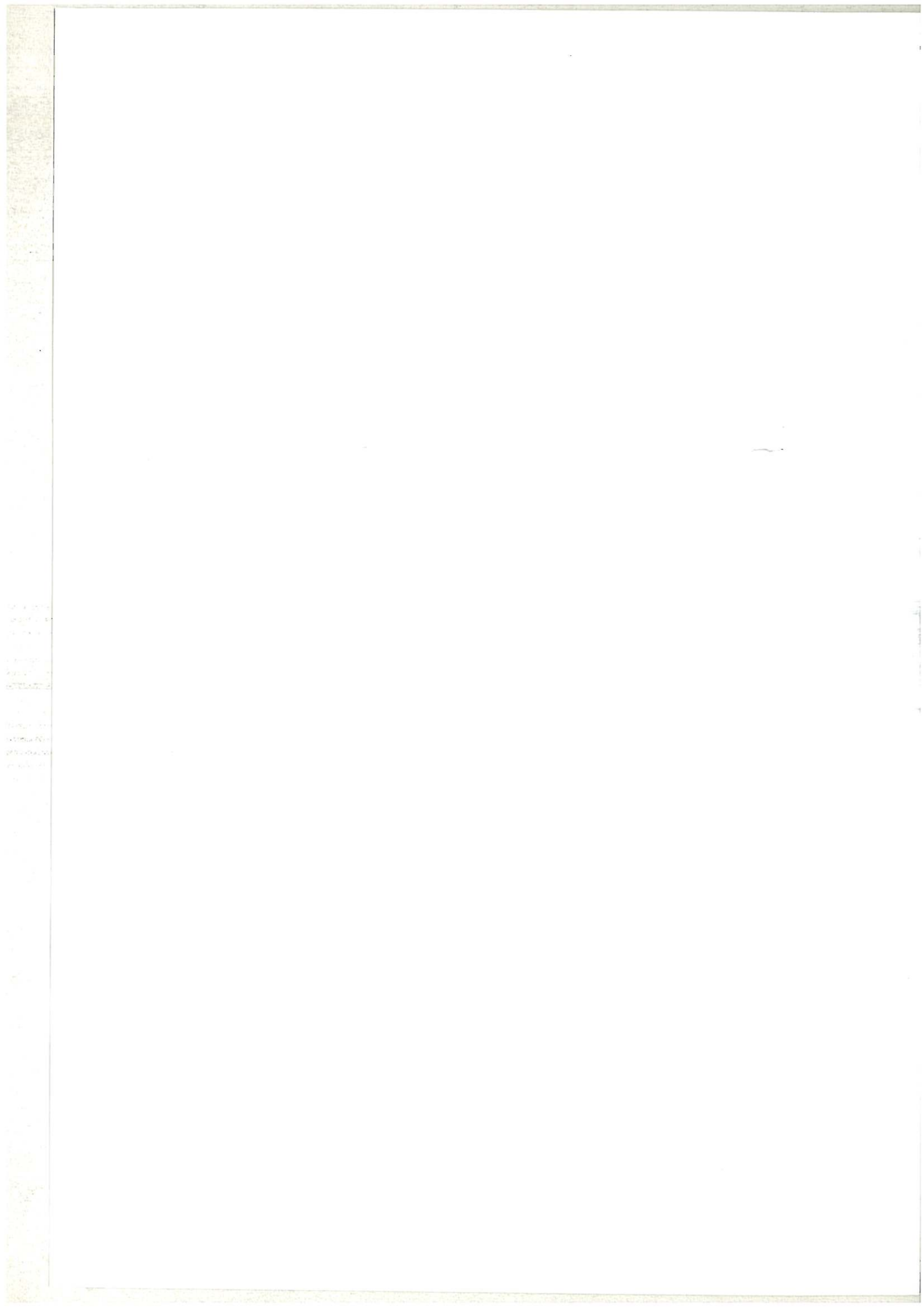






## فصل سوم

بررسیهای دیرینه لرزه شناسی بر روی گسل شمال تبریز



### ۳- بررسیهای دیرینه لرزه شناسی بر روی گسل شمال تبریز

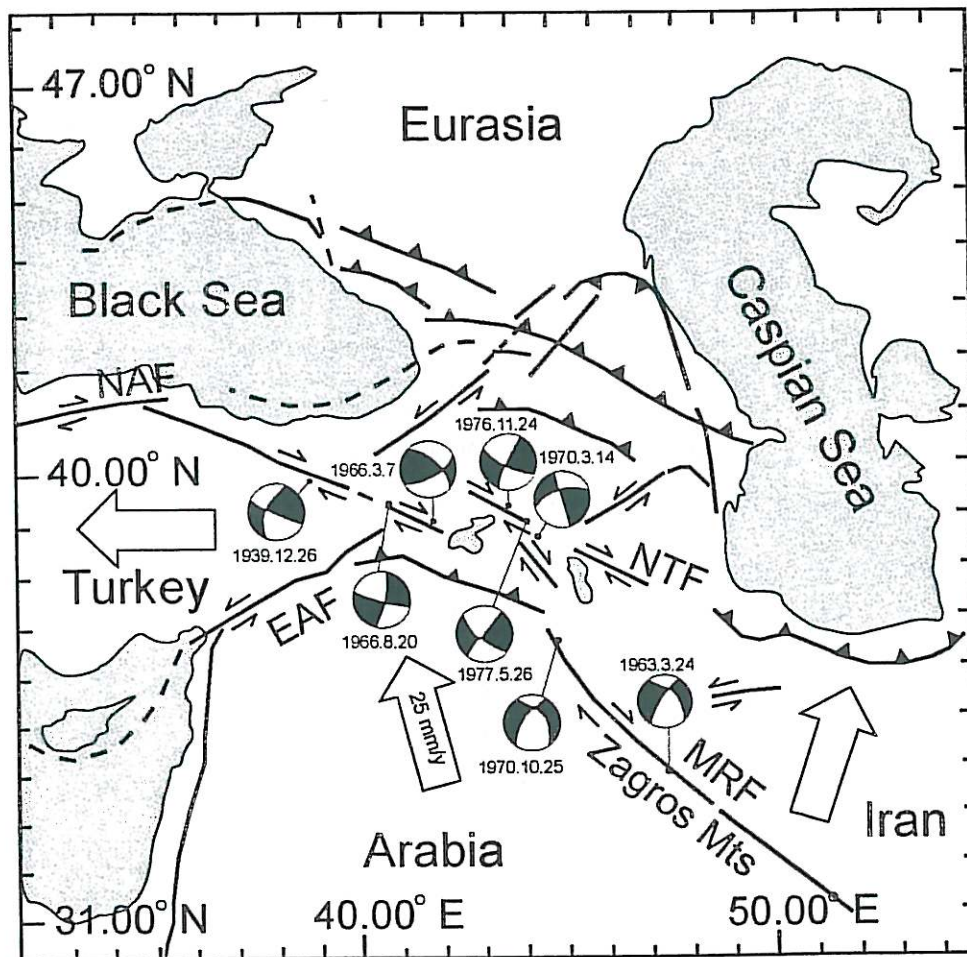
#### ۳-۱- جایگاه تکتونیکی گسل شمال تبریز در منطقه

منطقه شمال غربی ایران در بین کوههای قفقاز در شمال و کوههای زاگرس در جنوب واقع گردیده است. رشته کوههای قفقاز و زاگرس در نتیجه همگرایی بین صفحات تکتونیکی عربستان و اوراسیا بوجود آمده و تغییرشکلهای ناشی از این فشردگی به صورت ساختمانهای چین خورده- رانده در هر دو کمربند قفقاز و زاگرس بخوبی نمایان است (شکل ۱-۳).

حل مکانیسم کانونی زمینلرزه های رویداده در شمال غرب ایران و جنوب شرقی ترکیه نشان می دهد که همگرایی بین صفحات عربستان و اوراسیا در این مناطق در طول گسلهای امتدادلغز راستگرد مستهلک می گردد (شکل ۱-۳). گسلهای امتداد لغز مزبور ظاهراً ادامه جنوب شرقی گسل شمال آناتولی به داخل ایران می باشند و از قطعات ناپیوسته گسلی با امتداد شمال غرب- جنوب شرق تشکیل یافته اند. تعدادی از این قطعات گسلی به همراه زمینلرزه های ۱۹۳۰، ۱۹۶۶ و ۱۹۷۶ گسیخته شده و آثار دگرشکلی از خود برجا گذاشته اند. با این وجود، گسل شمال تبریز- که یکی از قطعات این سیستم امتدادلغز راست گرد را تشکیل می دهد- در طی دو سده اخیر به لحاظ لرزه خیزی غیر فعال بوده است. در میان زمینلرزه های تاریخی متعددی که در منطقه تبریز بوقوع پیوسته (برای نمونه زمینلرزه های ۱۷۸۶ و ۱۷۸۰ و ۱۰۴۲، ۱۲۷۳، ۱۳۰۴، ۱۵۵۰، ۱۶۴۱، ۱۷۱۷ و ۱۷۲۱، و ۸۵۸ میلادی) تنها سه زمینلرزه ویرانگر ۱۷۲۱ با بزرگی  $(Ms=7/3)$  و ۱۷۸۰ با بزرگی  $(Ms=7/4)$  و زمینلرزه ۱۰۴۲ با بزرگی  $(Ms=7/3)$  با گسیختگی در طول گسل شمال تبریز همراه بوده اند (شکل ۲-۳). زمینلرزه های ۱۷۲۱ و ۱۷۸۰ میلادی که به فاصله حدود ۶۰ سال از یکدیگر رویداده اند به ترتیب با حداقل ۵۰ و ۶۰ کیلومتر گسیختگی سطحی همراه بوده که حدود ۴۰ کیلومتر از آن در دو زمینلرزه مزبور هم پوشانی داشته است. این موضوع بیانگر آن است که زمینلرزه های بزرگ در طول گسل شمال تبریز در زمانهای خاص تمرکز یافته و از نظر مکانی با یکدیگر مرتبط هستند. وقوع زمینلرزه ۱۹۷۶ چالدران در ترکیه که با حدود ۵۵ کیلومتر شکستگی همراه گردید به این موضوع اشاره دارد که احتمالاً طول شکستگی سطحی ناشی از زمینلرزه های تاریخی در این منطقه (سیستم گسلی چالدران- شمال تبریز) بین حدود ۵۰ تا ۶۰ کیلومتر متغیر است. براساس میزان ممان لرزه ای آزاد شده در طی زمینلرزه های ۸۰ سال اخیر در منطقه شمال غرب ایران- شرق ترکیه، نرخ متوسط لغزش در طول گسلهای امتدادلغز در این منطقه حدود ۲۰ میلی متر در سال برآورد گردیده است (Jackson, 1990). این میزان ممان لرزه ای معادل با ۲۰ میلی متر در سال نرخ متوسط حرکت در طول گسلهای امتدادلغز این منطقه است. نرخ برآورد شده از این روش با نرخ پیش بینی شده توسط مدل تکتونیکی NUVEL1 (۲۲ میلیمتر درسال) تقریباً یکسان است. این تساوی نشانگر آن است که تقریباً تمام تغییر شکل ناشی از همگرایی بین







شکل ۱-۳- موقعیت گسلهای فعال شمال غربی ایران - جنوب شرقی ترکیه به همراه حل مکانیسم کانونی تعدادی از زمین لرزه های بزرگ ( $mb > 5/3$ ) در پهنه گسلی تبریز - چالدران. EAF نمایانگر گسل شرقی آناتولی، MRF نمایانگر گسل جوان اصلی زاگرس، NAF نمایانگر گسل شمال آناتولی و NTF گسل شمال تبریز است. این نقشه با اندکی تغییرات برگرفته شده از Jackson and McKenzie (۱۹۸۴) و Jackson (۱۹۹۲)



عربستان و اوراسیا به صورت انرژی لرزه ای در طول گسلهای امتدادلغز منطقه آزاد می گردد.

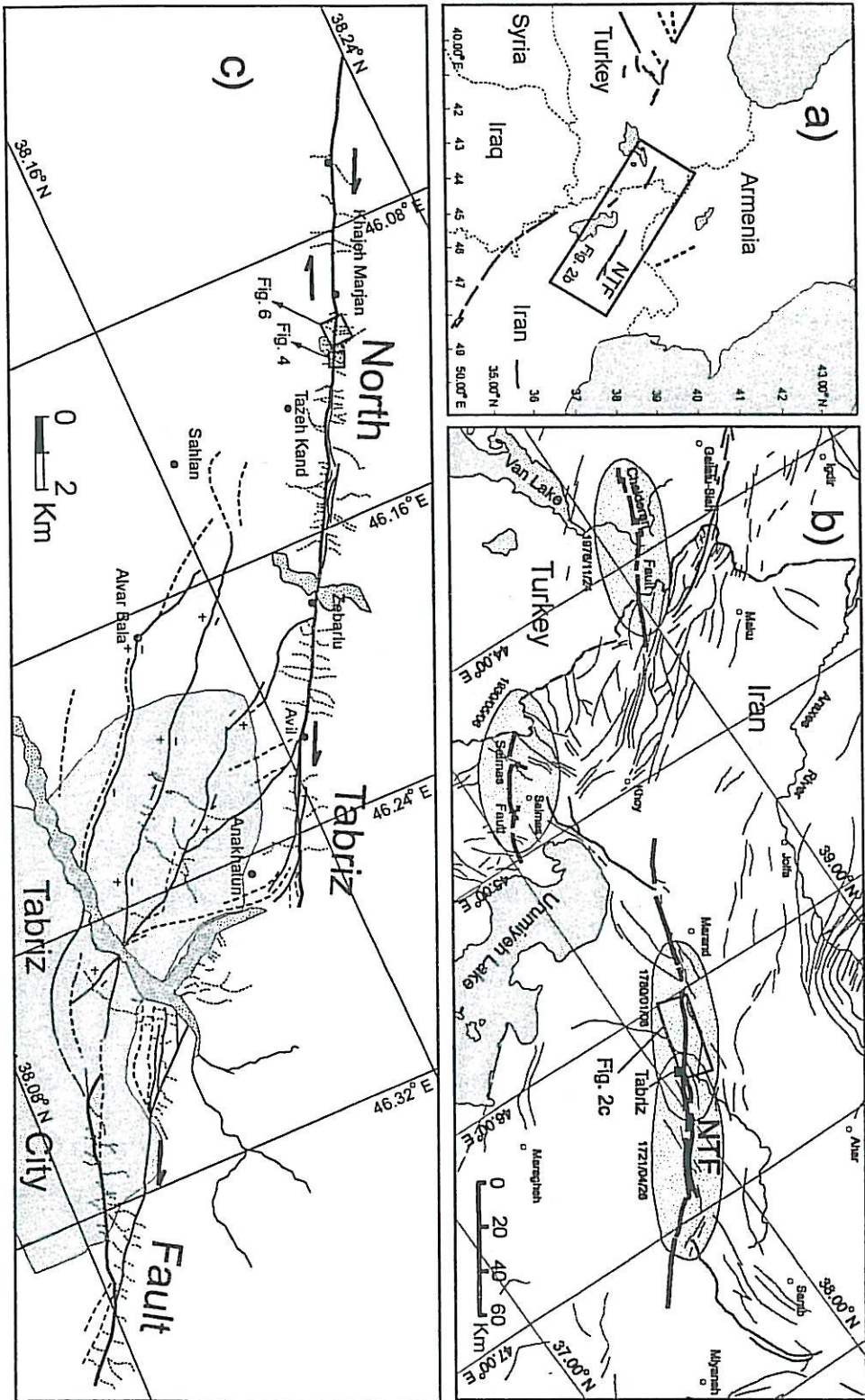
## ۲-۳- گسل شمال تبریز

گسل شمال تبریز یکی از گسلهای فعال در منطقه شمال غرب ایران می باشد که از نمود بارزی در سطح زمین برخوردار است. این گسل با طول حدود ۱۵۰ کیلومتر از شمال غرب (حوالی جنوب مرنند) تا جنوب شرق (حوالی بستان آباد) امتداد دارد. امتداد گسل شمال تبریز به سوی شمال غرب به گسلهای معکوس صوفیان و تسوج منتهی می گردد. امتداد این گسلها نسبت به گسل شمال تبریز تغییر روند داده بطوریکه بیشتر متمایل به غرب- شمال غرب هستند. از سوی دیگر ادامه جنوب شرقی گسل شمال تبریز به تعدادی از گسلهای معکوس ختم گردیده (گسلهای شمال و جنوب بزقوش، گسل دوزدوزان و گسل جنوب سراب) که تغییر روند آنها نیز بیشتر به سوی شرق- شمال شرق متمایل است (شکل ۲-۳).

در اولین گزارشهای منتشر شده (بربریان و ارشدی، ۱۹۷۶) این گسل به عنوان یک گسل معکوس با شیب زیاد معرفی گردید. با این وجود، بربریان و ارشدی (۱۹۷۶) براساس مطالعه عکس های هوایی به ذکر شواهدی دال بر جابجائی راست گرد آبراهه ها در طول گسل شمال تبریز پرداختند. جابجائی راست گرد آبراهه ها و دیگر عوارض مرفولوژیکی در طول گسل شمال تبریز بعدها توسط کارخانیان و همکاران (۲۰۰۲) با شواهد قویتری بر روی زمین مستند گردید. ایشان همچنین براساس مشاهده ۸ متر جابجائی افقی در آبراهه های حفر شده در رسوبات هولوسن، میزان نرخ لغزش در طول گسل شمال تبریز را حداقل ۲ میلی متر در سال عنوان نمودند. قطعه شمال غربی گسل شمال تبریز شواهد آشکاری از رویداد مکرر گسلش سطحی را به نمایش گذاشته که به صورت عوارض مرفولوژیکی حفظ شده و بر جای مانده است (شکل ۲۵-۳). شناخت این عوارض و همچنین این واقعیت که گسل شمال تبریز رسوبات کواترنر را قطع نموده، مار را در انجام مطالعات دیرینه لرزه شناسی در طول این بخش از گسل ترغیب نمود. در محل مورد مطالعه (شکل ۲۵-۳) بستر رودخانه ها و آبراهه ها به طور منظم در طول گسل به صورت راستگرد جابجا شده اند. بارزترین عارضه مشاهده شده عبارت از جابجائی راست گرد یک رشته قنات می باشد (شکل ۳-۳). در این محل مظهر جدید قنات پس از آنکه مظهر قدیمی حدود  $0.5 \pm 11/7$  متر به صورت راستگرد در طول گسل جابجا شد، مجدداً حفر گردید. جابجائی های بزرگتر تعداد زیادی بستر رودخانه (در نقاط دیگر این بخش از گسل شمال تبریز) با خود شواهدی به همراه دارند که گویای جابجائی تجمعی ناشی از چندین زمینلرزه مجزا و مستقل از هم است. با این وصف تعبیر و تفسیر این مشاهدات در حال حاضر بسیار مشکل به نظر می رسد. حداکثر جابجائی راست گرد مشاهده شده در بخش مورد مطالعه که با انطباق سیستم زهکشی بر روی هم انجام گرفته، حدود ۲۵۶ متر برآورد گردیده است (شکل ۳-۴). مولفه عمودی







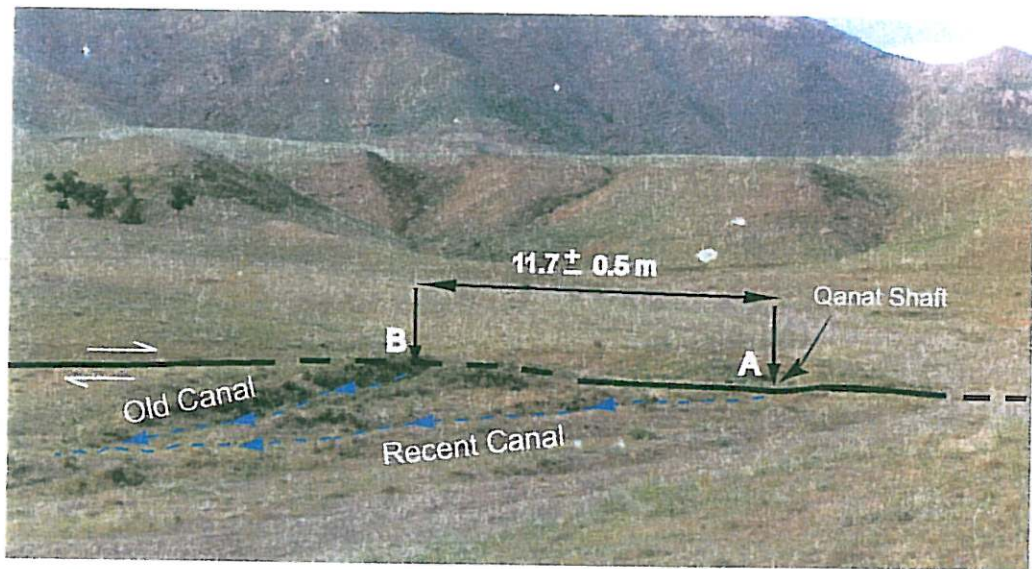
شکل ۲-۳-۲) نقشه کوچک مقیاس گسل‌های فعال شمال غرب ایران- شرق ترکیه

(اقتباس از Jackson and McKenzie ۱۹۸۴)

(b) نقشه ساده شده گسل شمال تبریز و موقعیت زمینلرزه‌های تاریخی (اقتباس از Berberian, ۱۹۹۷)

(c) بخش شمال غربی گسل شمال تبریز: به جایگاهی آبراهه‌ها در امتداد گسل شمال تبریز توجه شود.





شکل ۳-۳- جابجائی جانبی مظهر قنات در شرق روستای خواجه مرجان ( نگاه به سوی شمال)



جابجائی از جائی به جای دیگر بین ۲ تا ۱۱ متر متغیر است ولی در هر حال همواره بخش کوچکی از مولفه اصلی - که امتداد لغز می باشد - به حساب می آید. در واقع مولفه عمودی، ناشی از فروافتادگی نسبی بلوک جنوب غربی گسل نسبت به بخش شمال شرقی می باشد. با این وصف حرکت امتداد لغز در طول گسل شمال تبریز که از پستی و بلندی زیادی برخوردار است، ضمن جابجائی تویوگرافی، معمولاً این شبهه را پیش می آورد که حتی بلوک شمال شرقی در بعضی نقاط نسبت به بلوک جنوب غربی فروافتاده است.

### ۳-۳- ترانسه ها: چینه شناسی، ساختار و زمینلرزه های دیرینه

به منظور بررسی زمینلرزه های دیرینه رویداده بر اثر فعالیت گسل شمال تبریز، دو ترانسه به فاصله ۱۰۰ متر از یکدیگر و عمود بر گسل بر روی قطعه شمال غربی حفر گردید. همچنین تعدادی ترانسه نیز در هر دو محل به موازات گسل حفر گردید. موقعیت ترانسه ها در شکل های ۲-۳ و ۳-۵ نشان داده شده است.

#### ۱-۳-۳- ترانسه ۱

ترانسه ۱ در محلی انتخاب و حفر گردید که بازوی بالادست یک آبراهه بر اثر جابجائی در طول گسل در مقابل یک اینترفلو قرار گرفته است (شکل ۵-۳). در واقع اینترفلوی مزبور نقش یک پشته یا سد را در مقابل بازوی بالا دست آبراهه دارد. در این محل دو افراز گسلی جوان نیز بخوبی در سطح زمین قابل شناسائی است (شکل ۶-۳). بدلیل محدودیت های راهبردی و حفاری، ترانسه ۱ تنها در عرض افراز گسلی کوتاهتر حفر گردید، بطوریکه حفاری ترانسه ۱ به افراز گسلی بلندتر (که در شمال افراز کوتاهتر قرار دارد) سرایت نکرد. افراز گسلی کوتاهتر در داخل ترانسه شامل یک پهنه خرد شده (گسلی) است که پهنای آن از چند متر تجاوز نمی کند (شکل های ۶-۳ و ۷-۳). بدین ترتیب پهنه گسلی مزبور، رسوبات کواترنر زیرین را (که پشته واقع در جنوب گسل را تشکیل می دهد، واحد ۱۰۰)، در مقابل رسوبات آبرفتی کواترنر بالائی - هولوسن (واحد های ۱۱۸-۱۰۷ در شکل ۷-۳) قرار داده است. جابجائی های راست گرد که در نتیجه زمینلرزه های مکرر که در طول این بخش از گسل شمال تبریز اتفاق افتاده در قالب سکانسی از رسوبات دیده می شود که در فرونشست های ایجاد شده بر اثر زمینلرزه تشکیل یافته است. ما به طور قراردادی این رسوبات را "گوه های واریزه ای" می نامیم. این گوه های واریزه ای عمدتاً از ماسه های درشت دانه، گراول و قلوه های زاویه دار تشکیل یافته که توسط یک ماتریکس رسی - ماسه ای در بر گرفته شده است. در این سکانس رسوبی یک گوه واریزه ای از گوه بالائی و یائینی براساس نوع رسوبات و همچنین روابط ساختاری متمایز گردیده و معرف یک زمینلرزه مستقل می باشد (شکل های ۷-۳). یائین ترین واحد از سکانس رسوبی مزبور (واحد ۱۰۱) شدیداً تغییر شکل یافته به طوریکه قلوه ها در امتداد شکستگی ها خرد شده و در بین ذرات ماسه ای - رسی فشرده شده اند. همچنین تعدادی از شکستگیها در زیر این واحد مدفون شده اند. واحد

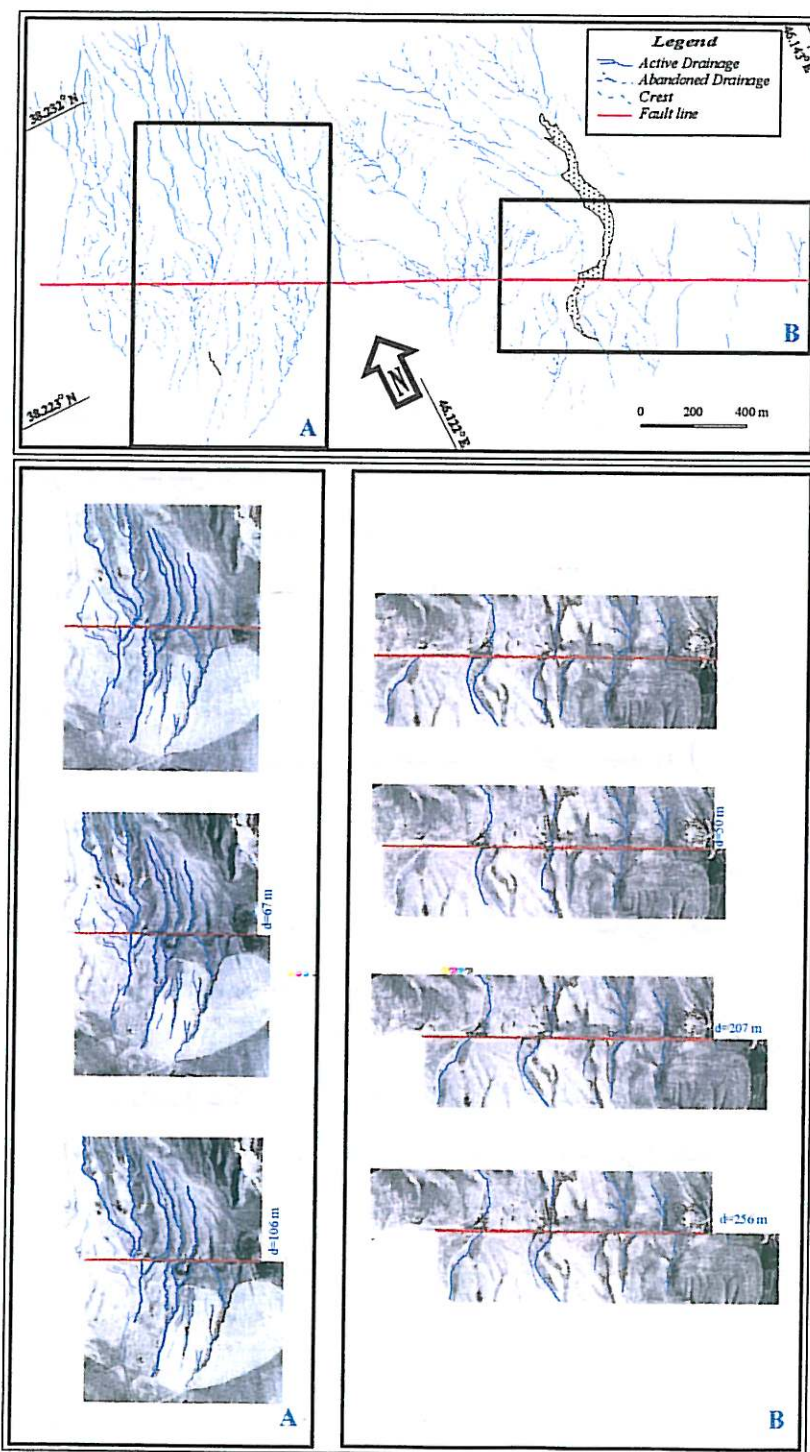




دوم (۱۰۲) از فشردگی بیشتری برخوردار است ولی تغییر شکل کمتری حاصل کرده است. تنها تغییر شکلی که در این واحد به چشم می‌خورد عبارت از جهت یافتگی مجدد قلوه‌ها در یک فاصله ۱۰ تا ۲۰ سانتی متری از گسل است. سومین گوه واریزه‌ای (۱۰۳) توسط تعدادی درزه خرد شده و بوضوح یکی از شاخه‌های اصلی گسل را در زیر خود دفن نموده است. واحد ۱۰۴ عمدتاً از نوع رسوبات آبرفتی است که بر روی جوانترین گوه واریزه‌ای نهشته گردیده است. تمام این واحدها به سوی شمال توسط یک پهنه گسلی محدود شده‌اند (شکل ۷a-۳). پهنه گسلی مزبور توسط جوانترین افق چینه‌شناسی (واحد ۱۰۶) که از آبرفت ریز دانه ترکیب یافته، پوشیده شده است. وجود این واحد آبرفتی گزیبای آن است که بخشی از واحدهای فوقانی مسکن است بر اثر فرسایش از بین رفته باشد.

براساس این تعبیر و تفسیر چینه‌شناسی از گوه‌های واریزه‌ای ما می‌توانیم وقوع چهار رویداد لرزه‌ای را تصور-نمائیم. با این وجود، فقط وقوع دو رویداد از چهار رویداد فوق توسط شواهد مستقل دیگر تأیید گردیده است. بنابراین، با یک دیدگاه محافظه‌کارانه میتوان وقوع این دو رویداد را با ضریب اطمینان بالایی پذیرفت. قدیمی‌ترین زمینلرزه که با علامت T<sub>1</sub>-D نشان داده شده با تشکیل قدیمی‌ترین گوه واریزه‌ای (واحد ۱۰۱) مشخص گردیده است. این واحد پس از وقوع زمینلرزه (در مجاورت گسل و بر اثر کشیدگی تشکیل یک فرونشست محلی را میداده) تجمع یافته، بطوریکه تعدادی گسل و درزه در زیر این واحد مدفون شده است. قاعده واحد ۱۰۲ می‌تواند معرف دومین رویداد لرزه‌ای باشد. البته وقوع این رویداد با عدم قطعیت همراه است و با علامت T<sub>1</sub>-M<sub>2</sub> نشان داده شده است. سومین زمینلرزه که با علامت T<sub>1</sub>-A نشان داده شده بخوبی توسط دو شاهد مستقل از هم تأیید شده است. اول، مدفون شدن یکی از شاخه‌های اصلی گسل (شاخه جنوبی) در زیر واحد ۱۰۳ و دیگری وجود واحد ۱۰۳ که می‌تواند معرف رسوبات واریزه‌ای پس از رویداد زمینلرزه باشد (شکل ۷a-c-۳). واحد ۱۰۴ به نظر نمی‌رسد که وقوع یک رویداد تغییر شکلی (زمینلرزه) را تأیید نماید ولی در عین حال می‌تواند در نتیجه وقوع یک رویداد جوانتر (که منجر به تشکیل فرونشست گسلی در مجاورت گسل گردیده) تشکیل شده باشد. این زمینلرزه که وقوع آن از قطعیت بالایی برخوردار نیست با علامت T<sub>1</sub>-L<sub>2</sub> نشان داده شده است. سرانجام، شاخه‌های اصلی گسل بوضوح توسط واحد رسوبی ۱۰۶ مدفون گردیده است. قاعده واحد ۱۰۶ مشخصاً یک سطح فرسایشی را نشان می‌دهد ولی در عین حال می‌تواند معرف جدیدترین افق رویداد در این ترانسه باشد (این افق رویداد با علامت T<sub>1</sub>-C مشخص شده است). بدلیل عدم امکان برقراری روابط بین واحدهای چینه‌شناسی نمی‌توان مشخص نمود که دو رویداد شناسایی شده T<sub>1</sub>-C و T<sub>1</sub>-L<sub>2</sub> دو رویداد مستقل از هم هستند و یا اینکه هر دو معرف یک زمینلرزه می‌باشند. علاوه بر این، شواهد دیگری دال بر وقوع رویدادهای قدیمی‌تر در این ترانسه مشاهده گردید که از این میان می‌توان به افق رویداد T<sub>1</sub>-B اشاره نمود که در راس واحد ۱۰۷ مشخص شده است.





شکل ۳-۴- جابجائی آبراهه ها در امتداد بخشی از گسل شمال تبریز. A و B عکسهای هوایی به مقیاس ۱:۱۰۰۰۰ می باشند. بازسازی جابجائی تجمعی آبراهه ها در طی مراحل مختلف نشان داده شده است. عکسهای فوقانی در هر دستون وضعیت فعلی آبراهه ها را نشان می دهد.





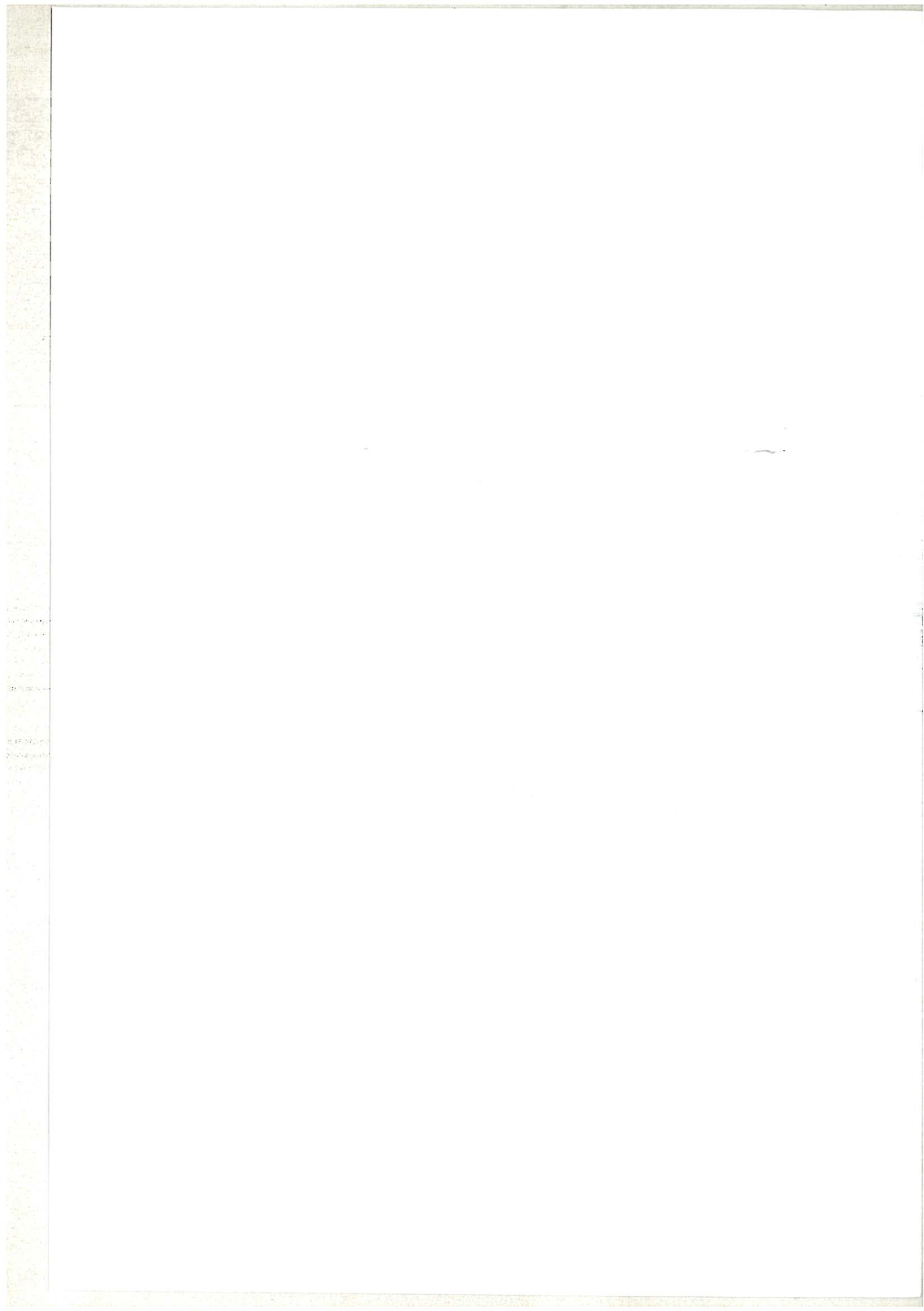
۳-۴-۲- نمونه ای از جایجائی راست گرد در امتداد گسل شمال تبریز



۳-۴-۳- نمونه ای از جایجائی راست گرد در امتداد گسل شمال تبریز











۳-۴-۲- نمایی از افزایش گسلی ایجاد شده ناشی از مولفه قائم جابجائی در طول گسل شمال تبریز و موقعیت ترانسه ۲



۳-۴-۳- شبکه بندی و برداشت واحدهای مختلف در داخل ترانسه ۱





زمان وقوع این زمینلرزه های دیرینه تا حدی توسط تعیین سن تعداد معدودی نمونه تعیین گردیده است. از آنجا که موفق به یافتن نمونه های ذغال از هیچیک از واحدهای مشخص کننده افق های رویداد نشدیم، به اخذ نمونه از رسوبات غنی از مواد آلی اکتفا نمودیم. شکل ۷a-۳ محل اخذ نمونه ها و جدول ۱ سن آنها را نشان می دهد. سن نمونه های اخذ شده نشانگر آن است که حداقل ۴ زمینلرزه (که با گسلش سطحی همراه بوده) از حدود ۳۶۰۰ سال پیش تاکنون رویداده است. همچنین سن های تعیین شده نشان می دهد که جوانترین زمینلرزه پس از ۱۱۹۰ میلادی اتفاق افتاده است.

### ۲-۳-۳- ترانسه ۲

ترانسه ۲ در مجاورت یک حوضه آبگیر کوچک و عمود بر راستای گسل شمال تبریز حفر گردید (شکلهای ۳-۵ و ۳-۷b). این ترانسه رسوبات آبرفتی جوان را که عمدتاً از سیلت و ماسه ریز دانه با ماتریکس رسی تشکیل یافته، در معرض دید قرار می دهد (واحدهای ۲۰۰ تا ۲۲۱ در شکل ۳-۷b). واحدهای رسوبی مشاهده شده در این ترانسه توسط گسلهایی که به هر دو سوی شمال و جنوب شیب دارند بشدت بهم ریخته و تغییر شکل داده اند. این گسلها پهنه ای به عرض حدود ۱۵ متر را در برمی گیرند و شامل دو دسته گسلهای شمالی و جنوبی می باشند. پهنه گسلی شمالی در ترانسه ۲ در واقع ادامه پهنه گسلی مشاهده شده در ترانسه ۱ است (شکل ۳-۵). وجود افرازیهای گسلی کوچک در سطح زمین در محل ترانسه ۲ بیانگر رویداد گسلش جوان در این محل است (شکلهای d و ۳-۷b).

خاتمه ناگهانی شاخه های گسلی (در حرکت از پائین به بالا، در مقطع برداشت شده از ترانسه ۲) و دفن آنها توسط واحدهای رسوبی درسطوح مختلف چینه شناسی، همچنین رسوبات واریزه ای حاصل از تشکیل افراز، به عنوان شواهدی مبنی بر رویداد حداقل چهار زمینلرزه دیرینه در این محل تعبیر شده اند. افقهای رویداد (که در واقع معرف سطح زمین به هنگام وقوع زمینلرزه می باشند) مربوط به این زمینلرزه های دیرینه در موقعیت های چینه شناسی زیر قرار دارند:

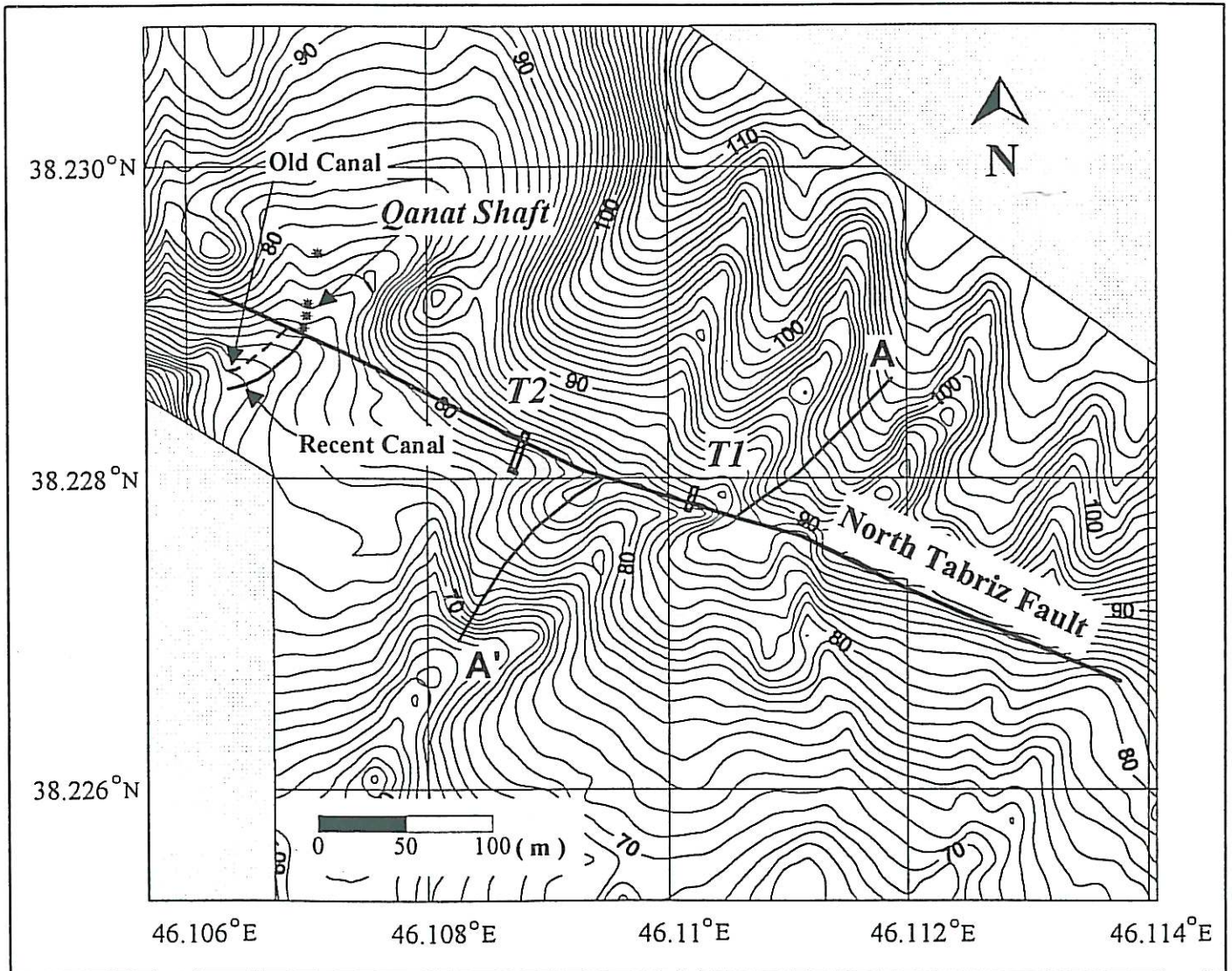
الف): رویداد T2-X، این رویداد توسط راس واحد ۲۰۴ و یا بخش میانی واحد ۲۰۸ مشخص می گردد. در اینجا از یک سو شکاف های موجود توسط واحد ۲۰۸ پر شده و از سوی دیگر شاخه های گسلی حداکثر به راس این واحد ختم می شوند. جایجائی ظاهری (عمودی) واحد ۲۰۴ هم می تواند ناشی از جایجائی امتدادلغز واحدهای با ضخامت متغیر باشد که در این صورت به شکل کاذب به جایجائی عمودی ناشی از حرکات شیب لغز شباهت پیدا می کند. از سوی دیگر، جایجائی واحد ۲۰۴ می تواند معرف وقوع چند رویداد دیگر باشد. قضاوت نهایی در این مورد با شواهد موجود امکانپذیر نیست.

ب) رویداد T2-W، این افق رویداد را رأس واحد ۲۱۰ مشخص می کند. در اینجا شاخه های گسلی توسط واحد ۲۱۱ دفن شده اند (در فاصله ۵ متری ترانسه). شاهد دیگر برای وقوع این رویداد در فاصله صفر تا





✓



شکل ۵-۳- نقشه توپوگرافی بزرگ مقیاس (با خطوط میزان ۱ متری) از محل مورد مطالعه و موقعیت ترانسه‌ها (T1, T2) بر روی آن. این نقشه براساس ۱۰۷۵ نقطه برداشت شده با توتال ستیشن تهیه شده است. جابجائی قنات در دو سمت گسل شمال تبریز قابل رؤیت است. A-A' موقعیت پروفیل توپوگرافی در شکل ۶-۳ را نشان می‌دهد.

یک متری از ترانشه در قالب شکاف های پر شده توسط واحد ۲۰۶ قابل تشخیص است. این شکاف های پر شده با شکاف های جواتر هم راستا نیستند. این شاهد بیانگر وقوع یک زمینلرزه پیش از (ویا در طی) نهشته شدن واحد ۲۰۶ می باشد.

(ج) رویداد T<sub>2</sub>-Z، در فاصله ۱۰ تا ۱۱ متری و همچنین ۱۵ تا ۱۶ متری ترانشه، شاخه های گسلی به زیر واحد ۲۱۳ ختم شده و در زیر آن دفن گردیده اند. بنابراین، قاعده واحد ۲۱۳ معرف یک افق رویداد است. اگر چه این رویداد ممکن است معادل با رویداد T<sub>2</sub>-W باشد ولی اطلاعات ناقص چینه شناسی جهت تطابق واحدها در این ترانشه، قضاوت در این مورد را دشوار ساخته است.

(د) رویدادهای T<sub>2</sub>-K، سه کانال پر شده در این محل و مدفون شدن گسلهای جنوبی به زیر راس واحد ۲۰۰ (فاصله ۱۰ تا ۱۶ متری) معرف وقوع حداقل یک زمینلرزه در این افق است.

با تعیین سن نمونه های رسوبی غنی از مواد آلی به روش کربن ۱۴ قادر به تعیین سن دو زمینلرزه از میان رویدادهای فوق الذکر گردیدیم (جدول ۱ و شکل ۷b-۳). تعیین سن های انجام شده نشان می دهد که جدیدترین رویداد، زمانی پس از سال ۹۹۰ میلادی اتفاق افتاده است، در حالیکه زمینلرزه ماقبل آخر می بایستی در زمانی بین سال ۶۶۰ و ۱۱۶۰ میلادی رویداده باشد خلاصه ای از سن رویدادها در جدول ۲ آورده شده است.

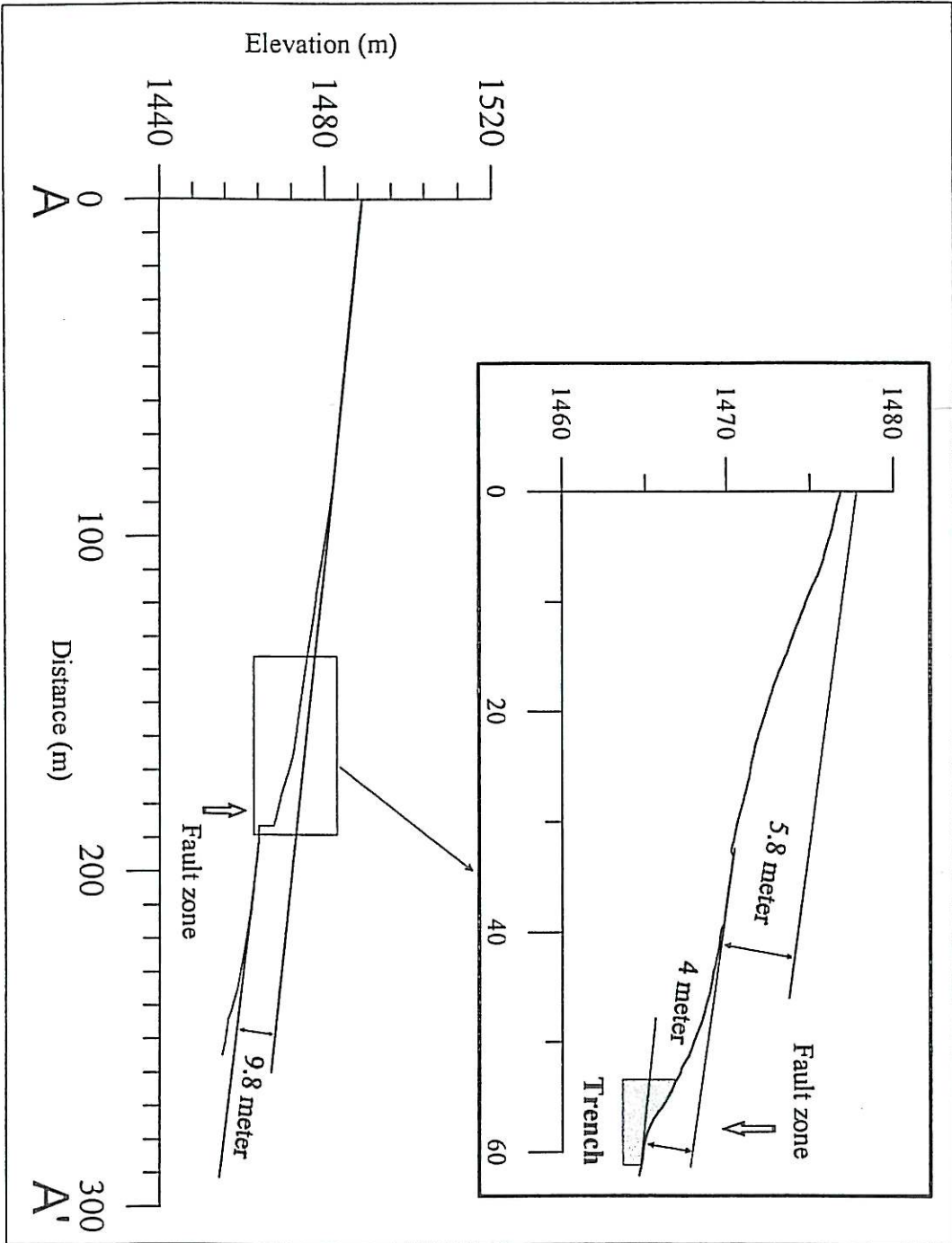
### ۴-۳- لغزش در هر رویداد، نرخ لغزش و دوره بازگشت

#### ۴-۳-۱- لغزش در هر رویداد

متاسفانه ترانشه هایی که به موازات گسل در هر دو محل ترانشه ۱ و ۲ حفر گردیدند، هیچگونه اطلاعات مستقیمی در مورد میزان حرکات افقی که به همراه زمینلرزه های دیرینه رویداده، در اختیار ما نمی گذارد (شکل ۵-۳). در مقابل، از ترانشه های حفر شده (ترانشه های ۱ و ۲) تنها می توان تخمینی از میزان جابجائی های عمودی بدست آورد. با فرض اینکه افراز ایجاد شده نتیجه واقعی مولفه شیب لغز بر روی گسل باشد (نه نتیجه در مجاورت قرار گرفتن عوارض مرفولوژیکی به واسطه حرکات افقی امتدادلغز) در آن صورت ضخامت آنچه گوه واریزه ای نامیدیم می تواند معرف میزان جابجائی عمودی باشد. حتی با چنین عدم قطعیتی می توان اظهار نمود که در ترانشه ۱ ضخامت گوه واریزه ای بین ۰/۳ تا ۰/۹ متر متغیر است. این مقادیر می تواند گویای میزان حداقل لغزش عمودی در هر رویداد باشد.

جهت تعیین برآوردی از میزان جابجائی افقی در هر رویداد زمینلرزه ای، می توان جابجائی جانبی آبراهه های جوان را در محل مورد مطالعه در امتداد گسل شمال تبریز اندازه گیری نمود. به این منظور هیستوگرام فراوانی جابجائی جانبی عوارض مرفولوژیکی در یک طول ۲/۵ کیلومتری از گسل تهیه گردید (شکل ۸-۳). هیستوگرام مزبور حاوی قله هایی است که معرف میزان جابجائی ناشی از یک و یا چند





شکل ۳-۶- مقطع توپوگرافی در عرض گسل شمال تبریز در مجاورت محل ترانسه ۱ بر روی این مقطع می توان مشاهده نمود که جابجایی قائم دو افراز گسلی ایجاد شده در طول گسل شمال تبریز دل با ۰/۳+ ۹/۸ متر می باشد. ترانسه ۱ تنها افراز گسل که تا (که) تقاب آ. حده ۴ متر است. (۱۳۸۱ ه. ش)





زمینلرزه است. قله های هیستوگرام شکل ۸-۳ بیانگر آن است که لغزش تجمعی کانالهای جابجا شده در نتیجه وقوع زمینلرزه هایی ایجاد شده که هر یک با  $3/5$  تا  $4/5$  متر جابجائی افقی همراه بوده است. بنابراین مقدار مزبور معرف میزان جابجائی افقی در هر یک از رویدادهای اخیر بوده و همچنین معرف جابجائی افقی نمونه در طول این بخش از گسل شمال تبریز می باشد. ما از این موضوع بخوبی آگاهیم که نتیجه گیری فوق تا حدی با عدم قطعیت همراه است. بطوریکه مقدار  $4 \pm 0/5$  متر جابجائی افقی می تواند در نتیجه رویداد بیش از یک زمینلرزه ایجاد شده باشد.

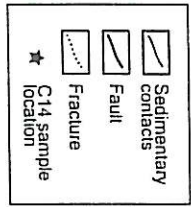
#### ۲-۴-۳- نرخ لغزش

تنها روشی که با استفاده از آن بتوان به تخمین مستقیمی از نرخ لغزش افقی در طول این بخش از گسل شمال تبریز دست یافت، استفاده از میزان جابجائی افقی قنات است. از آنجا که حداکثر سن قنات در این محل حدود ۳۰۰۰ سال تخمین زده می شود و چاه قنات حدود  $11/7 \pm 0/5$  متر به صورت افقی در امتداد گسل جابجا گردیده، می توان نتیجه گرفت که نرخ لغزش افقی در امتداد گسل حدود  $3/7-4$  میلی متر در سال می باشد. از سوی دیگر، اگر چه سن سیستم های زهکشی (بستر رودخانه ها و آبراهه ها) جابجا شده بخوبی مشخص نیست ولی می توان به صورت تقریبی تخمینی از حداکثر سن واحدهای گسل خورده بدست آورد. بدین ترتیب می توان نرخ لغزش طولانی مدت تر را با نرخ لغزش بدست آمده در طی ۳۰۰۰ سال گذشته مقایسه نمود. آبراهه های مورد مطالعه در رسوباتی حفر گردیده که به کواترنر بالائی تعلق دارد. از آنجا که سن کواترنر پسین حداکثر به ۱۲۵۰۰۰ سال پیش بازمی گردد و از سوی دیگر آبراهه های حفر شده در این رسوبات حداکثر تا ۲۵۰ متر جابجائی نشان می دهند، بنابراین حداقل نرخ لغزش ۲ میلی متر در سال برآورد میگردد.

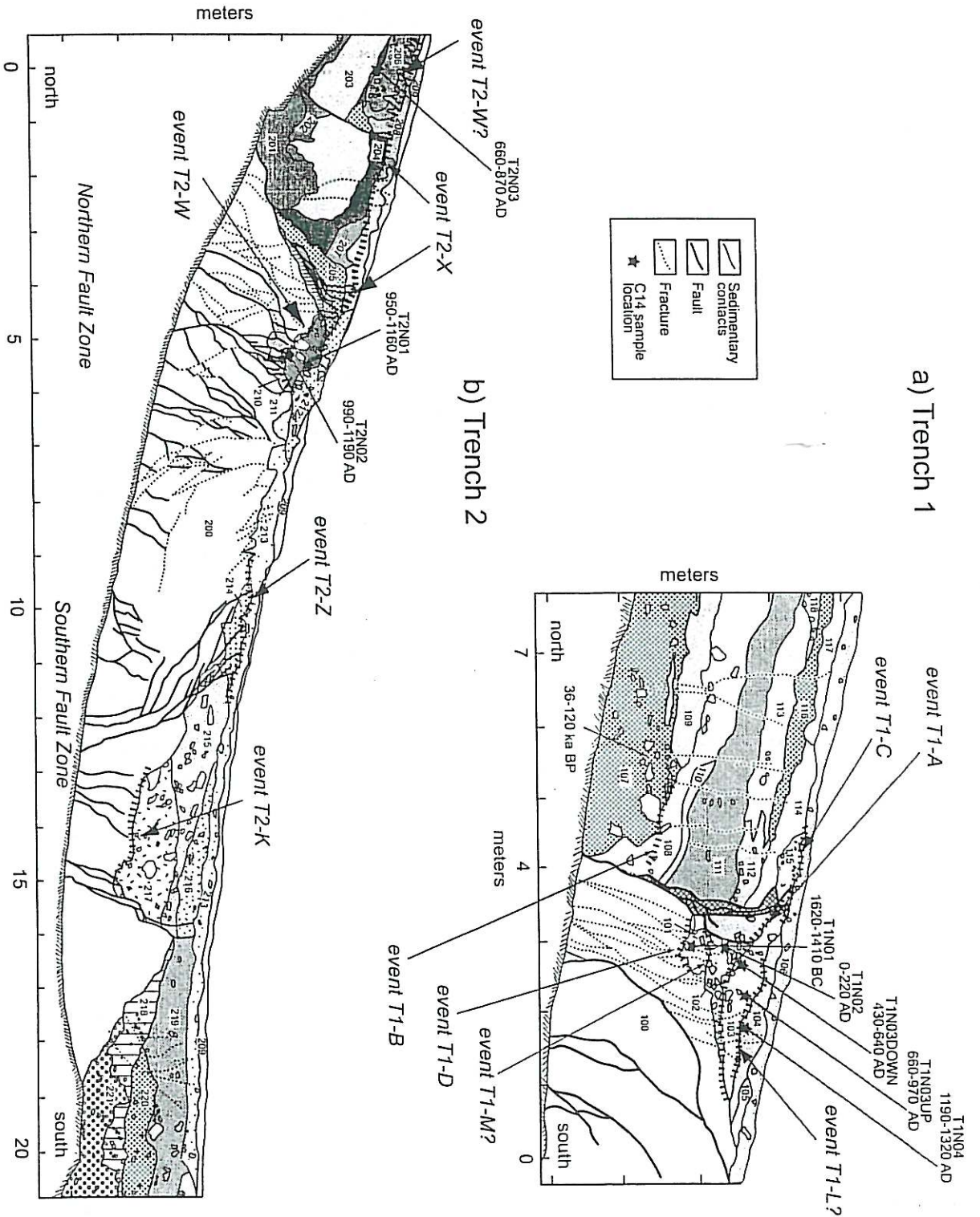
از طرف دیگر بادزندهای آبرفتی جوان که توسط سیستم زهکشی جوانتر حفر گردیده، یک جابجائی افقی معادل با  $67 \pm 10$  متر و جابجائی عمودی معادل با  $9/8 \pm 0/3$  متر نشان می دهند (شکل ۶-۳). اگر بتوان تشکیل بادزن آبرفتی مزبور را به رسوبگذاری پس از آخرین عصر یخب که ۱۰۰۰۰ تا ۱۸۰۰۰ سال پیش به طول انجامید، نسبت داد، در این صورت حداقل نرخ لغزش افقی معادل با  $3/1-6/4$  میلی متر در سال خواهد بود. این مقدار با آنچه که از جابجائی چاه قنات برآورد شده بود انطباق دارد. با قبول همین فرض در مورد سن بادزن مزبور، جابجائی عمودی ایجاد شده معرف نرخ لغزش عمودی معادل با  $0/5-0/8$  میلی متر در سال خواهد بود.



a) Trench 1

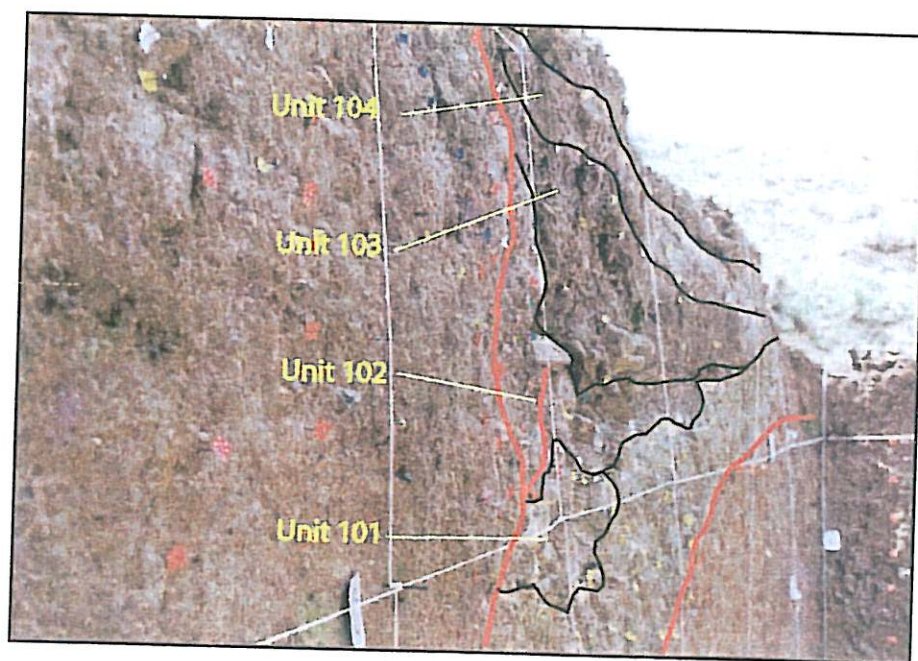


b) Trench 2



شکل ۷-۳- ترانچه‌های حفر شده بر روی گسل شمال تبریز در غرب شهر تبریز. (a) لوگ ساده شده ترانچه ۱ در مقیاس ۱:۲۰. ترانچه ۱ رسوبات آبرفتی (واحدهای ۱۱۸-۱۰۷) و واریزه‌ای (واحدهای ۱۰۴-۱۰۱) متعلق به کوئرتز بالایی هولوسن را در معرض دید قرار داده است. ترکیب اصلی این رسوبات عمدتاً شامل ماسه درشت، گراول و قلوه‌های زاویه دار است که در یک ماتریکس رسی - ماسه‌ای در بر گرفته شده‌اند. (b) لوگ ساده شده ترانچه ۲ که در مقیاس ۱:۲۰ برداشت شده است. ترانچه ۲ رسوبات آبرفتی متعلق به کوئرتز بالایی - هولوسن را به نمایش گذاشته است. ترکیب اصلی این رسوبات عمدتاً شامل ماسه ریز دانه و سیلت با ماتریکس رسی است.



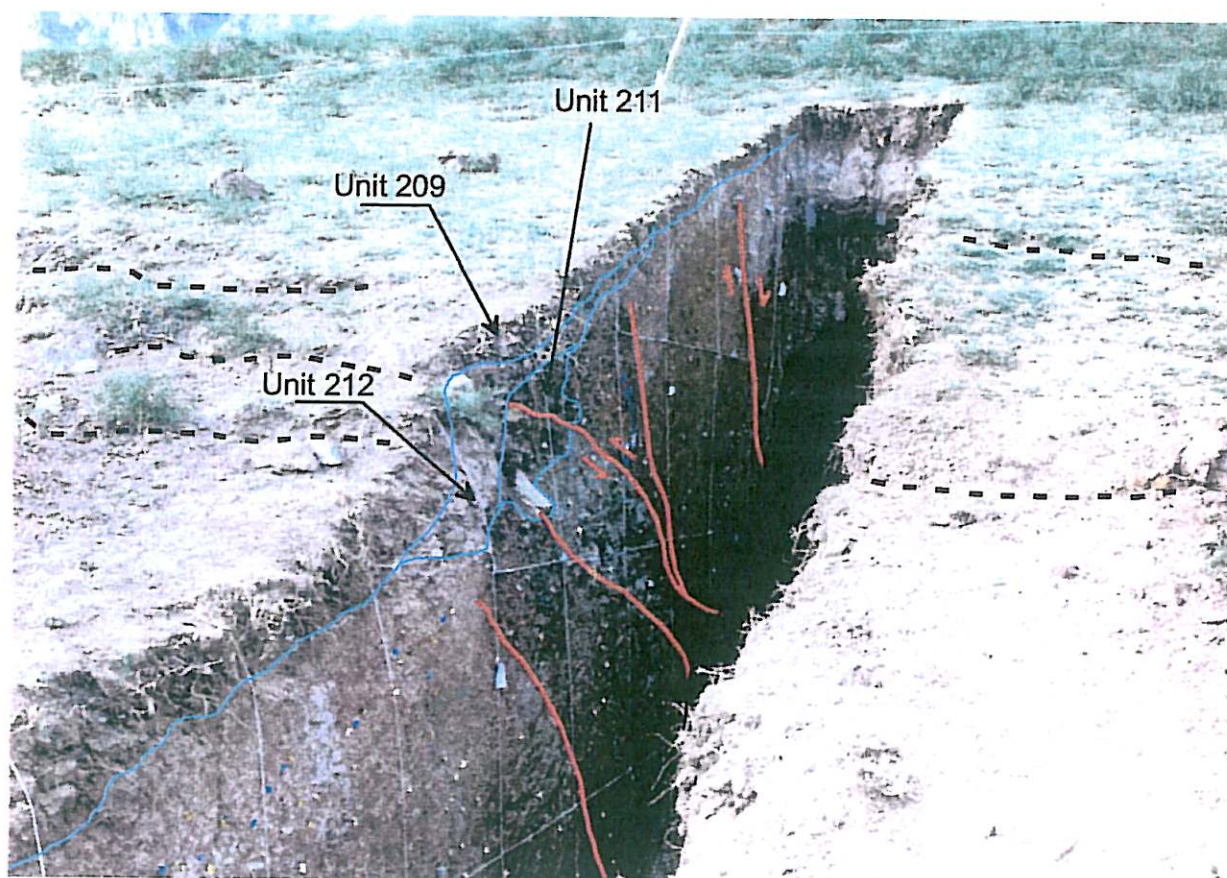


۷ C-۳- پهنه گسلی مشاهده شده در ترانشه ۱، دیواره شرقی، نگاه به سوی جنوب.



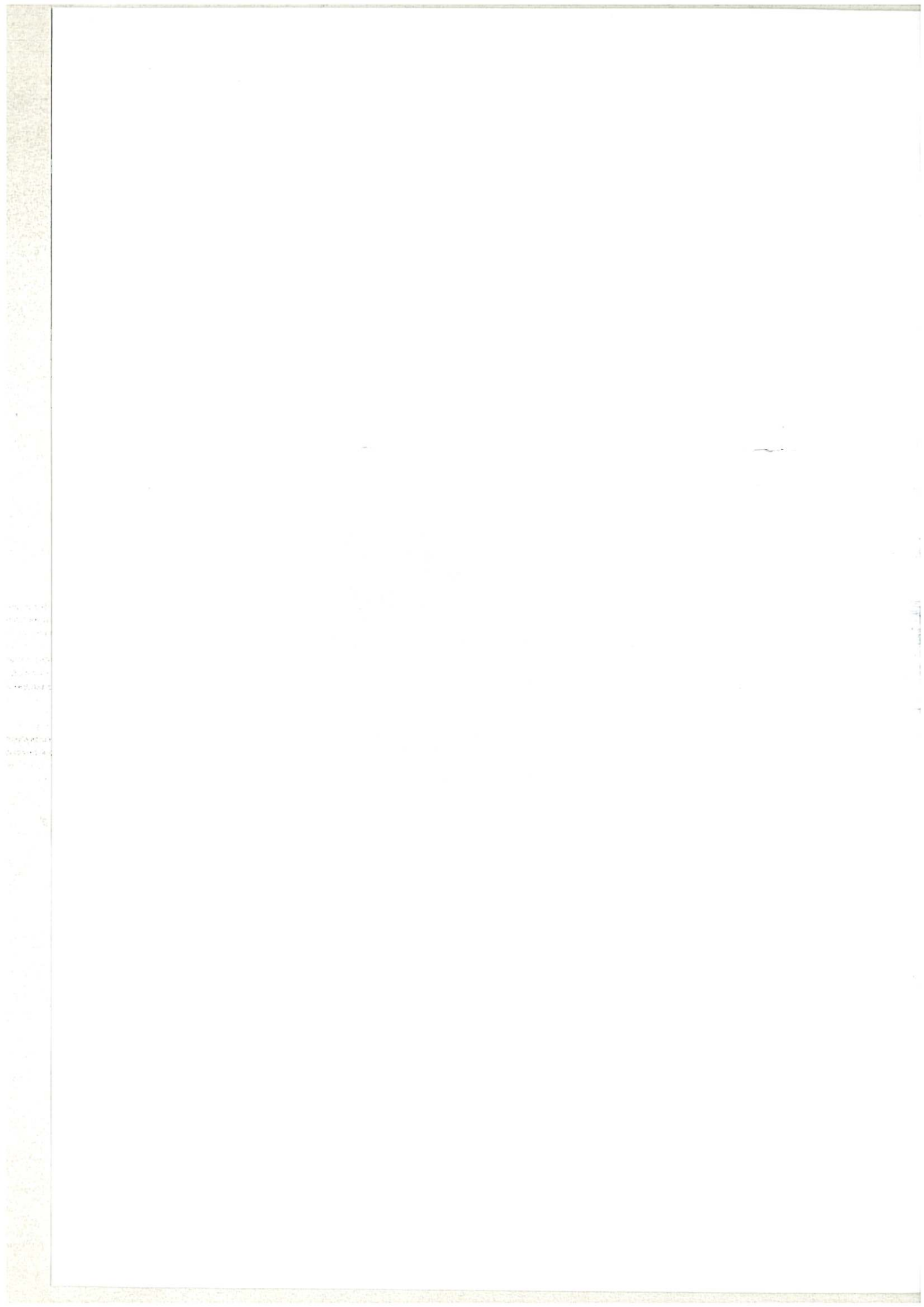






۷d-۳-پهنه گسلی مشاهده شده در ترانشه ۲، دیواره غربی، نگاه به سوی شمال.







### ۳-۴-۳- دوره بازگشت

براساس تعیین سن زمینلرزه ها در هر ترانشه، تطابقی بین زمینلرزه های رویداده در دو ترانشه به عمل آمد. این تطابق در شکل ۹-۳ ارائه گردیده است. مطابق این شکل حداقل ۴ زمینلرزه در طی ۳۵۰۰ سال گذشته رویداده است. جوانترین زمینلرزه (در هر دو ترانشه) پس از سال ۹۹۰ میلادی اتفاق افتاده است. تا آنجا که گزارشهای تاریخی نشان می دهد، این بخش از گسل شمال تبریز در سال ۱۷۸۰ میلادی گسیخته شده، بنابراین می توان نتیجه گرفت که جوانترین زمینلرزه در این ترانشه ها در سال ۱۷۸۰ میلادی رویداده است. بدلیل عدم دستیابی به مواد مناسب جهت تعیین سن، سن سایر رویدادهای شناخته شده در داخل ترانشه ها از دامنه نسبتاً وسیعی برخوردارند. حتی با چنین عدم قطعیتی می توان چنین استنباط نمود که رویداد ما قبل آخر در حدود  $250 \pm 910$  میلادی اتفاق افتاد. به این ترتیب سومین زمینلرزه در حدود سال  $320 \pm 320$  بوقوع پیوسته و قدیمی ترین زمینلرزه به  $700 \pm 920$  سال پیش از میلاد باز می گردد.

مقایسه این سن ها با زمینلرزه های تاریخی رویداده نشان می دهد که زمینلرزه ۱۰۴۲ میلادی در محدوده زمانی زمینلرزه ماقبل آخر (که در ترانشه ها شناسائی شده) قرار می گیرد. اگر چه اطلاعات تاریخی موجود در مورد زمینلرزه ۱۰۴۲ عمدتاً از خسارات وارده به شهرهای اطراف و خصوصاً تبریز، بدست آمده و بنابراین به سختی می توان سرچشمه لرزه زای آنرا تعیین نمود. از سوی دیگر، گسیختگی سطحی گزارش شده بدنبال این زمینلرزه (بربریان و یتیز ۱۹۹۹) این فرضیه را تقویت می نماید که زمینلرزه ۱۰۴۲ در نتیجه گسلش در طول بخش شمال غربی گسل شمال تبریز (محل ترانشه ها) ایجاد گردیده است. هیچ شاهدهی دال بر وقوع رویداد دیگری که به شهر تبریز آسیب رسانده باشد در ترانشه ها مشاهده نشده است. این موضوع می تواند دلایل متعددی داشته باشد:

- ۱- رویدادهای پس از ۱۰۴۲ میلادی کوچکتر از آستانه ایجاد گسیختگی سطحی بوده اند.
- ۲- رویدادهای بعدی ممکن است در نتیجه فعالیت گسلهای دیگری رویداده باشند. با این وصف نمی توان در مورد صحت این موضوع تنها با استفاده از شواهد تاریخی قضاوت کرد.
- ۳- زمین لرزه های بزرگتر اخیر ممکن است با ایجاد شواهد زمین شناسی مشابه با زمینلرزه های قدیمی تر، آنها را از نظر پنهان کرده باشند.

براساس سنهای بدست آمده از ترانشه ها، متوسط دوره بازگشت برای رویدادهایی که با گسلش سطحی همراه هستند ۳۵۰ تا ۱۴۳۰ سال برآورد گردیده است. میانگین دوره بازگشت برای زمینلرزه های بزرگ که با گسیختگی سطحی همراه هستند حدود  $170 \pm 820$  سال تخمین زده شده است. متوسط دوره بازگشت را همچنین می توان براساس تعداد زمینلرزه هایی که در جابجائی یک عارضه طبیعی و یا مصنوعی نقش داشته اند تعیین نمود.



براساس این زمانها می توان یک دوره بازگشت متوسط ۳۵۰ تا ۱۴۳۰ سال را برای وقوع زمینلرزه های بزرگ که با گسیختگی سطحی همراه هستند، در طول گسل شمال تبریز تخمین زد. دوره بازگشت متوسط را می توان همچنین براساس سن زمینلرزه ها و تعداد زمینلرزه هایی که در جابجائی عوارض و عناصر ژئومرفیک نقش داشته اند برآورد نمود. مثلاً جابجائی افقی چاه قنات (با قدمتی کمتر از ۳۰۰۰ سال) که در هر زمینلرزه حدود  $0.5 \pm 4$  متر برآورد گردیده، مجموعاً حدود  $0.5 \pm 11.7$  متر می باشد. این ارقام به تخمینی از تعداد زمینلرزه ها (۳ زمینلرزه) با یک دوره بازگشت حدود ۱۰۰۰ ساله می انجامد. از سوی دیگر مقایسه جابجائی افقی در هر رویداد ( $0.5 \pm 4$  متر) با جابجائی سطوحی که ۱۰۰۰۰ تا ۱۸۰۰۰ سال قدمت دارند (حدود  $10 \pm 67$  متر) نشان می دهد که ۱۲ تا ۲۲ زمینلرزه می تواند در ایجاد این جابجائی افقی نقش داشته باشد. این نتیجه گیری بر یک دوره بازگشت ۵۴۵ تا ۱۸۰۰ ساله دلالت دارد. این دوره بازگشت با دوره بازگشتهای برآورد شده از ترانسه ها و قنات همخوانی نزدیکی دارد.

### ۵-۳- نتیجه گیری

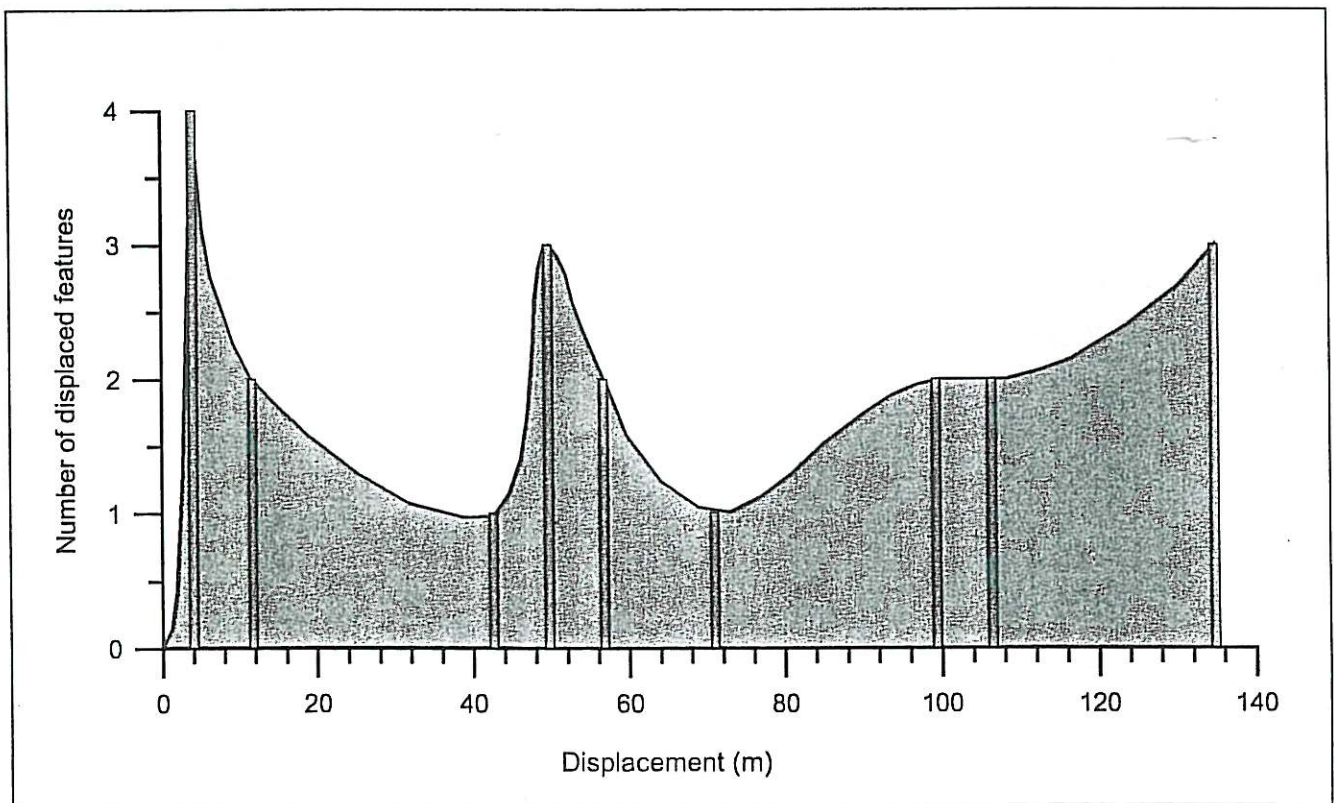
ویژگیهای ژئومرفولوژیکی و حفر ترانسه در غرب شهر تبریز حاوی شواهدی است که بر وقوع زمین لرزه های دیرینه دلالت دارد. حداقل چهار رویداد که با گسیختگی سطحی زمین همراه بوده در طی ۳۶۰۰ سال گذشته در بخش شمال غربی گسل شمال تبریز اتفاق افتاده است. بدلیل کمبود مواد قابل تعیین سن، زمان وقوع زمینلرزه ها به طور کامل تعیین نگردیده و بنابراین تطابق زمینلرزه های استخراج شده در دو ترانسه به دشواری امکانپذیر گردیده است. با این وصف، علی رغم عدم قطعیت های موجود، سن رویدادهای مزبور به این شرح تعیین گردید: زمینلرزه ۱۷۸۰ میلادی،  $250 \pm 910$  میلادی،  $320 \pm 320$  میلادی و  $920 \pm 700$  قبل از میلاد (جدول ۲ و شکل ۹-۳). ما همچنین به تعیین پارامترهای لرزه خیزی این بخش از گسل تبریز نائل شدیم. لغزش افقی در هر رویداد معادل  $0.5 \pm 4$  متر، لغزش عمودی در هر رویداد  $0.3-0.6$  متر. نرخ لغزش افقی به ترتیب با استفاده از جابجائی چاه قنات و جابجائی سیستم زهکشی به ترتیب معادل با  $3/7-4$  میلی متر در سال و  $3/1-6/4$  میلی متر در سال تعیین گردید. بر همین اساس نرخ لغزش عمودی معادل با  $0.5-0.8$  میلی متر در سال برآورد گردید. سرانجام دوره بازگشت متوسط حداقل ۳۵۰ سال و حداکثر ۱۴۳۰ سال محاسبه گردید.

از آنجایی که این مقطع از گسل شمال تبریز (یعنی بخش شمال غربی گسل) از سال ۱۷۸۰ میلادی تا کنون باعث بروز زمینلرزه و گسیختگی سطحی زمین نگردیده و با فرض اینکه نرخ لغزش در طی ۳۰۰۰ سال گذشته ثابت مانده و همچنین لغزش در هر رویداد، نمونه<sup>۱</sup> بوده باشد، می بایستی تنها  $0.7-1/4$  متر استرین در طول این بخش از گسل شمال تبریز تمرکز یافته باشد. این موضوع نشان می دهد که این بخش از گسل

<sup>۱</sup> Characteristic







شکل ۸-۳- هیستوگرام فراوانی مربوط به جابجائی جانبی عوارض سطحی در طول ۲/۵ کیلومتر از گسل شمال تبریز. ستونها نشاندهنده لغزش تجمعی کانالهای جابجا شده می باشد. از آنجا که کوچکترین جابجائی معادل با ۰/۵ + ۴ متر می باشد و همچنین سایر جابجائیهها نیز ضریبی از ۴ متر می باشند، احتمالاً هر زمینلرزه دیرینه با ۴/۵-۳/۵ متر جابجائی جانبی همراه بوده است.





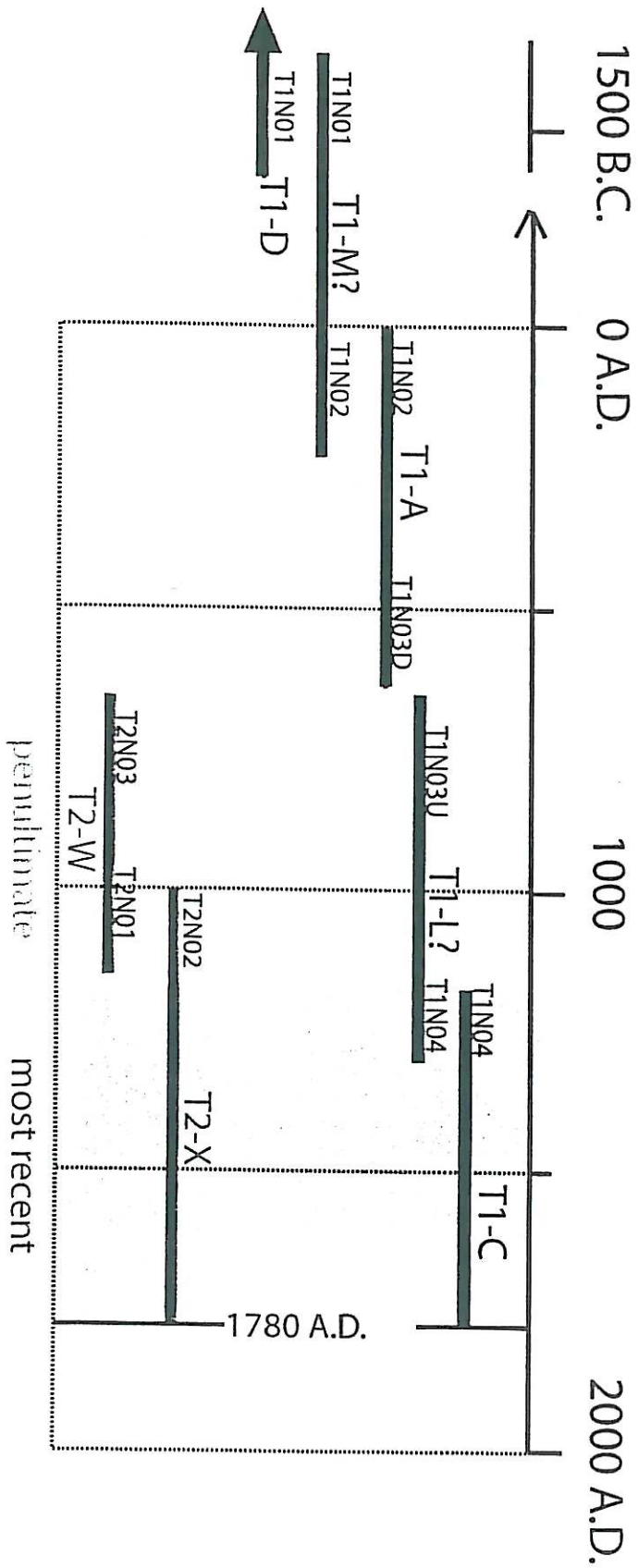
شمال تبریز از پتانسیل بالائی برای ایجاد زمینلرزه بزرگ در آینده نزدیک برخوردار نمی باشد. با این وصف، نباید احتمال موجود گسیختگی های کوچکتر بر روی گسل شمال تبریز و تمرکز گرائی زمینلرزه های متوسط که از دوره بازگشت کوتاهی برخوردارند را نادیده گرفت.

اگرچه این گزارش حاوی اطلاعات مقدماتی از رفتار لرزه زای گسل شمال تبریز است، با این وجود هنوز سوالات مهمی باقی می ماند که از اهمیت بنیادی برای برآورد خطر زمین لرزه در شهر تبریز برخوردار است: ۱- قطعه بندی گسل شمال تبریز به چه شکلی است؟ ۲- آستانه بزرگی برای ایجاد گسیختگی بر روی گسل شمال تبریز به چه اندازه است؟ به عبارت دیگر آیا گسل شمال تبریز با زمینلرزه های کوچکتر از زمینلرزه ۱۷۸۰ میلادی گسیخته می شود؟ ۳- اهمیت آندسته از زمینلرزه های تاریخی که در ترانسه ها با آن مواجه نشدیم به چه اندازه است؟ ۴- آیا در مجاورت گسل شمال تبریز گسل لرزه زای دیگری وجود دارد که تاکنون شناسائی نشده است؟

افزون بر آنچه بررسیهای حاضر نشان میدهد، مطالعات آماری زمینلرزه های تاریخی نشانگر آن است که دوره بازگشت زمینلرزه های متوسط ( $M=5/5-6/5$ ) که به شهر تبریز آسیب رسانده است حدود ۲۵۰-۲۱۰ سال می باشد. از آنجا که آخرین زمینلرزه متوسط در تبریز به سال ۱۷۱۷ میلادی باز می گردد (یعنی حدود ۲۸۵ سال پیش) بنابراین احتمال وقوع یک زمینلرزه متوسط در تبریز در آینده نزدیک بسیار امکانپذیر به نظر می رسد.



### TABRIZ TRENCHES - AGE OF EVENTS



شکل ۹-۳- تطابق زینلرزه های دیرینه استنباط شده از دو تراشه ۱ و ۲ بر روی گسل شمال تبریز. خطوط سیاه گستره سنی نمونه های اخذ شده را نمایش می دهد. خطوط ضخیم خاکستری سن رویداد زینلرزه های دیرینه را نشان می دهد. نام نمونه ها و رویدادها نیز بر روی شکل نشان داده شده است. چهار گوش های خاکستری سن انطباق یافته جوانترین رویداد و همچنین رویداد ماقبل آخر را نشان می دهد. براساس کاتالوگ زینلرزه های تاریخی، زینلرزه ۱۷۸۰ میلادی به عنوان جوانترین رویداد در نظر گرفته شده است.

Trench 1			
Event #	max age	min age	samples used
T1-C	1190 AD	1780 AD	T1N04, historical considerations
T1-L?	660 AD	1320 AD	T1N03UP, T1N04
T1-A	0 AD	640 AD	T1N03DOWN, T1N02
T1-M?	1620 BC	220 AD	T1N02, T1N01
T1-D	not available	1410 BC	T1N01
T1-B	no age constraints	-	-
Trench 2			
Event #	max age	min age	samples used
TR2-X	990 AD	1780 AD	T2N04, historical considerations
TR2-W	660 AD?	1160 AD	T2N01, T2N03 assuming 204 was offset also by this event
TR2-Z	not available	not available	-
TR2-K	not available	not available	-

جدول ۱-۳- سن های تعیین شده (و به روش دندورکروئولوژیکی تطابق یافته) نمونه های اخذ شده از ترانچه ها. سن های اندازه گیری شده برای ثبت C۱۲/C۱۳ در آزمایشگاه تصحیح شده است. همچنین برای ثبت C۱۲/C۱۴، تصحیحات لازم با استفاده از برنامه کالیبراسیون Oxcal ۷.۲۵ انجام گرفته شده است. (Bronk Ramsey, ۲۰۰۰) برای هر نمونه دانسیته احتمال بدست آمده است. در این جدول فواصل Sigma ۲ و احتمالات مربوطه گزارش شده است. در این گزارش تنها فواصل سنی با احتمال بیش از ۱۰٪ مد نظر قرار گرفته است.

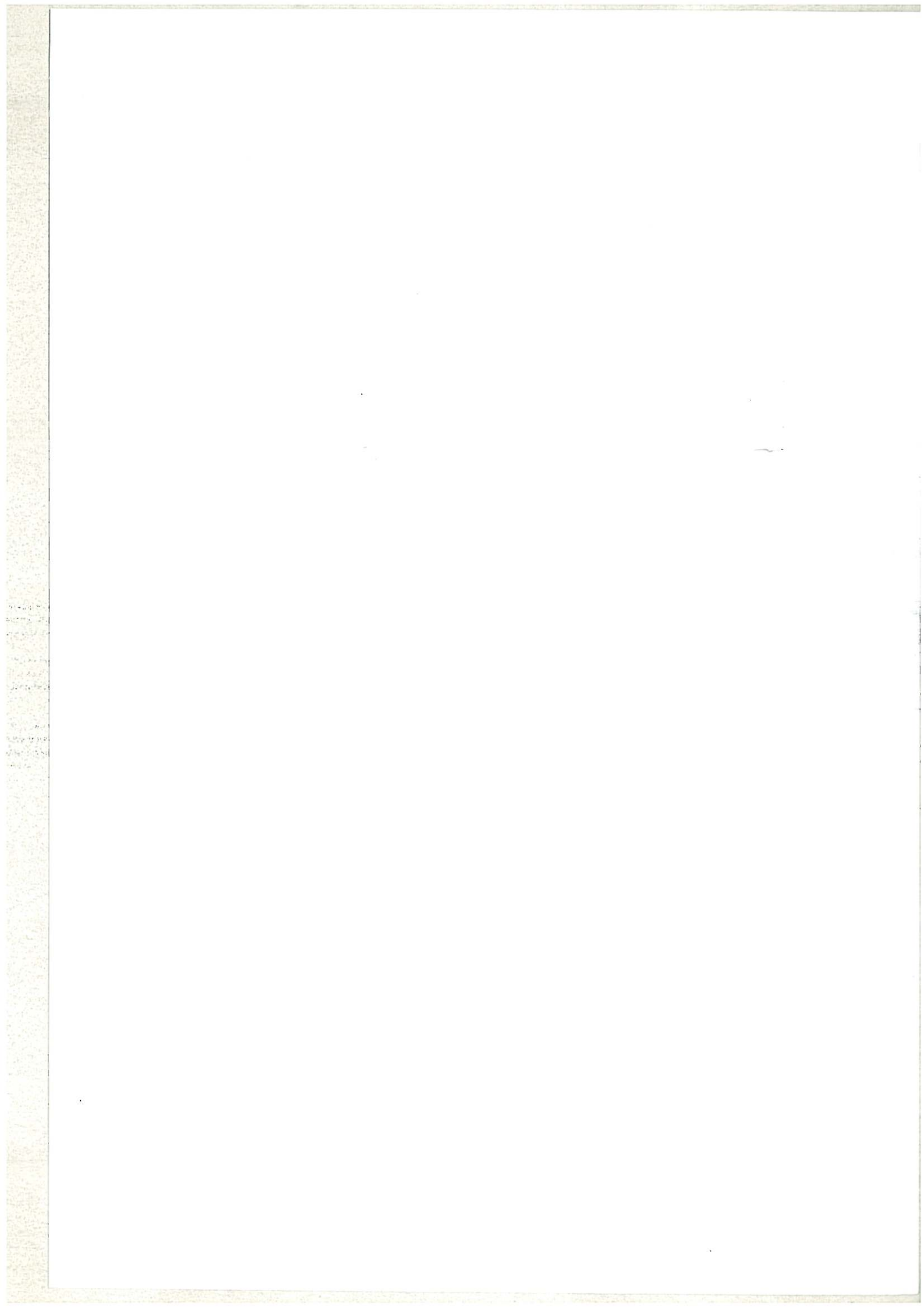




Measured and dendrochronologically corrected C14 ages from trenches 1 and 2				
sample #	unit	measured age BP	cal. Age 2 sigma	probability %
T2N02	T2-?	965±40	990-1190 AD	95.4
T2N03	T2-204	1275±40	660-870 AD	95.4
			890-830 AD	5.2
			950-1070 AD	74.8
T2N01	T2-?	1020±40	1080-1160 AD	15.4
T1N02	T1-102	1915±40	0-220 AD	95.4
T1N03LOW	T1-103	1510±40	430-640 AD	95.4
T1N03UP	T1-103	1230±70	660-970 AD	95.4
T1N01	T1-101	3240±40	1620-1410 BC	95.4
			1190-1320 AD	86.7
T1N04	T1-104	740±50	1359-1390 AD	8.7

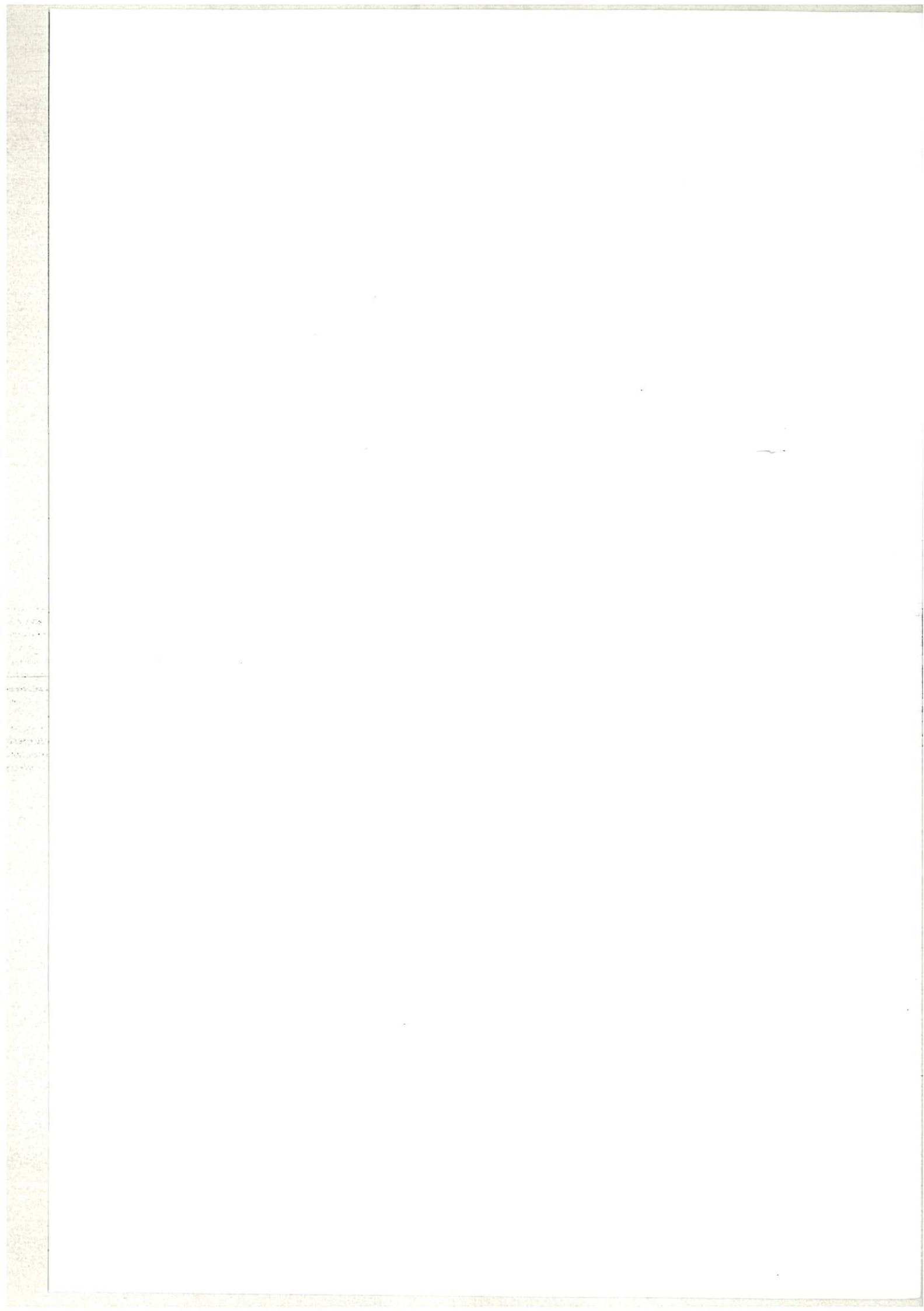
جدول ۲-۳- سن زیمپلرزه های دیرینه همانگونه که از تراشه ها استنباط شده است





ضمیمہ





## ضمیمه

### توصیف ویژگیهای رسوبی واحدهای برداشت شده در ترانشه های گسله شمال تبریز

مجموعه ترانشه ها به دو گروه، ترانشه شماره ۱ (T۱) و ترانشه شماره ۲ (T۲) تقسیم شده است. توصیف واحدهای رسوبی مربوط به هر یک از ترانشه ها در دو بخش جداگانه آورده شده است. توصیف واحدها بطور کامل، توصیف اولیه صحرایی است و هیچگونه تغییری در آن اعمال نشده است. بدلیل عدم استفاده از ترانشه های فرعی (موازی گسل) در تعبیر و تفسیر تاریخ جابجائی گسل شمال تبریز، از توصیف واحدهای رسوبی مشاهده شده در این ترانشه های فرعی صرفنظر نموده ایم.

#### ۱- ترانشه شماره ۱

واحد ۱۰۱: آمیزه ای از قلوه های درشت در میان خمیره (گود دگرشکل شده) خمیره: رس و سیلت همراه با دانه های ماسه و شن (بیشتر رس ماسه ای). تخلخل کم، فشردگی زیاد، اندکی سیمان آهکی که وجود قلوه های لیمونیتی سبب آغشتگی آن به لیمونیت شده است. رنگ خاکی تیره، قلوه های شن کاملاً زاویه دار هستند.

قلوه ها: در اندازه های ۲-۲۰ سانتی متر، زاویه دار تا نیمه زاویه دار هستند. قلوه های نزدیک به گسله بطور کامل خرد و شکسته شده اند. این قلوه ها در مرز با واحدهای قدیمی فرو رفته و تداخل پیدا کرده اند (Mud supported).

واحد ۱۰۲: آمیزه ای از قلوه های درشت در میان خمیره ای ناهمگن (گوه دگر شکل شده) خمیره: رس با کمی سیلت که مقدار رس آن بیشتر از واحد یک و شن و ماسه آن کمتر است. سیمان آهکی بیشتر از واحد یک و فشردگی و تخلخل آن مشابه است. قلوه های شن درشت درصد بیشتری دارند. رنگ روشن تر از واحد ۱ است. آغشته به لیمونیت و بطور پراکنده آغشتگی های اکسید منگنز بچشم می خورد. قلوه ها: درصد قطعات درشت آن بیشتر از واحد ۱ بوده و اندازه آنها از یک تا ۲۵ سانتیمتر تغییر می کند. درصد قطعات بزرگ بیشتر است. قطعات بزرگ در بخش میانی تمرکز یافته و عموماً بر روی قاعده نشسته اند. لبه ها نیم زاویه دار و قلوه ها سالم هستند.

واحد ۱۰۳: خمیره ماسه ریز دانه با کمی سیلت و رس. دانه های شن ریز و ماسه درشت در آن بچشم می خورد. تراکم متوسط، تخلخل متوسط تا زیاد است. واحد ۳، بطور بخشی سیمان آهکی دارد و رنگ آن



تبریز.....  
به خاطر وجود

پیشین (خاکی تیره) است در مرز بالایی آن افق منگنز دیده  
می شود.  
و چکترها درصد بیشتری دارند. نسبت به دو گوه قبلی، گردشگی  
قلوه ها، از ۲  
ت درشت در پایین گوه بر روی قاعده نشسته اند. برخی از آنها در  
بیشتری داشته  
له دارند.  
نزدیکی گسل

۱۰۴ واحد  
متر از گونه دانه ریز. رس اندکی بیشتر از واحد ۳ است. شن ها  
ن آن خاکی روشن بطور بخشی سفید آهکی، تراکم متوسط تا کم  
ریزدانه و  
املاً زاویه دار است. اندازه دانه های آن از ۱/۵ سانتیمتر بیشتر  
(دریخش  
و منگنز در آن دیده نمی شود.  
نیست. پرا

۵ واحد  
ریز (ماسه ها عموماً از گونه دانه متوسط تا درشت)، مقدار کمی  
ن کمتری داشته و شن درشت بندرت در آن دیده می شود. دانه ها  
سیلت با  
قلمرو نیمه زاویه دار قرار می گیرند. رس بسیار کم و رنگ آن  
گردش  
سیمان آهکی دارد. تخلخل آن متوسط رو به زیاد و تراکم متوسط  
روشن  
تا کم.

۷ واحد  
ریز، سیلت هم در آن دیده می شود. تخلخل زیاد، فشردگی کم،  
تیره تر از واحد ۴ (خاکی تا خاکستری)، سیمان ندارد.  
های تیز دارند. قلوه ها از ۰/۵ تا ۷ سانتیمتر دیده می شود که  
مجموعه به چشم می آیند و نظم قرار گیری خاصی ندارند. ریشه  
قلوه  
گیات.

۸ واحد  
وای از ماسه، شن و قلوه سنگهای بزرگ.  
شن و کمی سیلت (بدون رس). دانه های شن از حد شن ریز تا  
در می شود. شن ها کاملاً زاویه دار با لبه های تیز و شکل هندسی  
ناگونی داشته و به صورت خمیره ای قلوه سنگهای بزرگ را در



قلوه ها: تا حد ۰/۵ متر نیز دیده می شوند. نیم زاویه دار تا نیمه گرد شده است. قلوه های درشت انباشتگی دارند به طوری که در برخی نقاط انباشتی آنها دیده می شود و پیرامون آن را خیمه فرا گرفته است. وجود قلوه های لیمونیت دار هوازده در آن سبب لیمویی رنگ شدن آن شده است.

#### واحد ۱۰۸:

خمیره: سیلت رس دار همراه با کمی ماسه و دانه های شن تا حد شن بادامی. دانه های شن نیم زاویه دار و از جنس متفاوت هستند اما تعداد زیادی از آنها شن های آهکی است که جلوه خاصی به مجموعه داده است. سیمان لیمونیتی فراوان و به طور بخشی سیمان آهکی دارد. تخلخل این واحد متوسط تا زیاد، تراکم متوسط تا زیاد و از گونه Mud Supported است. ابعاد قلوه ها تا ۲۰ سانتیمتر نیز می رسد ولی تعداد آنها زیاد نیست و نظم قرار گیری خاص ندارند. به ظاهر جهت یافتگی با شیب رو به جنوب در قلوه ها دیده می شود. این واحد (به طور رسوبی) با واحد ۹ تداخلی از گونه عدسی شکل دارد. رنگ آن لیمونیتی است.

واحد ۱۰۹: سیلت با رس خیلی کم همراه با دانه های ماسه درشت. در بخش جنوبی شدیداً لیمونیتی شده ولی در بخش شمالی آغشتگی لیمونیت آن از میان می رود. این واحد با واحد ۸ بطور عدسی شکل تداخل رسوبی دارد و پله های دروغین در آن ایجاد شده است. لامیناسیون ضعیفی در آن دیده می شود.

واحد ۱۱۰: بنظر بخشی از واحد ۱۱ است که شدیداً آهکی شده و رنگ روشنی پیدا کرده است (سبز روشن). جنس آن سیلت ماسه ای رس دار با دانه های شن آهکی زاویه دار است. لیمونیت اصلاً ندارد.

واحد ۱۱۱: این واحد بطور بخشی و در همه جا یکسان نیست به طوری که در جاهایی رس ماسه دار با دانه های شن و در جایی (عمدتاً) ماسه سیلت دار همراه با دانه های شن ریز است. باریکه های عدسی شکل از شن های شسته نیز در میان آن بچشم می خورد. در این باریکه ها، آغشته نواری از لیمونیت تشکیل شده است. تراکم متوسط تا زیاد، تخلخل متوسط، سیمان آهکی - لیمونیتی.

واحد ۱۱۲: ماسه سیلت دار، دانه ای شن ریز و نیمه زاویه دار، سیمان آهکی خیلی کم، تخلخل زیاد، تراکم متوسط تا کم و رنگ خاکی که آغشتگی های کمی از لیمونیت در آن وجود دارد. قلوه های تا ۷ سانتیمتر نیز در آن دیده می شود. مرز آن با واحد ۱۳ بطور پنجه در پنجه (inter finger ring) قرار گرفته است (باریکه های شن و ماسه ای واحد ۱۳ بر روی آن رخنه کرده است).



واحد ۱۱۳: شن و ماسه با اندکی سیلت که باریکه های عدسی شکل از شن های شسته در لابلای آن وجود دارد. در این باریکه قلوه های تا ۸ سانتیمتر نیز دیده می شود. آغشتگی های منگنز در افق بالایی (بالاترین باریکه) دیده می شود. اما لیمونیت در همه جای آن بطور پراکنده بچشم می خورد. سیمان آهکی - لیمونیتی است.

واحد ۱۱۴: مقداری روشن تر از واحد ۱۲ است. سیمان آهکی، تخلخل زیاد، تراکم کم و قلوه های نیم گرد شده دارد. تعداد قلوه های درشت زیاد نیست و اندازه آنها به ۵ سانتی متر می رسد. قلوه ها پراکنده اند. ترکیب آن ماسه سیلیتی رس دار به رنگ خاکی روشن که مقدار شن آن کم است.

واحد ۱۱۵: رسوبات از گونه\* کانال رودخانه ای، کاملاً آب شسته، ترکیبی از ماسه، شن و قلوه های درشت. عمدتاً شن ریز دانه خمیره\* آن را تشکیل داده است. قلوه ها نیم گرد شده، ترتیب خاصی ندارند و همه روی هم ریخته است. تعداد قلوه ها درشت از ۲ سانتیمتر تا ۱۷ سانتی متر متغیر است.

واحد ۱۱۶: ماسه سیلنتی به نسبت ۴ به ۱، رس خیلی کم، رنگ خاکی روشن، حاوی دانه های شن ریز، سیمان آهکی، تخلخل زیاد، تراکم متوسط، قلوه های درشت تا حد ۶-۷ سانتی متر در آن دیده می شود. پراکندگی قلوه ها و قرارگیری آنها نظم خاصی ندارد. قلوه ها نیمه زاویه دار هستند.

واحد ۱۱۷: ماسه\* سیلنتی رس دار، تخلخل زیاد، تراکم متوسط تا کم، سیمان آهکی، رنگ خاکی روشن متمایل به خاکستری، دانه های شن ریز تا شن ۳ سانتی متری به تعداد کم و قطعات نیمه زاویه دار. به طور بخشی متراکم و آهکی شده است. از واحد ۱۶، روشن تر و متخلخل تر است.

واحد ۱۱۸: کانال رودخانه ای، شن و ماسه شسته شده (اندکی سیلت)، دانه های شن نیمه زاویه دار تا نیمه گرد شده و قلوه های از ۵/۰ تا ۱۰ سانتی متر، قطعات درشت در کف کانال رسوب کرده اند. آغشتگی فراوان لیمونیت و منگنز، رنگ لیمویی تیره بخاطر آمیزش منگنز و لیمونیت، اما رنگ عمومی قهوه ای تا قهوه ای تیره کاملاً ناپیوسته و فاقد سیمان.

واحد ۱۱۹: سیلت ماسه ای رس دار (مقدار رس آن کم نیست). تخلخل متوسط تا زیاد، فشردگی متوسط و اندکی سیمان آهکی، دانه های شن ریز نیمه زاویه دار تا نیم گرد شده. رنگ خاکی روشن و درصد دانه های شن آن کم است.

واحد ۱۲۰: یک افق قلوه دار در زیر واحد ۱۹، که خمیره\* آن شبیه خمیره\* واحد ۱۹ و از همان جنس است. قلوه ها بیشتر در حد ۲-۳ سانتی متر که معمولاً روی قاعده\* پهن قرار گرفته اند. نیمه زاویه دار هستند. یک باریکه عدسی شکل با جور شدگی بد است. قلوه های تا ۵ سانتیمتر نیز در آن دیده می شود.

واحد ۱۲۱: ماسه و شن (از ماسه ریز دانه تا شن درشت). دانه بندی در همه جا یکسان نیست و از شن ریز تا شن درشت غالب، تغییر میکند. با واحد ۹ حالت تداخل پیدا کرده است و رس ندارد.

واحد ۱۲۲: آمیزه ای از قلوه های واحد ۷ و سیلت های واحد ۹ است.

واحد ۱۲۳: نسبت مساوی از ماسه و سیلت با کمی رس همراه با دانه های شن ریز تا ۳ سانتیمتری، شن آن بیشتر از واحد ۶ است. تخلخل متوسط، فشردگی ندارد. رنگ آن روشن تر از واحد ۶ بوده و ریشه ها در آن رخنه کرده است. از ویژگی های آن، حالت تورق آن است که آنرا نسبت به بقیه\* واحدهای مشابه جدا میکند.

واحد ۱۲۴: ماسه و شن، ماسه از ریز تا درشت دانه و شن عموماً ریز دانه، سیلت خیلی کم، رس ندارد (آب شسته)، تفاوت اصلی آن با واحد ۲۱ در اندازه شن ها است به طوریکه شن بزرگتر از یک سانتیمتر دیده نمی شود. به نظر انرژی حمل آن کمتر و جریان ثابت بوده است (جریان خطی).

واحد ۱۲۵: معادل و مشابه واحد ۲۱ است.

واحد ۱۲۶: تداخلی از واحدهای ۹ و ۳۰ است.

واحد ۱۲۷: سیلت رسی با دانه های ماسه و شن ریز، رنگ خاکی تیره، کمی مواد آلی، دانه های شن ریز تا درشت در حد ۲ سانتیمتر (به مقدار خیلی زیاد). بیشتر شن ها در اندازه یک سانتی متر و نیمه زاویه دار هستند. تراکم (فشردگی) متوسط، تخلخل متوسط، سیمان زیادی ندارد، بخاطر وجود رس بهم چسبیده است. نسبت به واحد ۲۸ خیلی روشن تر است. سفیدک های آهکی در لابلای آن دیده می شود.

واحد ۱۲۸: سیلت رسی با کمی ماسه و شن ریز دانه (رس بیشتر از واحد ۲۷ و شن آن کمتر است). تخلخل زیاد، فشردگی کمتر از واحد ۲۷، رنگ خاکی روشن، اندکی سیمان آهکی و شن کمتر از واحد ۲۷ از ویژگی های آن است. دانه ها بزرگتر از یک سانتی متر نیستند و زاویه دار تا نیمه گرده شده می باشند.





**واحد ۱۲۹:** افق قلوه دار آهکی شده به رنگ سفید، قلوه های نیمه زاویه دار با رویه آهک برجا. اندازه قلوه ها عمدتاً کمتر از ۲ سانتیمتر، اما دانه های ۵ سانتیمتری نیز دیده می شود. خمیره آن متشکل از ماسه سیلتی است. رس آن کم و کمتر از دو واحد ۲۷ و ۲۸ است. ترکیب آن ماسه، سیلت و رس آب شستگی ندارد.

**واحد ۱۳۰:** ماسه سیلتی با کمی رس، با دانه های شن ریز حداکثر تا ۲ سانتیمتر. قلوه هایی نیز در اندازه ۸ سانتیمتر بطور پراکنده در این واحد دیده می شوند. قطعات شنی، زاویه دار تا نیم گرد شده، بصورت عدسی هایی از تداخل شن و غیره در متن دیده می شوند. بطور بخشی سیمان لیمونیتی و آهکی دارد. بطور کلی همه آن سیمانی شده اما نوع سیمان بطور بخشی متفاوت است. قلوه ها عموماً روی قاعده پهن با شیب رو به جنوب نشسته اند. رنگ آن سبز روشن متمایل به سفید آهکی است.

**واحد ۱۳۱:** آمیزه ای از واحد ۹ به عنوان خمیره و واحد ۲۵ به عنوان دانه های غوطه ور در خمیره. مقدار رس آن اندکی از واحد ۹ بیشتر است. رنگ آن نیز حد واسط ۹ و ۲۵ است.

**واحد ۱۳۲:** ماسه سیلت دار با کمی رس به نسبت تقریبی. بطور بخشی سیمان لیمونیتی و سیمان آهکی دارد. سیمان آهکی در بخشهای بالایی مشهودتر است. در برابر ضربه های چکش صدای پوک می دهد. قلوه هایی در اندازه ۱۵ سانتیمتر بطور خیلی کم در آن شناور است. عدسی هایی از شن متوسط تا درشت دانه شسته شده در لابلای آن بچشم می خورد. رنگ آن سبز روشن تا کرم است.

**واحد ۱۳۳:** خمیره ماسه سیلتی رس دار، شباهت زیادی به واحد ۳۲ دارد. قلوه ها تا حد ۳ سانتیمتر هم می رسد. درصد آنها با خمیره تقریباً یکسان است. نظم قرارگیری خاص ندارند. قلوه ها نیمه زاویه دار تا نیم گرد شده هستند. بخشی از آن مانند واحد (۳۴) آهکی شده، تداخلهایی از واحد ۳۲ در آن دیده می شود. ریگ آن خاکی روشن تا سفید آهکی است.

**واحد ۱۳۴:** آمیزه ای از قلوه سنگ و مواد ریز دانه.

**خمیره:** ماسه، سیلت و رس، سیلت و رس آن کم است. عموماً ریز تا متوسط دانه بوده، لابلای آن دانه های شن متوسط بچشم می خورد. در بخشهایی سیمان آهکی دارد به این خاطر تخلخل کم و تراکم زیادی دارد. در میان این خمیره قلوه سنگهایی تا اندازه حداکثر ۶ سانتیمتر و عمدتاً میان ۱ تا ۲ سانتیمتر دیده می شود. ترتیب قرار گیری خاصی ندارند، نیمه زاویه دار تا زاویه دار هستند. توزیع یکنواختی در میان خمیره دارند. رنگ آن سفید آهکی است.



## ۲- ترانسه شماره ۲

واحد ۲۰۱: ماسه ( باصطلاح ماسه بادی) با رس، حاوی مواد آلی لجنی شده به رنگ قهوه ای تیره تا نخودی و رگه های خاکستری مواد آلی، درصد رطوبت از همه واحدها بالاتر است. شکل پذیری خوبی دارد.

واحد ۲۰۲: ماسه ریز دانه به رنگ کرم تا سبز مغزپسته ای، بدون رس، آهکی شده، از همه ماسه های این بخش شکننده تر و سخت تر است ( بدلیل سیمان کربناته)، خط چکش سفید بر جا می ماند- اندازه دانه ها کمتر از ۰/۱ میلیمتر، بدلیل نبود رس، کاملاً خشک است، بطوریکه مرز مرطوب لایه زیرین بصورت ناگهانی تمام می شود.

واحد ۲۰۳: ماسه ریز دانه همراه با سیلت، حاوی اکسید آهن ( لیمونیت) به رنگ لیمویی، کاملاً بدون رس، جنس ماسه ها آهکی است. سیمان آهکی از واحد ۲ اندکی کمتر است، رطوبت بسیار کمی دارد.

واحد ۲۰۴: ماسه ریز دانه با ۲۵ درصد دانه های کوچکتر از ۱ سانتیمتر. میزان لیمونیت این واحد بیشتر از واحدهای ۳ و ۲ است. اندازه ذرات ماسه ای چندان تفاوتی با واحدهای دیگر نداشته، واضح ترین تفاوت آن، وجود ندولهای ماسه آهکی در لابلای آن است. مقدار رس آن کم بوده، با اینحال از واحدهای ۳ و ۲ بیشتر است. رنگ سطح آن قهوه ای تا لیمونیتی است.

واحد ۲۰۵: ماسه متوسط تا ریزدانه، همراه با ریگهای ماسه ای شدیدتر آهکی شده به نسبت (۱/۱). مقدار لیمونیت آن در حد واحد ۲ است. مقدار رس آن بسیار کم است. اندازه ریگها از ۲ میلیمتر تا بیش از ۱ سانتیمتر متغیر است و حالتی شبیه به عروسکهای آهکی کوچک دارند. رنگ عمومی آن خاکی تا صورتی است. تفاوت آن با واحد (۴) در رنگ و درصد و اندازه قلوه های کربناته است. از سویی در مرز مشترک این دو واحد در شمال گسله اکسید منگنز نشسته است.

واحد ۲۰۶: ماسه ریز دانه مخلوط با رس، سیمان آهکی فراوان، بطوریکه رنگ سفید آهکی به آن داده است. مشخصه آن وجود قلوه های آهکی از جنس ماسه های سیمانی و سخت شده در حد سنگهای پیوسته، با شکل کاملاً منظم و به ابعاد کمتر از ۱ سانتیمتر تا حتی ۷ سانتیمتر است. قلوه های آهکی درشت در مرز زیرین لایه انباشته شده، جهت یابی خاصی ندارند و به نظر برجا تشکیل شده اند.



قلوه‌های ریز نیز در کف دیده می‌شود ولی عموماً درشت‌ترین قلوه‌ها در این بخش قرار دارند. رنگ این واحد سفید آهکی است (به ظاهر زون کالیچی می‌آید). درصد قلوه‌ها بیش از ۵۰ است.

**واحد ۲۰۷ و ۲۰۸:** این دو واحد از ماسه و رس تشکیل شده، نزدیک به ۵۰ درصد آنرا رس تشکیل می‌دهد. ماسه آن از نوع ریز دانه و نرم است. این ذرات (رس و ماسه) آهکی شده و ریگهای کوچک را ساخته‌اند که درون واحد بچشم می‌خورد و با فشردن، دوباره به ذرات ریز پیرامون تبدیل می‌گردد. اندازه ریگها از چند میلیمتر تا کمتر از ۳ سانتیمتر در تغییر است. درصد بالای رس آن سبب همانندی آن به خاک شده است. تفاوت این دو واحد در مقدار آهک آنها است. بطوری که واحد ۷ بدلیل میزان آهک بیشتر، روشنتر به نظر می‌رسد و نشان چکش بصورت خط سفیدی بر آن بجای می‌ماند. رنگ واحد ۸ خاکی است و اثری از چکش بر روی آن نمی‌ماند. این واحد پوکتر از واحد ۷ است. میزان واحد ۷ حد میانه واحدهای ۶ و ۸ است. تراکم ادامه ریشه‌ها تنها در واحد ۸ دیده می‌شود.

**واحد ۲۰۹:** (باصطلاح واحد چمنی): سطحی‌ترین واحد که بصورت لایه‌های نازک بر روی سطح همه واحدها پوشیده شده، یک لایه خاک با مواد آلی است و بیشترین ضخامت آن به ۲۰ سانتیمتر می‌رسد. پوشش گیاهی سطح در این لایه ریشه دوانده است. رنگ آن تیره تر از واحد زیرین (۸) و جنس آن آمیزه‌ای از مواد ریز و درشت دانه منفصل است.

**واحد ۲۱۰:** ترکیب اصلی این واحد رس سیلت دار متراکم است. دانه‌هایی در اندازه ماسه دانه درشت در میان خمیره آن بچشم می‌خورد. رنگ آن قهوه‌ای است، رطوبت بسیار کمی داشته، شکننده و ترد است. قلوه‌های منگنز در حد چند میلیمتر در لابلای آن قرار دارد. این واحد با فشردن در میان انگشتان، به سختی، اما بطور کامل به اجزا اصلی خرد می‌شود.

**واحد ۲۱۱:** بخش خمیره آن عموماً از ماسه ریز دانه رس دار با اندکی دانه‌های شنی ریز تشکیل شده است. ذرات ماسه‌ای بطور بخشی، بصورت گروهکهای کوچکی، تشکیل ذرات درشت در حد ریگ داده‌اند که با فشردن به ذرات ماسه‌ای و ریز تبدیل می‌شوند. در لابلای این خمیره، قلوه‌های با اندازه گوناگون، از یک تا ۳۰ سانتیمتر، با شکل هندسی متفاوت و عموماً زاویه دار، قرار گرفته‌اند. قلوه‌های بزرگ این واحد، در بخش میانی، انباشتگی بیشتری دارند. قرارگیری آنها نظم ویژه‌ای نداشته و به ظاهر بدون دخالت آب حمل شده‌اند. ظاهر این واحد به رسوبات Colluvium همانندی بسیاری دارد. در سطح زیرین و بالایی آن آغشتگی‌های افق‌گونه لیمونیت و منگنز دیده می‌شود. رنگ عمومی آن سبز





روشن است. از ویژگیهای آن میتوان به دو مورد اشاره کرد. این واحد دگر شکل و متراکم شده، دانه ها و قلوه ها در لابلای خمیره فشرده شده اند.

**واحد ۲۱۲:** خمیره آنرا ترکیبی از رس و سیلت و دانه های شن ریز تشکیل داده است. سیمان آهکی آن کم تا متوسط و رنگ آن خاکی روشن است (روشن تر از واحد زیرین است و کم تر فشرده شده است). در میان این خمیره، قلوه هایی به ابعاد از ۱ تا ۲۵ سانتیمتر قرار گرفته است. همه این قلوه ها زاویه دارند و بدون ترتیب و آرایش خاصی قرار گرفته اند. سطح آنها بسیار تازه و بیگانه از خمیره است و هنوز با خمیره تماس کامل پیدا نکرده اند (بدلیل اینکه واحد ۱۱ مراحل دگر شکلی و فشردگی بیشتری را تحمل کرده است).

**واحد ۲۱۳ ( واحد چمنی):** عموماً رس همراه با سیلت، ماسه و دانه های ریز شن و بطور پراکنده قلوه های درشت در لابلای خمیره است. این واحد حاوی مواد آلی است و به رنگ خاکی تیره دیده می شود. بیشترین تراکم ریشه گیاهان در این واحد است و پوشش گیاهی را در خود گرفته است. تراکم نداشته، بصورت ذرات منفصل با تخلخل بالا است.

**واحد ۲۱۴:** رس سیلتی ( مقدار سیلت آن بیشتر از واحد ۱۳) همراه با کمی دانه های ماسه، رنگ آن خاکی روشن است. تخلخل متوسط تا کم، تراکم و فشردگی کمی دارد. تراکم ریشه ها در آن کم است. درزه ها در آن نفوذ کرده اند. نسبت به واحد ۱۳ یک واحد پیوسته اما خرد شده است (شاید در اثر فشار پایه های بیل مکانیکی).

**واحد ۲۱۵:** خمیره آن سیلت رس دار است و در لابلای آن دانه های فراوان شن ریز و قطعاتی از شن بادامی دیده میشود. تخلخل متوسط تا زیاد و سیمان آهکی اندک داشته، تراکم ریشه گیاهان خیلی کم است. پیوستگی بهتر از واحد های ۱۲ و ۱۳ دارد و با فشردن با اندکی سختی خرد و پودر می شود. رنگ آن خاکی روشن است.

**واحد ۲۱۶:** ترکیبی از رسوبات درشت و ریز دانه؛ خمیره آن سیلت رس دار ماسه ای است و قطعاتی در حد شن ریز تا درشت در آن دیده می شود. مقدار رس آن کم است. سیمان آهکی فراوانی ذرات این واحد را فرا گرفته و به آن رنگ سفید آهکی تا خاکی خیلی روشن بخشیده است ( جای چکش روی آن سفید برجای می ماند). تخلخل این واحد در حد متوسط تا کم است. در میان این خمیره ذرات یا قلوه هایی از ۵/۰ تا ۲۰ سانتیمتر در آن دیده میشود. این قطعات نیم گرده شده تا زاویه دار هستند و



آنهايي که دارای شکل صفحه ای هستند، آرایش یکسان و حالت هم آغوش (Imbricate) بخود گرفته اند. سمت خواب آنها (uevegenu) رو به شمال است.

واحد ۲۱۷: بخش خمیره متشکل از سیلت ماسه ای با اندکی رس است که در لابلای آن قلوه های شنی کمتر از ۱ سانتیمتر و دانه های شن در حد ۲ تا ۳ سانتیمتر بصورت پراکنده قرار گرفته است. تخلخل آن زیاد بوده، سیمان آهکی ندارد. رنگ آن خاکی تیره (تیره تر از واحد ۱۶) است. با کشیدن میخ یا چکش، خطی روی آن نمی ماند و ریزش می کند. تراکم چندانی نداشته، فراوانی ریشه ها در آن کم است. ذرات لابلای این خمیره از ۰/۵ تا ۶ سانتیمتر در تغییر است که گرد شدگی خوبی نداشته، لبه های تیز آنها اندکی فرسوده شده است و نظم خاصی در قرارگیری ندارند. رسوب به نظر از گونه آبرفتی است.

واحد ۲۱۸: سیلت ماسه ای شدیداً آهکی شده خمیره آنرا تشکیل می دهند. ماسه ها عموماً از گونه درشت دانه هستند و دانه های شن نیز در متن آن بچشم می خورد. این واحد بدلیل سیمان آهکی فراوان (کالیچی شده)، سخت و ضربه پذیر است. تخلخل آن متوسط و رنگ آن سفید آهکی است. اثر چکش کاملاً سفید مشخص می شود. در میان خمیره، گرهکهای آهکی بچشم می خورد. ذرات درشت آن از ۰/۵ تا ۳۰ سانتیمتر و گاهی تا ۵۰ سانتیمتر در میان خمیره دیده می شود که نظم قرار گیری چندانی ندارند و تنها در پیرامون گسله جهت یافتگی پیدا کرده اند.

واحد ۲۱۹: سیلت رسی همراه با دانه های ماسه درشت و شن ریز، به رنگ خاکی روشن، با تخلخل متوسط تا کم، تراکم متوسط با کمی سیمان آهکی، بخش عمده آنرا تشکیل می دهد. قلوه هایی در اندازه ۰/۵ تا ۱۰ سانتیمتر بصورت نیم گرد شده و بدون جهت یافتگی در میان این خمیره قرار دارد.

واحد ۲۲۰: خمیره آن سیلت رس دار همراه با کمی ماسه درشت دانه است. این خمیره دانه های شن و قلوه های از ۱ تا ۳۰ سانتیمتر با گردشگی کمتر از قلوه های واحد زیرین را در بر گرفته است. درصد درشت دانه ها کمتر از واحد ۱۹ و بطور کلی کمتر از ۱۰ درصد است. ویژگیهای دیگر آن عبارتند از تخلخل زیاد، فشردگی با تراکم کم، بدون سیمان یا سیمان آهکی خیلی کم، که به راحتی پودر می شود. رنگ آن خاکی و تیره تر از واحد ۱۹ است. با ضربات چکش فرو می ریزد.

واحد ۲۲۱: بخش خمیره متشکل از سیلت رسی ماسه دار همراه با دانه هایی کوچکتر از ۱ سانتیمتر است. مقدار رس آن بیشتر از واحد ۲۰ بوده، تخلخل آن زیاد با این وجود کمتر از واحد ۲۰ می باشد، گردشگی آنها تفاوت چندانی ندارد. اندازه قلوه ها از ۰/۵ تا ۵ سانتیمتر در تغییر است. میزان قلوه های



ریز بیشتر از واحد بالایی است. رنگ عمومی آن خاکی، اندکی روشن تر از واحد (۲۰) و تیره تر از واحد ۱۹ است.

واحد ۲۲۲: بخش عمده آن سیلت ماسه ای رس دار همراه با دانه های شن ریز است که قلوه هایی از شن ریز (۵/۰ سانتیمتر) تا قلوه های ۲۵ سانتیمتری بصورت زاویه دار تا نیم گرد شده بدون نظم و آرایش خاصی در آن قرار گرفته اند. رنگ این واحد خاکی روشن (روشن تر از واحد ۱۹) بوده، مقدار سیمان آهکی آن متوسط تا زیاد، تخلخل متوسط تا کم (از واحدهای قبلی کمتر) و تراکم متوسط تا زیاد است.

واحد ۲۲۳: شن و ماسه سیلت دار (شن ریز، ماسه از ریز تا درشت) با تراکم و فشردگی بسیار پائین، تخلخل بسیار زیاد، بدون سیمان، دانه هایی با گردشگی نسبتاً خوب، کم و بیش شسته شده و بدون رس که قلوه هایی تا ۶-۵ سانتیمتر نیز بطور پراکنده در آن دیده شود. تراکم کمی از ریشه گیاهان در آن دیده می شود.





## References

- Ambraseys, N.N., and Melville, C.P., 1982. A history of Persian earthquakes. Cambridge University Press, Cambridge.
- Berberian, M., 1997. Seismic sources of the Transcaucasian historical earthquakes, In: Historical and Prehistorical Earthquakes in the Caucasus, D. Giardini and S. Balassanian (editors), NATO Asi Series, 2. Environment, Vol. 28, Kluwer Academic Press, The Netherlands, 233-311.
- Berberian, M. and Arshadi, S., 1976. On the evidence of the youngest activity of the North Tabriz fault and the seismicity of Tabriz city, *Rep. Geol. Surv. Iran*, 39, 397-418.
- Berberian, M. and Yeats, R.S., 1999. Patterns of historical earthquake rupture in the Iranian plateau, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 89, 120-139.
- Bronk Ramsey C., 2000. OxCal Program v 3.5, University Of Oxford Radiocarbon Accelerator Unit, <http://www.rlaha.ox.ac.uk/oxcal/oxcal.htm>.
- DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F. and Stein, S., 1990. Current plate motions, *Geophys. Jour. Int.*, 101, 425-478.
- Forbes, R.J., 1964. Studies in ancient technology, Vol. 1, Leiden, Brill.
- Goblot, H., 1979. Les Qanats: Une technique d'acquisition de l'eau, Paris, Mouton.
- Jackson, J., 1992. Partitioning of strike-slip and convergent motion between Eurasia and Arabia in Eastern Turkey and the Caucasus, *J. Geophys. Res.*, 97, 12471-12479.
- Jackson, J. and McKenzie, D.P., 1984. Active tectonics of Alpine-Himalayan belt between western Turkey and Pakistan. *Geophys. Journ. Roy. Astr. Soc.*, 77, 185-264.
- Hosseini-Khan-Nazer, N., 1999. Geomorphological map of Sardrud. Geological Survey of Iran, Sheet 5266 III, series K753.
- Karakhaniyan, A.S., Trifonov, V.G., Philip, H., Avagyan, A., Hessami, K., Jamali, F., Bayraktutan, M.S., Bagdassarian, H., Arakelian S. and Davtian, V., Active Faulting and Natural Hazards in Armenia, Eastern Turkey and North-western Iran, submitted to *Tectonophysics*.
- Kamari, M., 1983. The Qanat system in Iran, *Ekistics*, 50, 467-472.0

- McCalpin, J.P., Nelson, A.R., 1996. Paleoseismology, ISBN: 0124818250, Academic Press, Incorporated.
- McKenzie, D.P., 1972. Active tectonics of the Mediterranean region. *Geophys. Journ. Roy. Astr. Soc.*, 30, 109-185.
- Pedrami, M. 1987. Quaternary stratigraphy of Iran. Geological Survey of Iran. Internal report, Serial No. 551.79 (55) Pe [in Farsi].
- Potts, D.T. 1990. The Arabian Gulf in antiquity, Vol. 1, from prehistory to the fall of Achaemenid empire, Oxford, Clarendon Press.
- Toksöz, M. N., Arpat, E., and Saroglu, F., 1977. East Anatolian earthquake of 24 November 1976, *Nature*, 270, 134-150.
- Westaway, R., 1990. Seismicity and tectonic deformation rate in Soviet Armenia: Implications for local earthquake hazard and evolution of adjacent regions, *Tectonics*, 9, 477-503.
- Westaway, R., 1994. Present-day kinematics of the Middle East and eastern Mediterranean, *J. Geophys. Res.*, 99, 12071-12090.

