زمین شناسی ساختمانی

دانشگاه امیرکبیر

گسلها

گسل(Fault) عبارتست از یک شکست در توده سنگ به نحویکه یک جابجائی قابل رویت در یکی از دو طرف سطح شکست بوجود آید . سطحی که حرکت در آن صورت می گیرد را صفحه گسل(Fault Plane) می گویند . به هر حال چنین سطحی معمولا خمیده و نامنظم بوده و حرکت بیشتر روی یک منطقه تاثیر می گذارد تا یک سطح مجزا که در این صورت به این منطقه منطقه خرد شده(Crush Zone) گفته می شود

نیروهای فشاری،کششی و پیچشی در تشکیل گسلها نقش داشته و از روی الگوهای تولید شده توسط گسلها و سایر ترکهای همراه آن مطالب بسیاری را می توان در مورد ماهیت نیروهای مسئول این شکستها به دست آورد

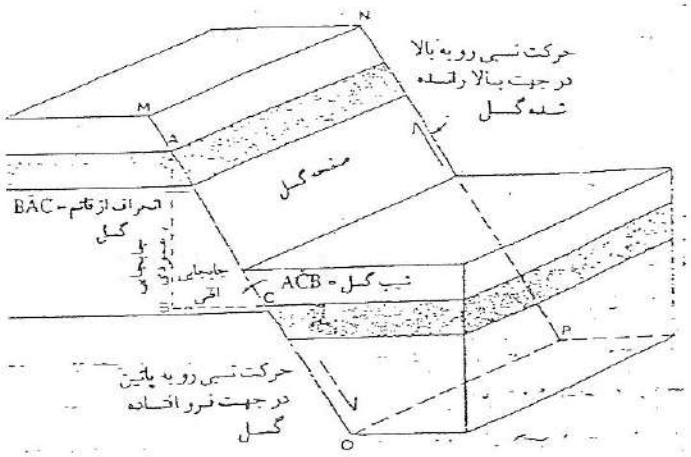
مشخصات گسلها

۱) صفحه گسل

سطحی است که یکسری سنگ در امتداد آن دچار شکستگی می شوند . در شکل شماره ۱ "MNOP" یک صفحه گسل است . چون گسل یک ساخت صفحه ای است پس موقعیت آن توسط امتداد و شیب اندازه گیری می شود و خط MN امتداد گسل می باشد .

۲)کمر بالا(Hanging Wall) و کمر پائین(Foot Wall)

صفحه گسل معمولا خمیده بوده و آن بخش از توده سنگ که بالای صفحه گسل قرار میگیرد را کمر بالا وبخش زیرین را کمر پایین گسل می نامند .



شکل شماره (۱) – مشخصات عمودی گسلها

۳) قطعات بالا رانده و پایین افتاده گسل

این واژه ها به حرکت نسبی توده های سنگ واقع در دو طرف صفحه گسلی مربوط می شوند . طرفی که در آن حرکت ظاهرا رو به پایین بوده قطعه فرو افتاده (Downthrow Side) و قطعه ای که در آن ظاهر حرکت رو به بالا بوده قطعه بالا رانده (Upthrow Side) گفته می شود . قطعه فروافتاده هر گسل معمولا در نقشه بوسیله خط کوتاهی عمود بر خط گسل نشان داده می شود .

۴)شیب گسل

شیب گسل زاویه بین صفحه گسل و خط افق است . در شکل ۱ شیب گسل بوسیله زاویه ACB نشان داده شده است .

۵) انحراف از قائم گسل

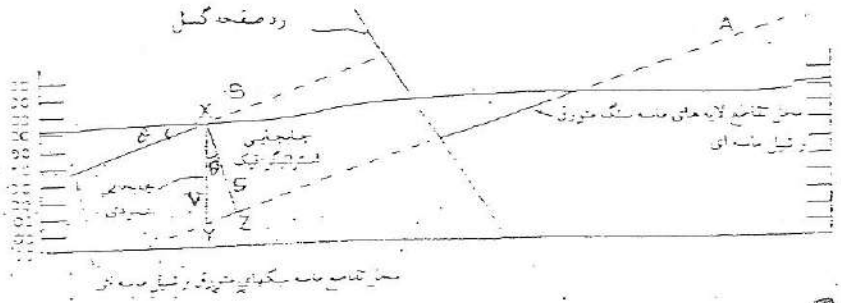
زاویه بین سطح گسل و خط قائم را انحراف از قائم گسل می گویند . این زاویه متمم شیب بوده و در شکل ۱ بصورت زاویه BAC نشان داده شده است.

۶) جابجائی گسل

جابجائی عمودی دو سر گسل خورده یک لایه را جابجائی عمودی (شکل ۱) گویند .(Vertical Throw) . جابجائی چینه ای(Stratigraphic Throw)در حقیقت مقدار جدائی یک لایه در جهت عمود بر سطح لایه بندی است (شکل ۲) واز رابطه زیر بدست می آید .

$$S = V\cos(\alpha)$$

در این رابطه (S) نشان دهنده جدایش استراتیگرافی و (V) نشاندهنده جدایش عمودی و (α) شیب واقعی طبقات است .



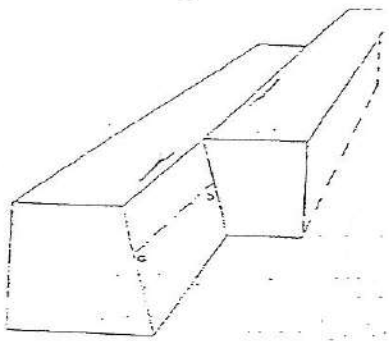
شکل شماره ۲) جابجائی چینه ای و ارتباط آن با جابجائی عمودی

۷)جدایش افقی گسلها (Heave of Fault) .

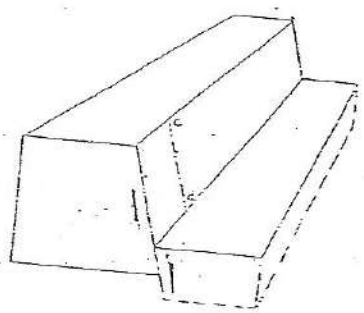
جابجائی افقی دو سر شکسته یک لایه را جدایش افقی گویند . این جدایش در شکل ۱ به صورت BC نشان داده شده است : جدایش افقی گسل در معدن کاری اهمیت قابل ملاحظه ای دارد زیرا در معدن کاری معنای چنین جدایشی گم شدن لایه معدنی است .

۸)جهت لغزش (Direction of Slip) یا حرکت :

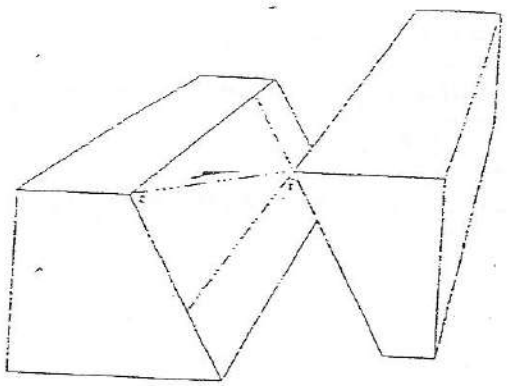
هنگامیکه قطعه ای سنگ بوسیله یک گسل شکسته می شود تمام حرکت ممکن است به صورت افقی و به موازات سطح گسل صورت گیرد این نوع حرکت را امتداد لغز می گویند (Strike Slip) . حرکت شیب لغز (Dip Slip) حرکتی است که تماما در جهت حد اکثر شیب صفحه گسل باشد . چنانچه حرکت مخلوطی از دو حرکت فوق باشد به آن حرکت اریب لغز (Oblique Slip) اطلاق میشود . (شکل ۳) .



شکل ۳ – الف) گسل امتداد لغز (a-b = STRIKE SLIP)



شکل ۳- ب) گسل شیب لغز (c-d = DIP SLIP)



شکل ۳- ج)گسل اریب لغز که برایند لغزش شیب و امتداد است .

طبقه بندی گسلها

طبقه بندی گسلها بسیار پیچیده بوده و مبنای آن باید بر اساس مطالعه ژنز گسل استوار باشد . به هر حال در اینجا طبقه بندی بر مبنای مشخصاتی قرار دارد که می توان آنها را نسبتا آسان تعیین کرد و اساسا توصیفی هستند .

۱- حرکت نسبی ظاهری کمر بالا و کمر پایین گسلها

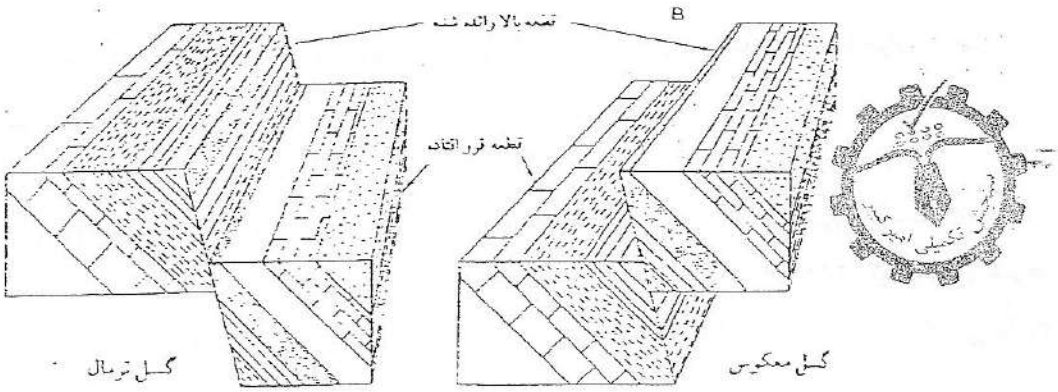
۱-۱ گسلهای عادی یا نرمال (Normal Fault) : در این گسلها قطعه کمر بالابر روی صفحه گسل حرکتی رو به پایین دارد (شکل ۴) و در نتیجه در صفحه گسل انحراف قائم به سمت قطعه فرو افتاده ایجاد می شود .

۱-۲ گسل های معکوس (Reverse Fault) : در این گسلها کمر بالای گسل بر روی صفحه گسل حرکت رو به پایین دارد (شکل ۴) ودر نتیجه در صفحه گسل انحراف قائم به سمت قطعه بالا رانده شده دارد .

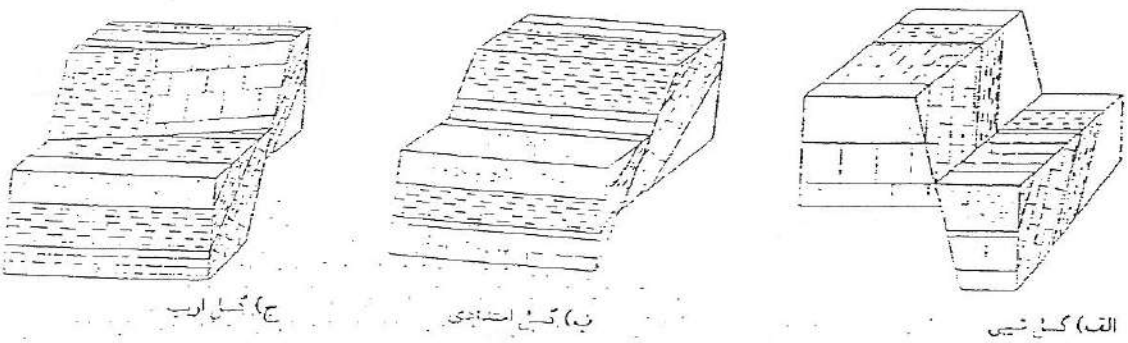
۲- رابطه شیب و امتداد صفحه گسل با طبقات گسلیده .

(شکل ۵) سه نوع از این گسل را بر مبنای این معیار نشان میدهد . در شکل الف امتداد گسل به موازات شیب لایه ها است چنین گسلی را گسل شیبی (Dip Fault) گویند . شکل ب نشان میدهد که امتداد صفحه گسل به موازات امتداد سطح لایه ها است ، چنین گسلی را گسل امتدادی (Strike Fault) می گویند . شکل ج نشان می دهد که امتداد صفحه گسل نسبت به امتداد و شیب طبقات مایل است ، چنین گسلی را گسل مایل یا اریب (Oblique Fault) می گویند .

به طور کلی به ندرت می توان گسلی را یافت که رابطه آن با طبقاتی که تحت تاثیر گسل قرار گرفته اند به نحوی باشد که در بالا بیان شده است ، اما معمولا همیشه مقدار حرکت در یک جهت بیش از جهت دیگر بوده و در نتیجه گسل را می توان بر طبق جهتی نامگذاری کرد که مقدار جابجائی بیشتر است .



شکل ۴)حرکت نسبی ظاهری کمر بالا و کمر پایین گسل ها



الف) گسل شیبی ب) گسل امتدادی ج) گسل اریب

شکل ۵) رابطه بین شیب و امتداد صفحه گسل با طبقات گسلیده

۳- جهت حرکت صفحه گسل نسبت به وضعیت طبقه

در شکل ۶ الف ، ب ، ج جهات اصلی حرکت صفحه گسل نسبت به وضعیت یک طبقه نشان داده شده است . در شکل الف جهت حرکت با شیب صفحه گسل مطابقت داشته و بنابراین به آن شیب لغز می گویند . در شکل ب حرکت با امتداد صفحه گسل منطبق بوده و به آن امتداد لغز و در شکل ج حرکت در راستای مورب نسبت به امتداد لایه و در جهت شیب صفحه گسل صورت گرفته است که در این صورت به آن اریب لغز گویند .

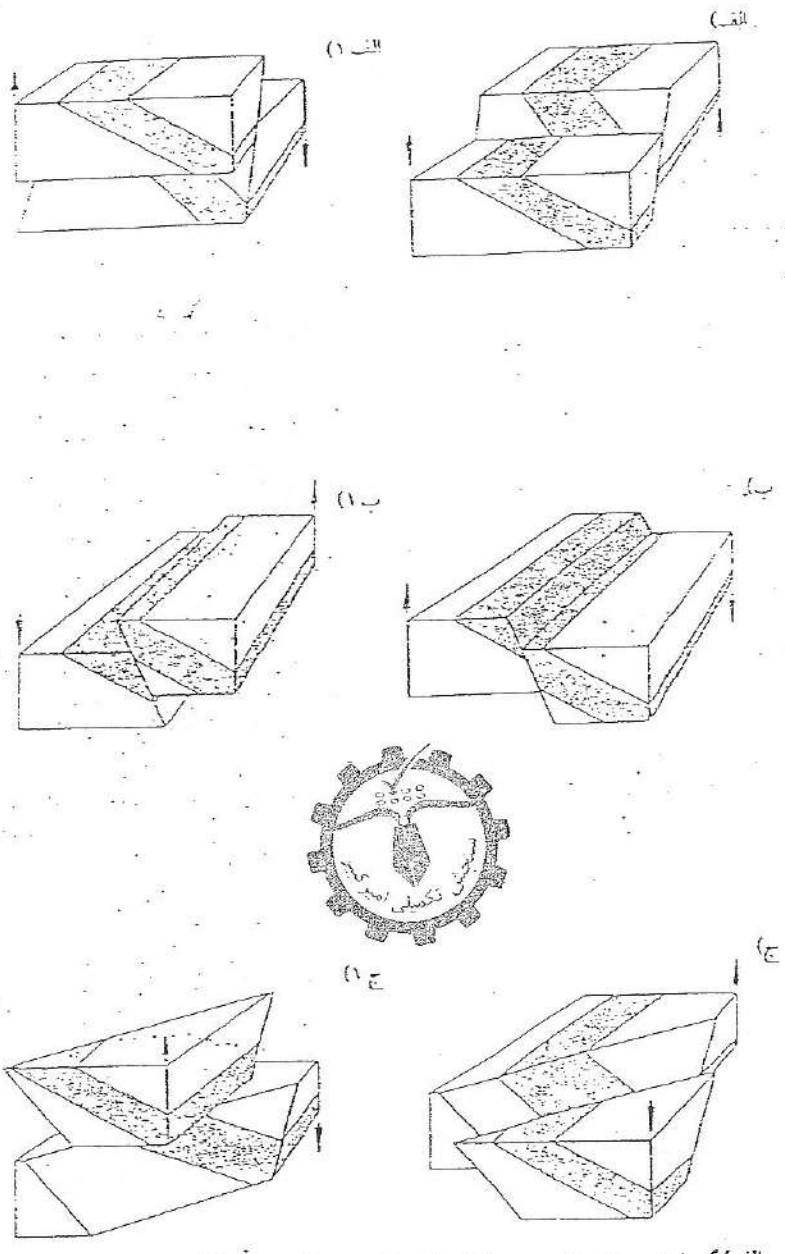
۴- انواع حرکت

انواع دیگری از گسلها که حرکتی در یک سطح تخت و پهن دارند بقرار زیر است:

۴- ۱ گسل برشی که در آن حرکت تقریبا تمام افقی است شکل (۷– ب) و نوع حرکت به صورت راستگرد یا چپگرد بیان می شود . جهت تشخیص نوع حرکت راستگرد یا چپگرد کافیست در سطح گسل ایستاده و حرکت قطعه ای از گسل که در مقابل ما قرار میگیرد را در نظر بگیریم . اگر این قطعه به سمت راست حرکت کرده باشد آنرا راستگرد و چنانچه به سمت چپ حرکت کرده باشد به آن چپگرد می گویند .

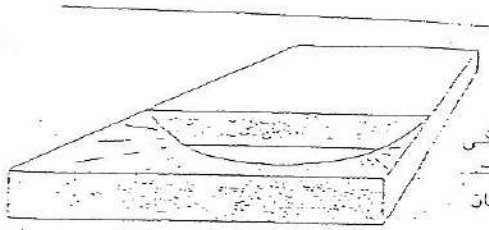
۴-۲ هورست (Horst) یا فرازمین که در نتیجه تاثیر دو یا تعدادی بیشتر از گسلهای تقریبا موازی . قطعه ای از زمین به سمت بالا رانده می شود . شکل (۸ – الف).

۴ – ۳ گرابن (Graben) یا فرو زمین (دره کافتی) جائیکه قطعه ای از زمین بین گروهی از گسلهای موازی فرو می افتد شکل(۸- ب) دره کافتی آفریقا (Rift Vally) با طولی برابر با ۲۸۹۶/۸۳ کیلومتر و عرض متوسط ۳۲/۹ کیلو متر مثالی از این نوع است . دره میدلند (Midland Valley) اسکاتلند نیز مثال بی نظیری از این نوع حرکت در مقیاس کوچکتر است .

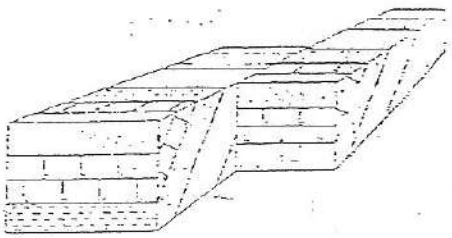


الف) گسل شیبی نرمال　　ب) گسل امتدادی نرمال　　ج) گسل اریب نرمال
الف-۱) گسل شیبی معکوس　　ب-۱) گسل امتدادی معکوس　　ج-۱) گسل اریب معکوس
ترجمه : در گسل نرمال انحراف فوقانی مدعه گسلی به طرف بخش فرو افتاده است و در گسل معکوس انحراف از قائم صفحه گسلی به طرف بخش بالا رانده است . پیکانها جهت نسبی حرکت را نشان می دهند.

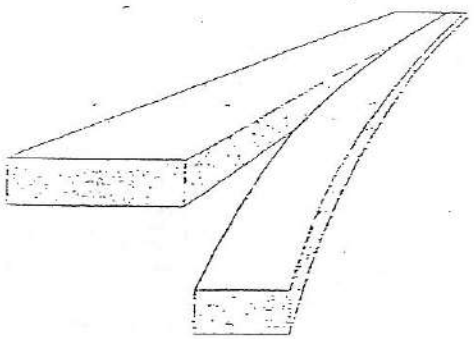
شکل ۶



الف)
گسلهای فرو رفته با سطح دارای بیم زبخگی تکتونیکی ملایم و سطح گسله زایی همراه هست. ترجمه کنید که گسل . جابجایی متغیری را نشان می دهد.

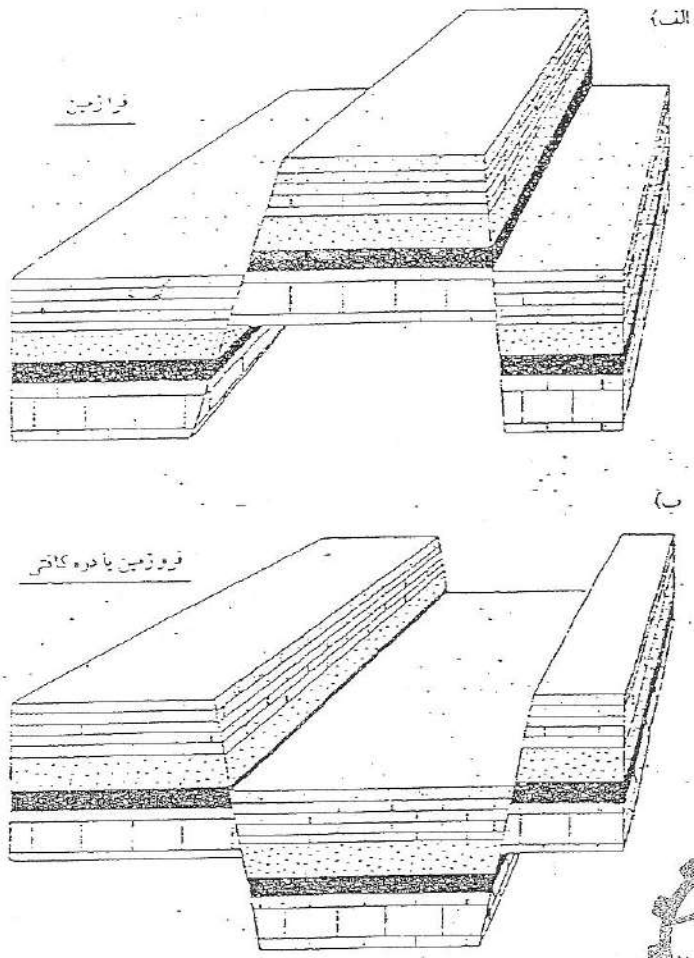


ب) گسل برشی
لایه ها فقط در جهت افقی حرکت کرده اند. در واقع تنها گسلهای محدودی می توانند فقط حرکت افقی داشته باشند.



ج) گسل لولایی
ترجمه داشته باشید که مقدار جابجایی چگونه بتدریج افزایش می یابد. چنین گسلهایی اغلب در سمادن زغالسنگ دیده می شوند.

شکل ۷ :الف) جابجائی متغیر گسل در گسلهای فرو رفته ب) گسل برشی با حرکت چپگرد ج) گسل لولائی با جابجائی متفاوت در طول صفحه گسل



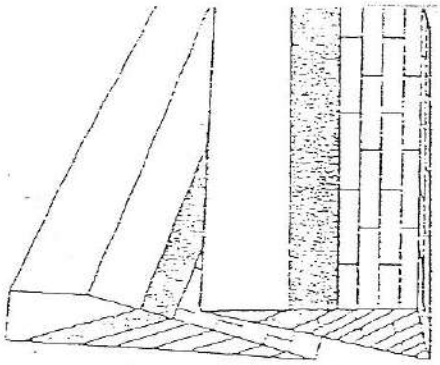
شکل ۸) الف – هورست . ب - گرابن

گروه دیگری از گسلها جابجائی های متفاوتی در امتداد صفحه گسل دیده می شود . این گروه شامل :

گسل فرورفته (Sag Fault) که در آن مقدار جابجائی از حاشیه دست نخورده به حداکثر مقدار فرورفتگی در مرکز تغییر می کند (شکل ۷ – الف)

گسل لولائی (Hing Fault) که در آن مقدار جابجائی از سطح لولا افزایش می یابد و میزان جابجائی در امتداد صفحه گسل متفاوت است . (شکل ۷ – ج)

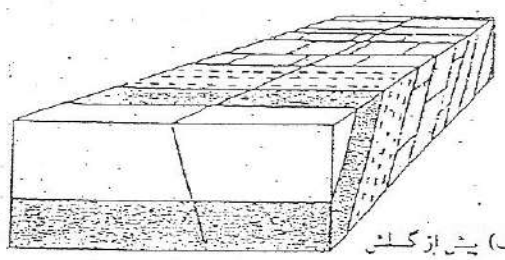
گسل پیچشی (Scissor Fault) که در آن لغزش با زاویه ای کوچک در امتداد یک صفحه گسل رخ می دهد . این گسل با مناطق تراستی بسیاری همراه است .



شکل ۹) گسل پیچشی

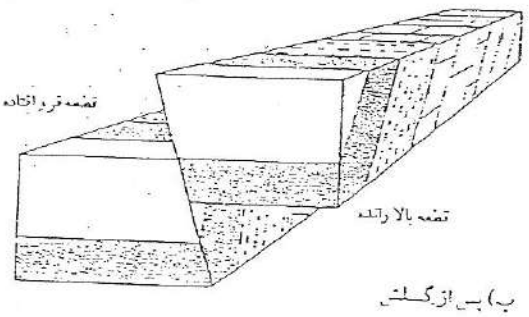
اثر گسل بر بیرون زدگی طبقات

شکل های ۱۰ الی ۱۶ اثرات اصلی گسلش سری های دارای شیب ساده و همچنین سری های چین خورده را به صورت شماتیک نشان می دهد . مطالعه دقیق این اشکال موجب آشکار شدن اثرات اصلی گسلها خواهد شد .



یک گسل شیبی یا به عبارت دیگر گسلی به موازات شیب لایه ها

الف) پیش از گسلش

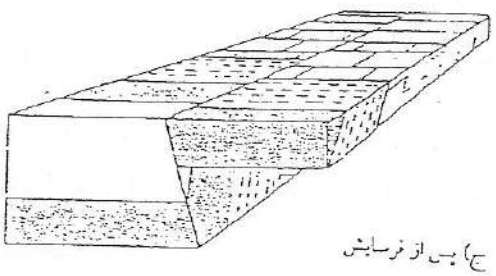


این یک گسل معکوس است بدین معنی که انحراف از تمام گسل به طرف قطعه بالا رانده است .

قطعه فرو افتاده

قطعه بالا رانده

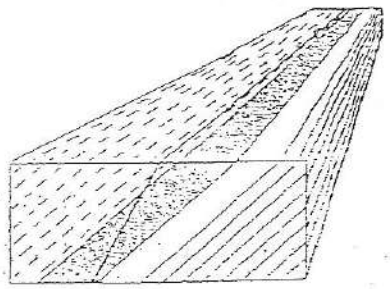
ب) پس از گسلش



طرح پائینی منطقه گسله، لایه ها تقریباً در جهت شیب قطعه بالا رانده حرکت کرده اند .

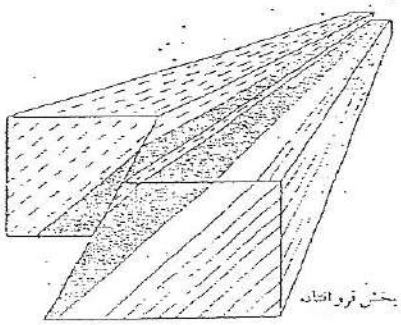
ج) پس از فرسایش

شکل ۱۰) گسل شیبی معکوس



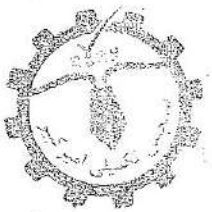
الف - قبل از گسلش

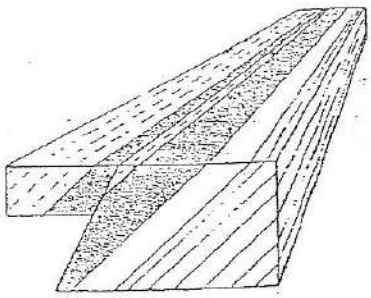
یک گسل امتدادی که در جهت شیب طبقات، انحراف از قائم دارد.



ب - بعد از گسلش

این گسل یک گسل معکوس است؛ به بیان دیگر انحراف از قائم گسل به طرف قطعه بالا رانده شده است.



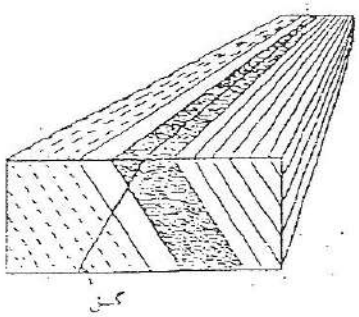


ج - پس از فرسایش

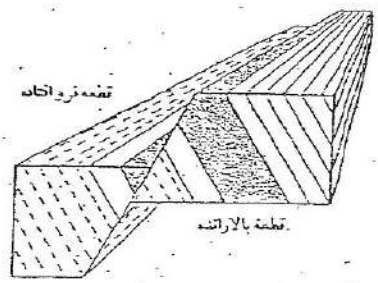
طرح با نقشه منطقه گسلیده.

توجه کنید که لایه ها در اثر گسلش، روی سطح زمین تکرار شده اند.

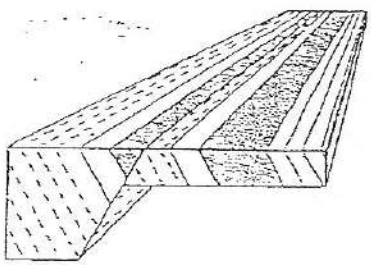
شکل ۱۱) یک گسل امتدادی معکوس که در جهت شیب طبقات انحراف از قائم دارد و باعث تکرار لایه ها گردیده است .



الف) پیش از گسلش
یک گسل امتدادی - این گسلی است که موازی یا تقریباً موازی با امتداد لایه هاست .
این گسل در جهت مخالف شیب طبقات انحراف از قائم دارد .

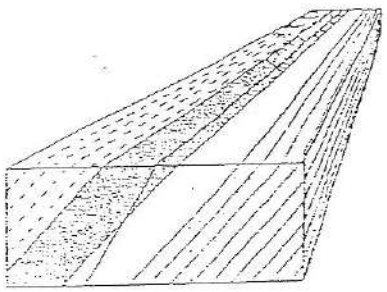


ب) پس از گسلش
گسل به سمت بخش فرو افتاده ، انحراف از قائم دارد و بنابراین یک گسل عادی خوانده می شود.

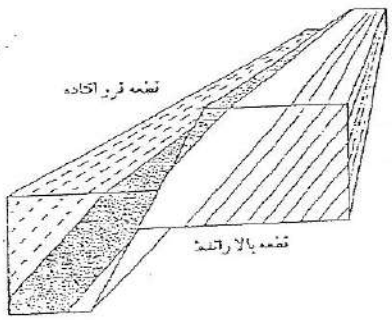


ج) پس از فرسایش
طرح یا نقشه منطقه گسلیده .
توجه کنید که لایه ها در اثر گسلش روی سطح زمین تکرار شده اند .

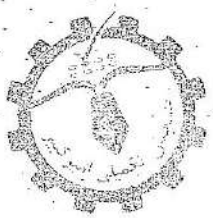
شکل ۱۲) یک گسل امتدادی عادی که در جهت مخالف شیب طبقات انحراف از قائم دارد و باعث تکرار لایه ها گردیده است .

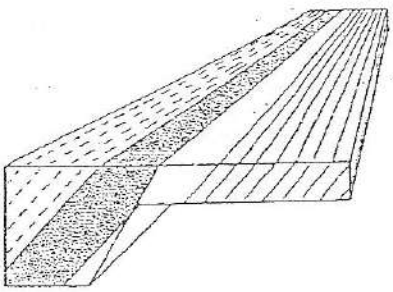


الف) پیش از گسلش
یک گسل امتدادی که در جهت شیب طبقات، انحراف از قائم دارد.



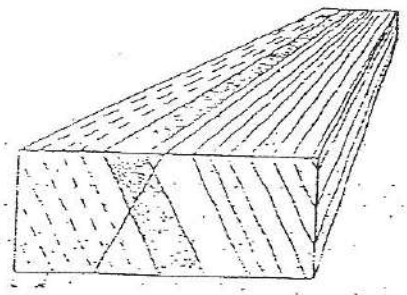
ب) پس از گسلش
این گسل یک گسل امتدادی عادی است، به بیان دیگر انحراف از قائم گسل به طرف قطعه فرو افتاده است.



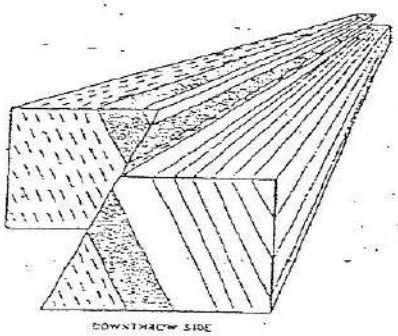


ج) پس از فرسایش
طرح یا نقشه منطقه گسلیده.
توجه کنید که لایه ی ماسه سنگ دز اثر گسلش بریده شده است.

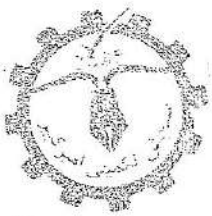
شکل ۱۳) یک گسل امتدادی نرمال که در جهت شیب طبقات انحراف از قائم دارد و باعث بریده شدن بخشی از لایه یا تمام طبقات می گردد .

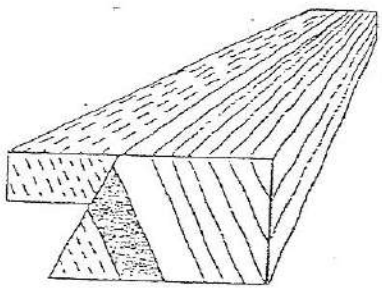


الف) پیش از گسلش
یک گسل امتدادی که بر خلاف جهت
شیب طبقات انحراف از قائم دارد.



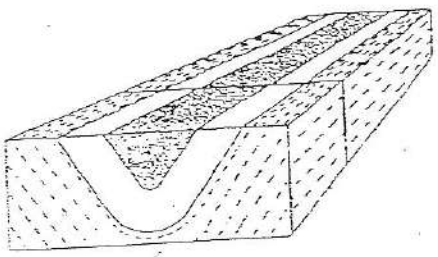
ب) پس از گسلش
این گسل یک گسل معکوس است.
به بیان دیگر انحراف از قائم گسل بطرف
قطعه بالا رانده شده است.



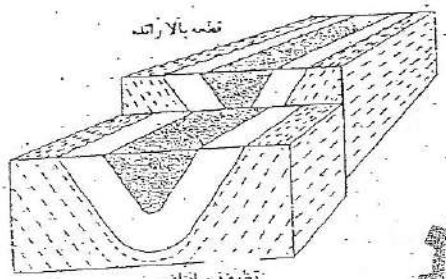


ج) پس از فرسایش
طرح یا نقشه منطقه گسلیده.
توجه کنید که لایه مانند سنگ در اثر
گسلش بریده شده است.

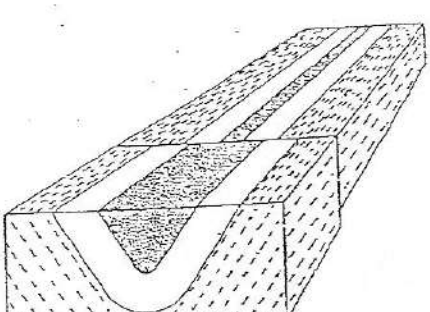
شکل ۱۴) یک گسل امتدادی معکوس که در جهت خلاف شیب طبقات انحراف از قائم دارد و باعث بریده شدن بخشی از لایه یا تمام طبقات می گردد.



الف) قبل از گسلش
یک ناودیس متقارن

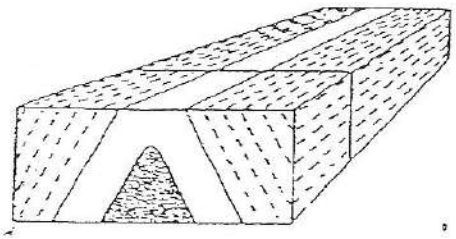


ب) بعد از گسلش
یک ناودیس متقارن که بر سبله یک گسل
شیبی شکسته شده است.



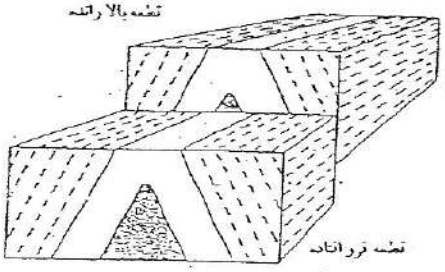
ج) پس از فرسایش
طرح یا نقشه ی یک ناودیس گسلیده
توجه کنید که به نظر می رسد بیرون
زدگیها در قطعه بالا رانده شده به
سوی یکدیگر حرکت می کنند.

شکل ۱۵) یک ناودیس متقارن گسلیده



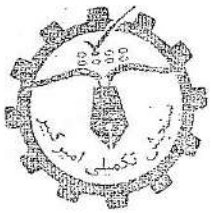
الف) پیش از گسلش

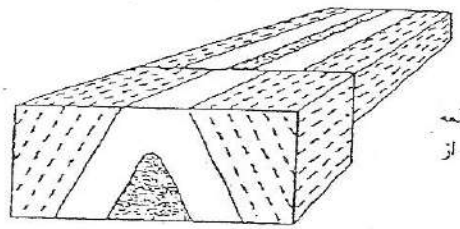
یک طاقدیس متقارن که توسط یک گسل شیبی گسلیده شده است.



ب) پس از گسلش

گسل شیبی طاقدیس را به طرف راست بالا رانده است.





ج) پس از فرسایش

تنشه یا طرح طاقدیس گسلیده به نظر می رسد که پس از فرسایش قطعه بالا رانده شده، لایه ها در این قطعه از محور طاقدیس دور شده اند.

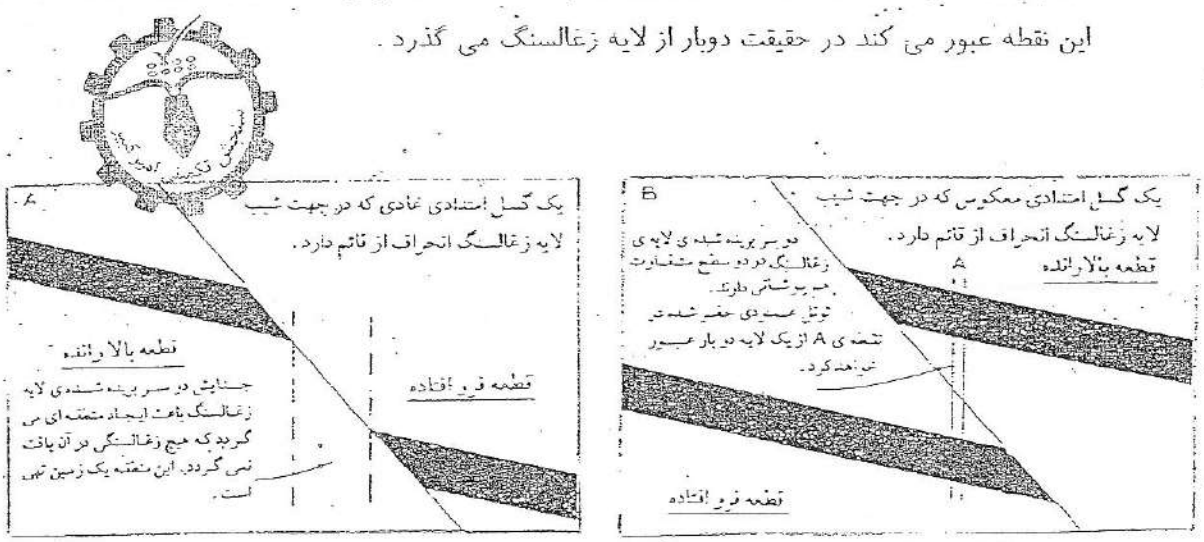
شکل ۱۶) اثر یک گسل شیبی روی یک طاقدیس متقارن .

دو مثال عملی گسلش :

گسلش در فعالیت های روزانه بخصوص در معدنکاری اهمیت فراوان دارد . در اینجا دو مثال عملی در این رابطه ارائه می شود .

در شکل (۱۷ A) یک گسل امتدادی نرمال ، لایه ای از زغالسنگ را شکسته است به طوریکه لبه های آسیب دیده لایه زغالسنگ در اثر گسلش از یکدیگر جدا شده اند . این امر موجب پیدایش منطقه ای شده است که فاقد زغالسنگ بوده و به عبارتی زمینی تهی ایجاد شده است . این منطقه اغلب از مواد سنگی خرد شده تشکیل یافته و در سینه کارها و جاده ها مسئله ساز است .

در شکل (B ۱۷) این لایه زغالسنگ توسط یک گسل امتدادی معکوس شکسته شده است . در اینجا دو انتهای آسیب دیده لایه زغالسنگ روی یکدیگر رانده شده و بنابراین گمانه ای (Bore Hole) که از این نقطه عبور می کند در حقیقت دوبار از لایه زغالسنگ می گذرد .



شکل ۱۷

شیرزونها (Shear Zones)

شیرزونها در واقع انعکاسی از مکان تمرکز تغییر شکل ها در یک ناحیه باریک است . مقدار تنش معمولا در مرکز شیرزون زیاد می شود و به سمت بیرون (سنگ دیواره) کم می شود . اگر این کا هش تنش تدریجی و بدون هیچ گونه شکست بارز رخ دهد به آن شیرزون پیوسته Continuous گفته می شود که اغلب در حالت پلاستیک رخ می دهد . در این حالت سنگها در حالت جامد جریان می یابند . اگر کاهش غیر تدریجی و همراه با شکست رخ دهد شیرزون ناپیوسته (discontinuous) نامیده می شود . شکل (9.5) این دو نوع شیرزون را نشان میدهد .

Figure 9.5 – Continuous and discontinuous shear zones : (A) Continuous shear zones deflecting a marker that passes unintrirupted through the shear zone . (B) Discontinuous shear zone that truncates a marker .

ژئومتری شیرزون ها

شکل شیرزون ها به طور معمول به صورت یک منحنی با انحنای کم است ولی بعضی از آنها اشکال پیچیده ای می توانند داشته باشند . آنها می توانند به صورت موازی یا در ناحیه های همگرا یا واگرا تشکیل شوند . شکل (9.8) این سه ناحیه را نشان میدهد .

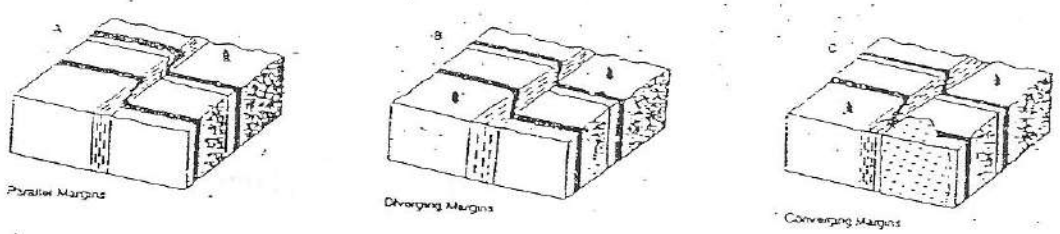


Figure 9.8 Shear zone margins : (A) parallel, (B) diverging , and (c) converging near a rigid pluton

شیرزون ها می توانند به صورت منفرد یا در یک شبکه از شیرزون قرار بگیرند . این شبکه ها می توانند به صورت موازی ، به هم پیوسته یا متقارن باشند (شکل 9.9) .

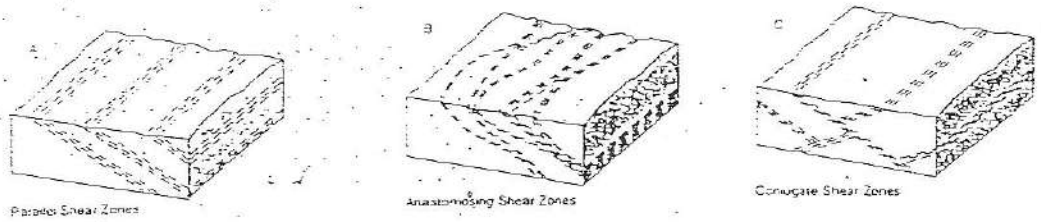
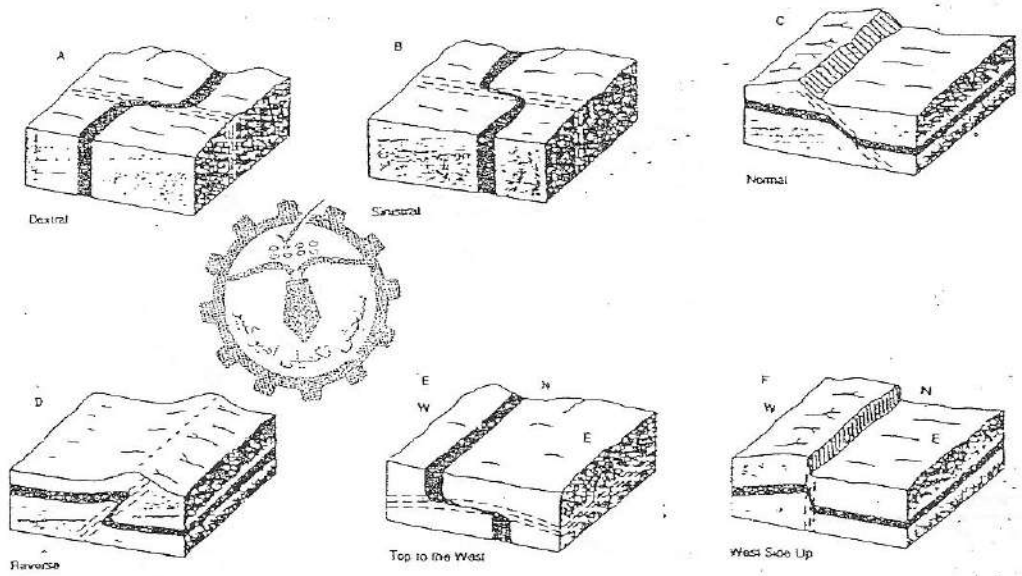


Figure 9.9 shear zone sets : (A) Parallel, (B) anastomosing , and (C) conjugate

جابجائی و شکست لایه ها

وقتی یک شیرزون عمود بر لایه ها اتفاق می افتد ، لایه ها و دایک ها به صورت شکسته دیده می شوند .این انحنای لایه ها در شیرزون های عمود بر لایه می تواند به صورت راستگرد ، چپگرد ، نرمال ، معکوس ، بالا رونده غرب و بالا رونده شرق باشد . (شکل 9.13)

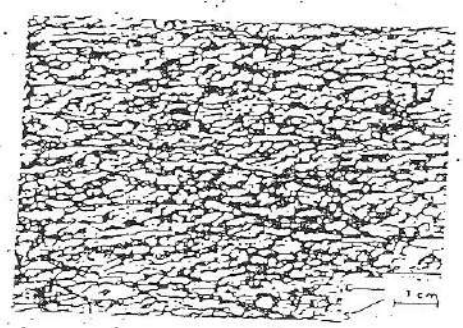


(Figure 9 .13)

Deflection and offset across shear zones : (A) right- handed or dextral , (B) left-handed or sinistral , (C) normal , (D) reverse , (E) top-to the west , (F) west side up

شیر باندها

شیرباند ها ناحیه های باریکی هستند که تحت استرس برشی بسیار بالائی قرار گرفته اند و در بین شیرزون های اصلی قرار گرفته اند (شکل 9.37) ضخامت شیرباند ها ۲ تا ۳ میلیمتر و طول آنها کمتر از ۱۰ تا ۲۰ سانتیمتر است. بسیاری از آنها در حد میکروسکوپی هستند. شیرباند ها معمولا سطوح فولیاسیون را قطع می کنند. شکل (9.44) وضعیت شیرباندها را در یک شیرزون نشان می دهد. خطوط شیرباند یا S-C مشخص می شود. بافت های S-C در تعیین حرکت شیرزون های پلاستیک که به شکل کنگره مانند هستند بسیار مفید هستند.



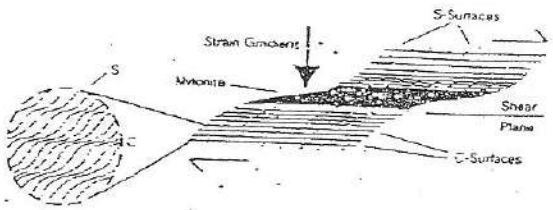
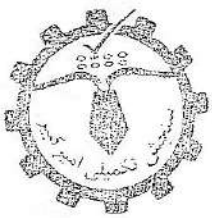
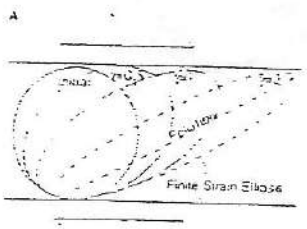


Figure 9.44 S-C fabrics. (A) S-C fabric in polished slab of Tertiary granodiorite, South Mountains, Arizona. Sense of shear is sinistral. (Photograph by S.J. Reynolds.) (B) S-C fabric in late Cretaceous pluton within the Santa Rosa mylonite zone, southern California. Sense of shear is dextral. [From Simpson and Schmid (1983). Published with permission of the Geological Society of America and the authors.] (C) S-C fabrics mimic the sigmoidal foliation patterns in the ross shear zone. [From Hammer and Passchier (1991). Courtesy of the Geological Survey of Canada.]





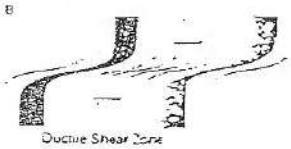


Figure 9.37 Foliation patterns in shear zones. (A) Finite strain ellipse and associated foliation lean over in the sense of shear and rotate toward the shear zone during progressive deformation. (B) Sigmoidal foliation patterns in a shear zone. (C) Variations in finite strain ellipse based on foliation patterns.

این شیرزون ها در نواحی دگرگونی تشکیل می شوند و در نتیجه سنگهای آنها خصوصیات سنگهای دگرگونی دارند . این سنگها معمولا همراه فولیاسیون و کانی های مربوط به مناطق دگرگونی هستند .

بسیاری از شیرزون ها مشخصه هائی بین این دو نوع شیرزون دارند که آنها را میتوان شیرزون های ترد –پلاستیک نامگذاری کرد .

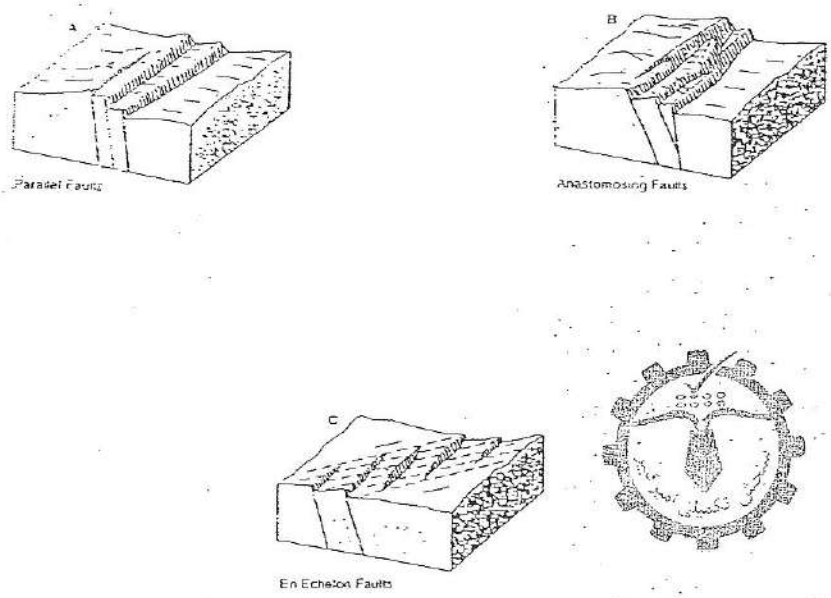
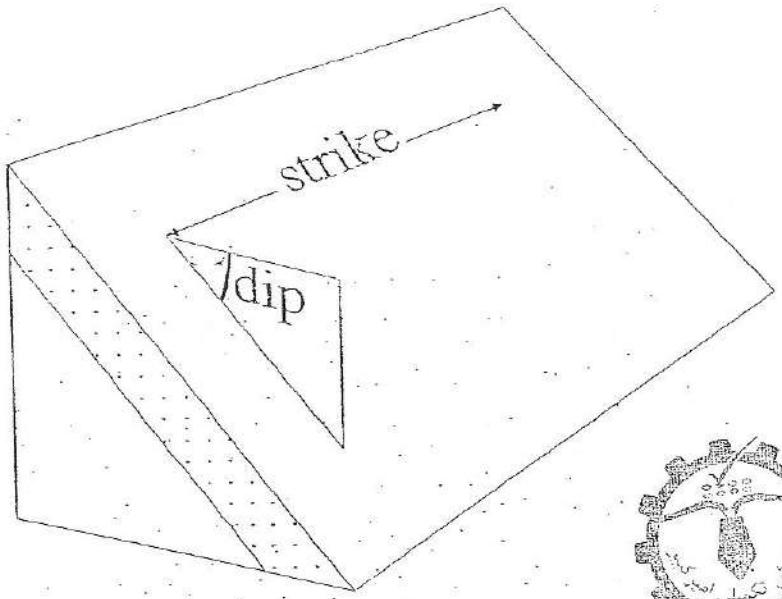
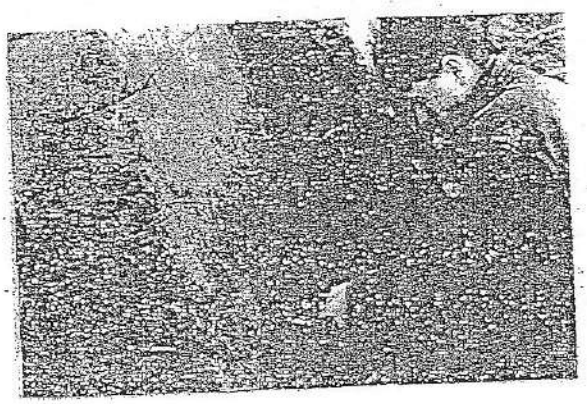


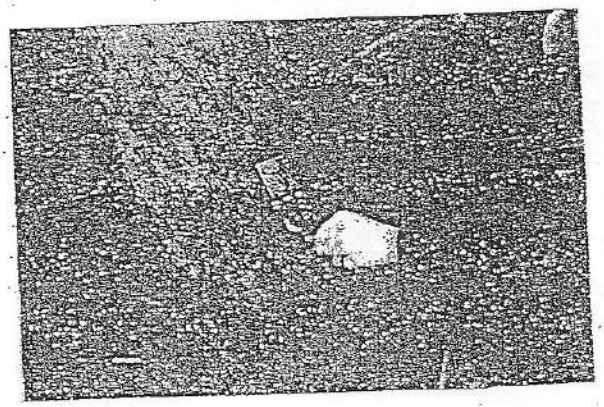
Figure 9 .19) sets of brittle shear zones (Faults and fault zones): (A) parallel , (B) anastomosing , and (C) en echelon .



a

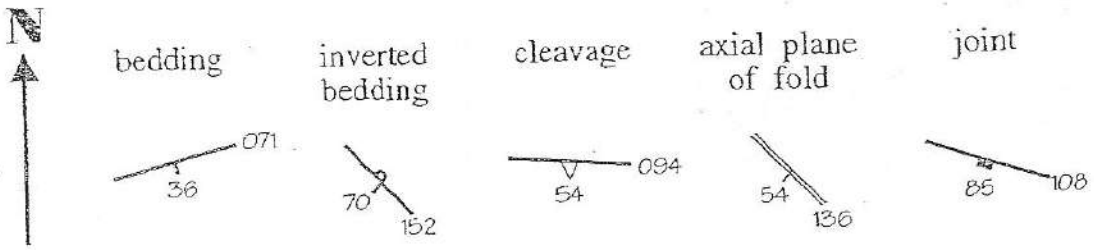


b

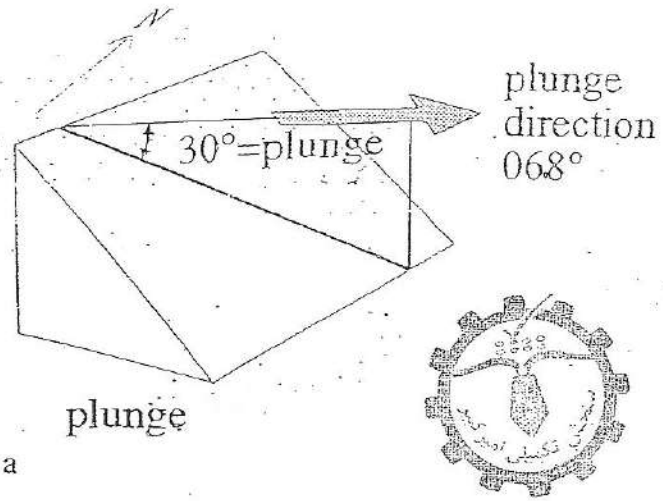


c

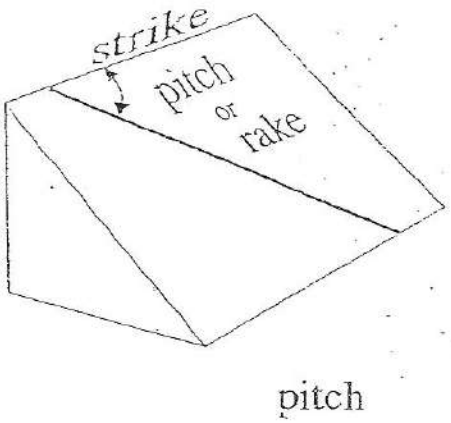
Map symbols



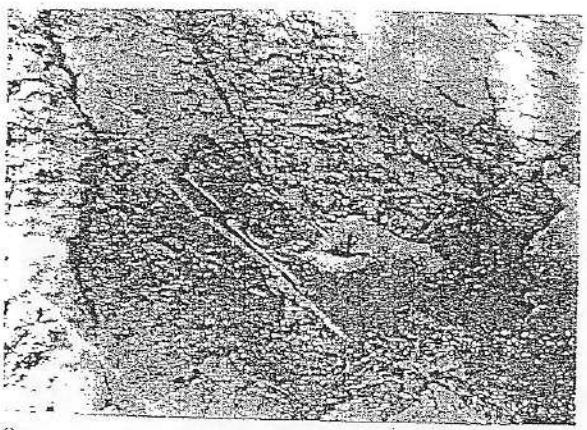
d



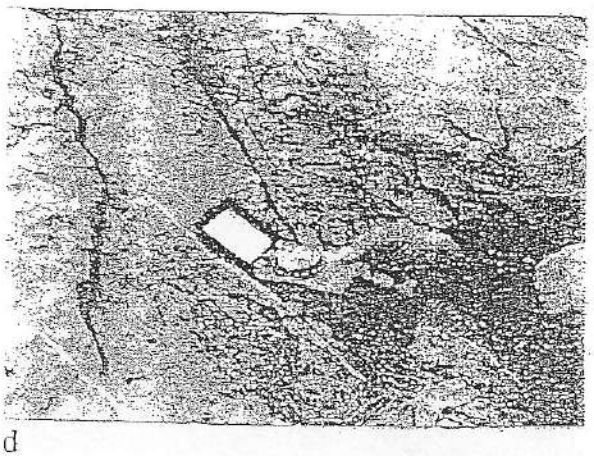
a



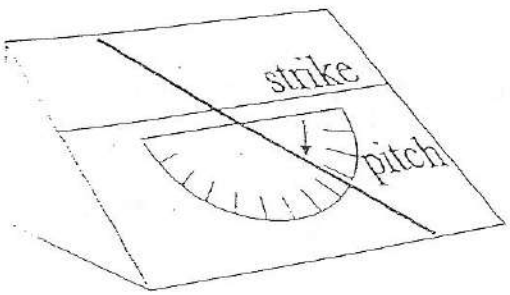
b



c

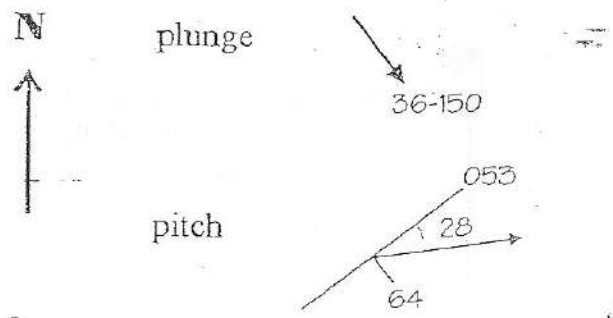


d

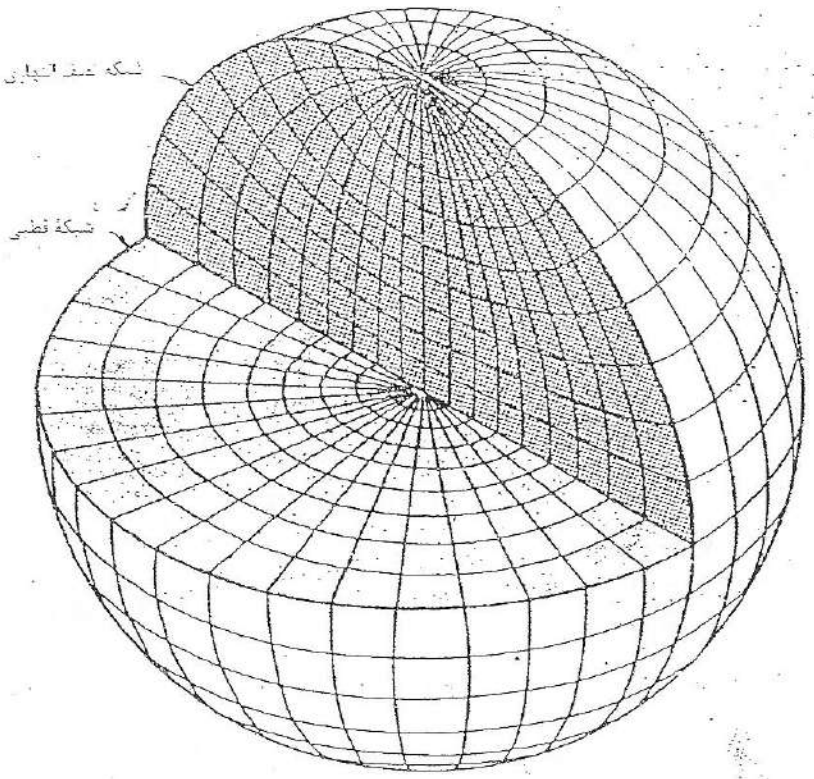


e

Map symbols



f

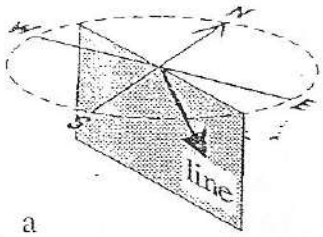


نمای مقطع ایزومتریک کره که رابطهٔ بین شبکه های نصف النهاری و قطبی را نشان می‌دهد.

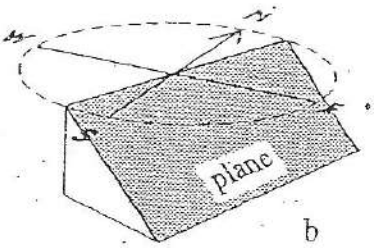
Idea of stereographic projection

Lines

Planes



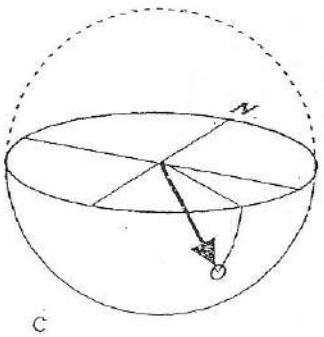
a



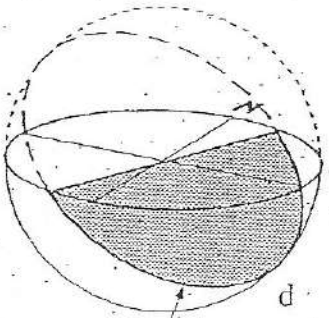
b

Stage 1:

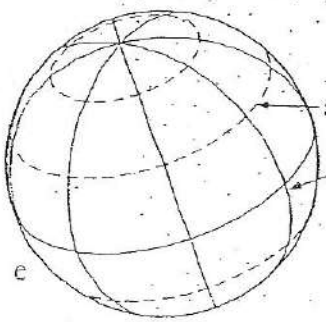
Spherical projection



c



d

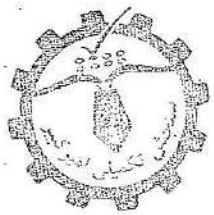


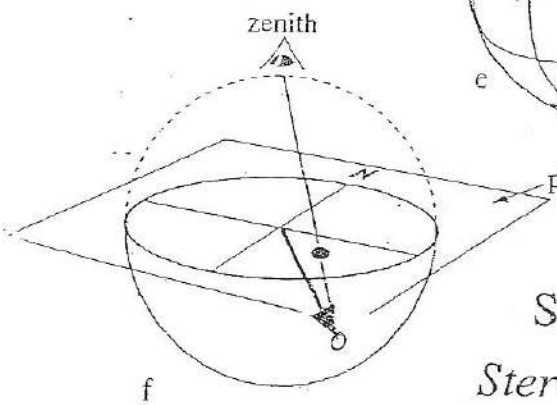
Earth

small circle

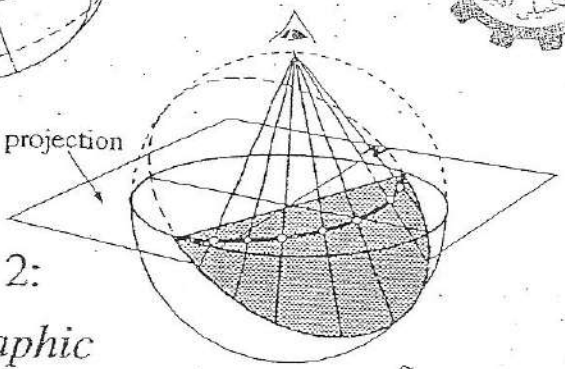
great circles

e





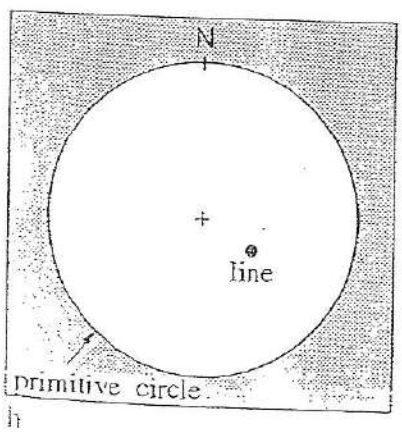
f



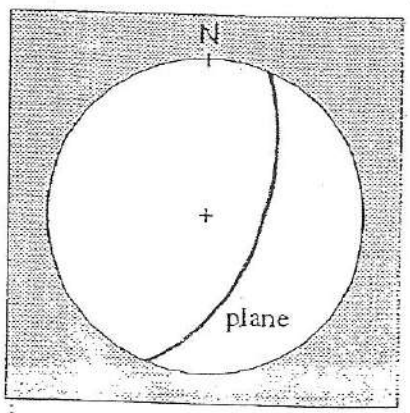
g

Stage 2:

Stereographic projection



h

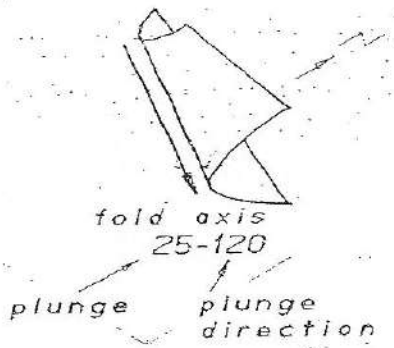


i

Approximate method of plotting lines and planes

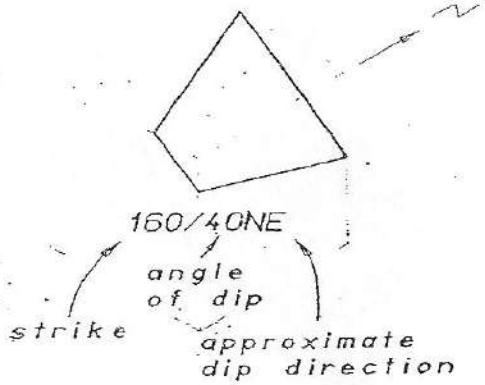
LINEAR STRUCTURES PLANAR STRUCTURES

e.g FOLD AXIS

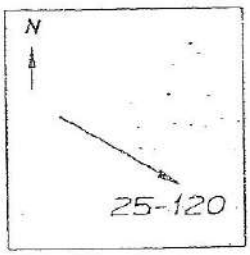


a

e.g BEDDING PLANE

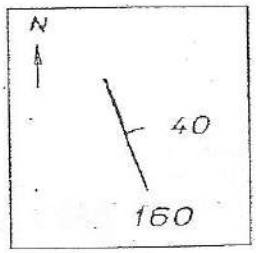


e



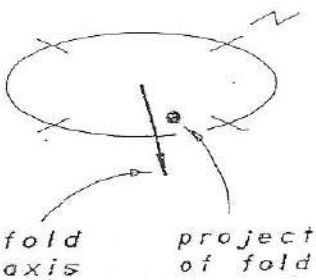
b

map and symbol

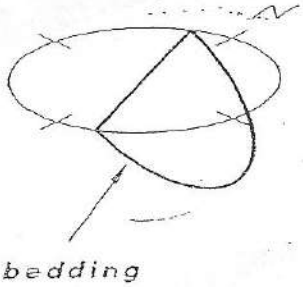


f

visualise the projection hemisphere from above

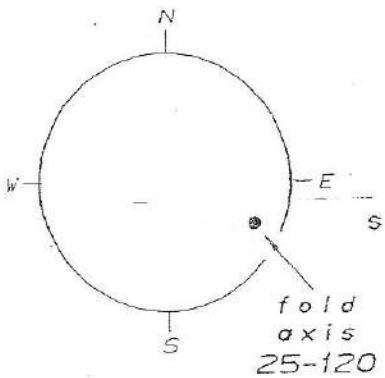


c

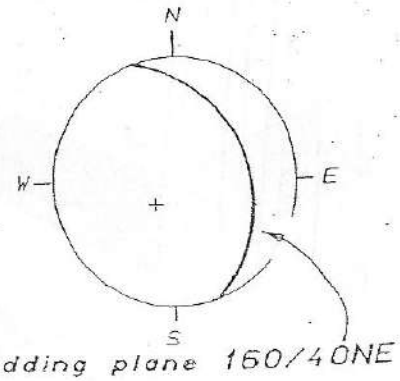


g

draw sketch stereogram

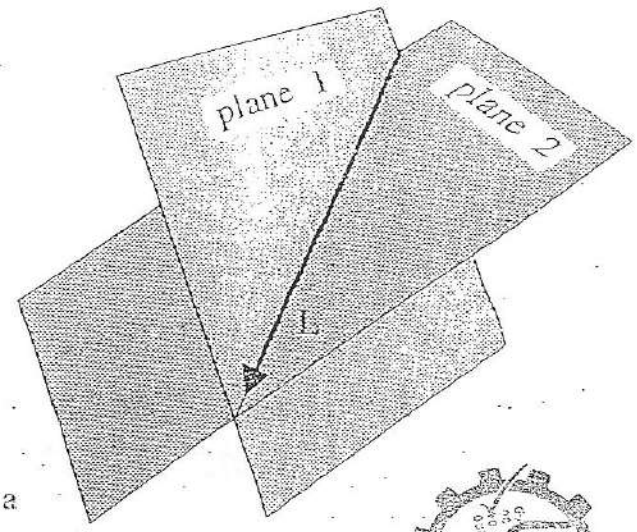


d

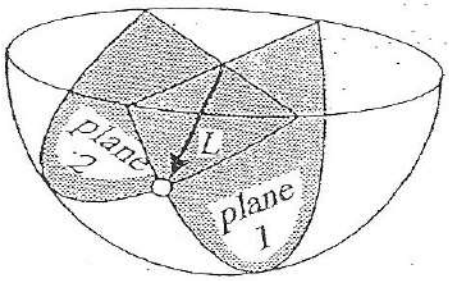


h

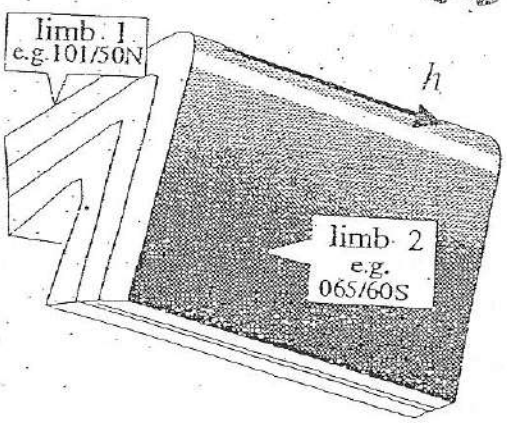
The intersection of two planes



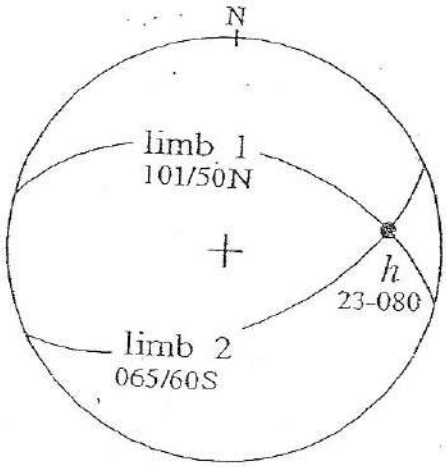
a



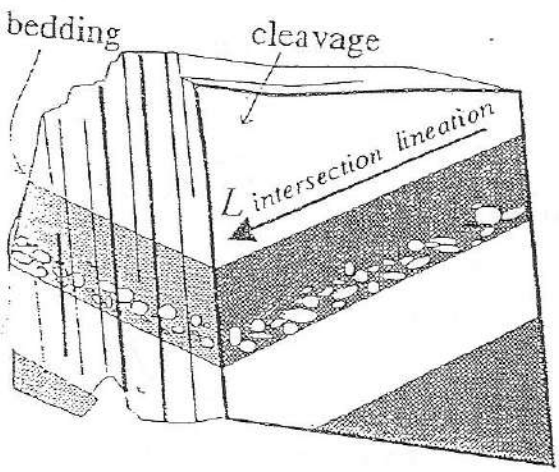
b



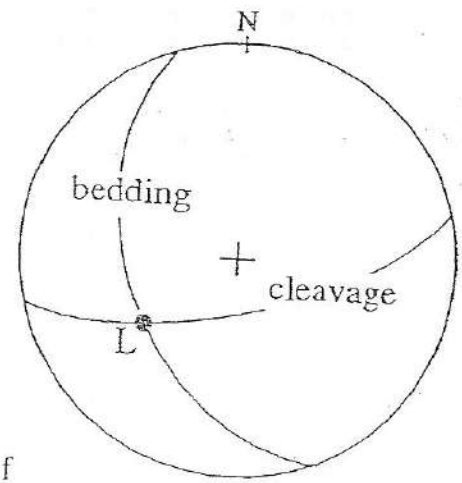
c



d



e

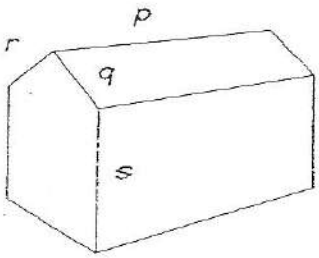


f

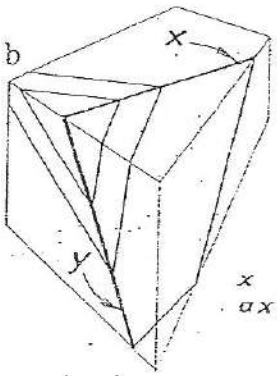
9

Plane containing two lines

a



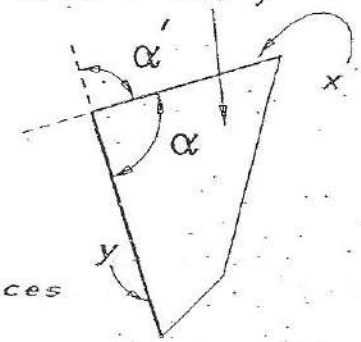
b



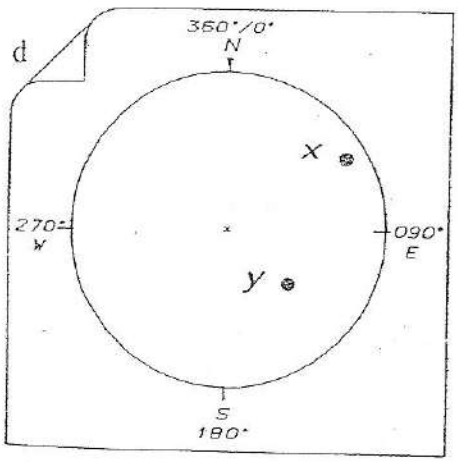
x and y are axial surface traces

c

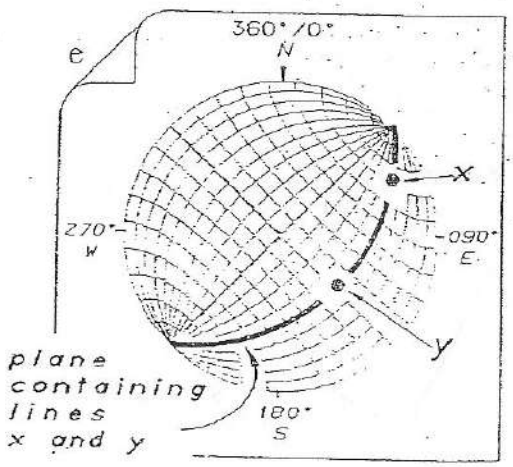
plane containing lines x and y



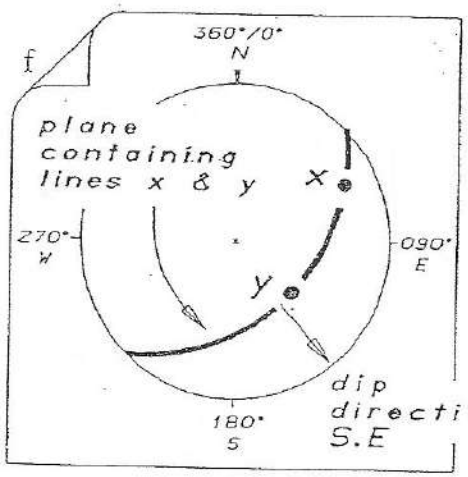
d



e

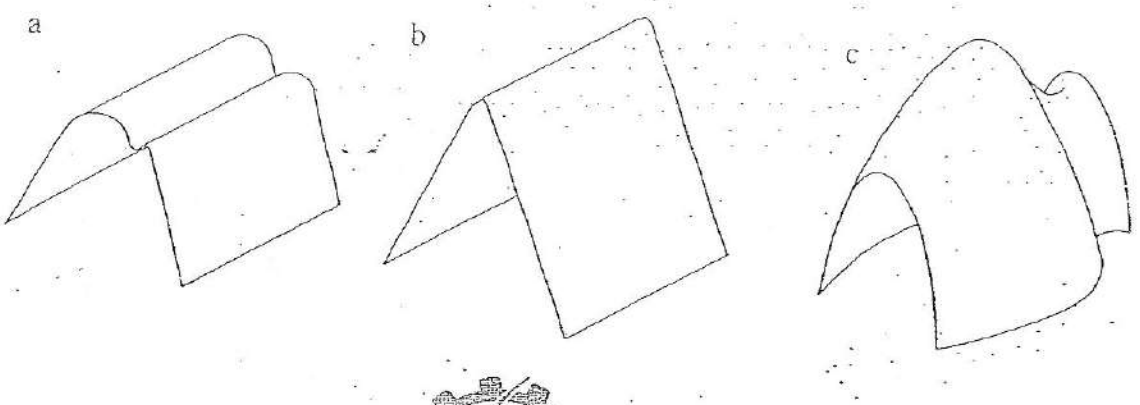


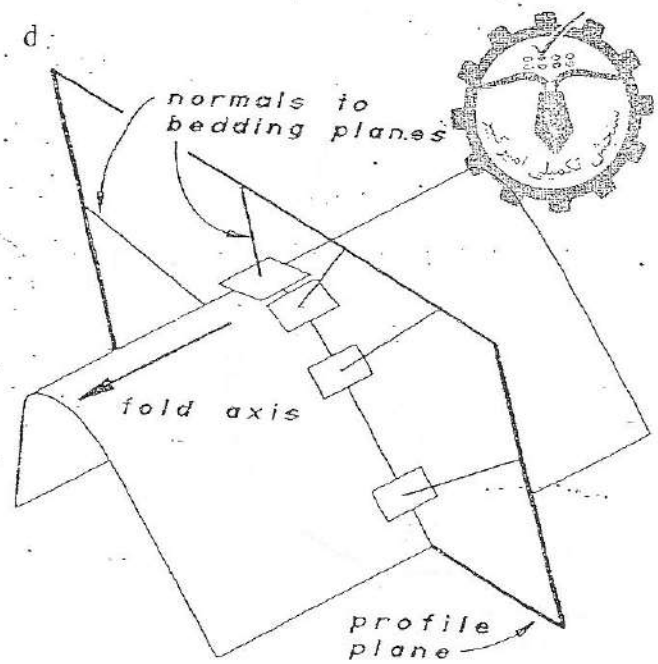
f

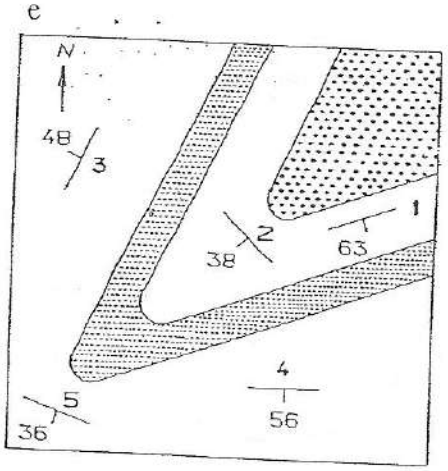


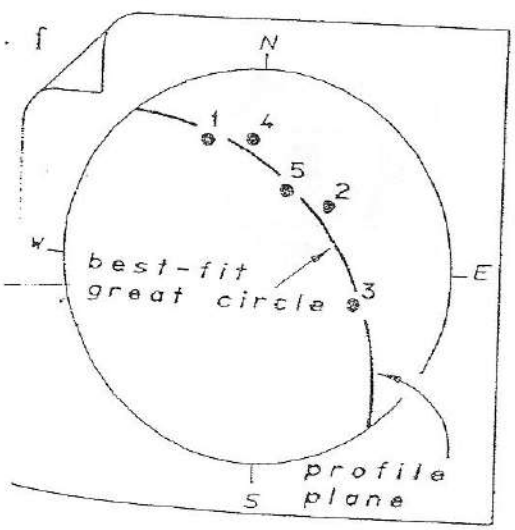
CYLINDRICAL FOLDS

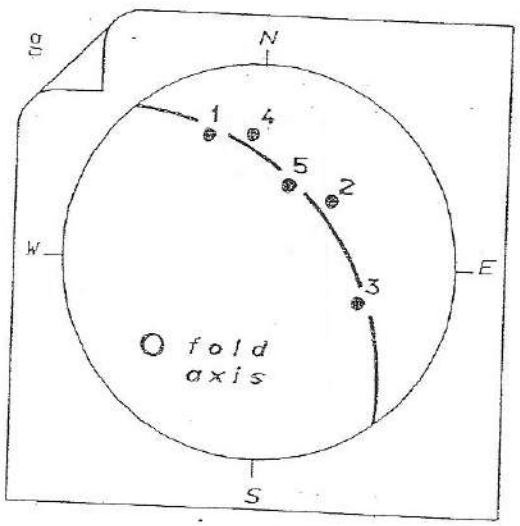
NON-CYLINDRICAL FOLD



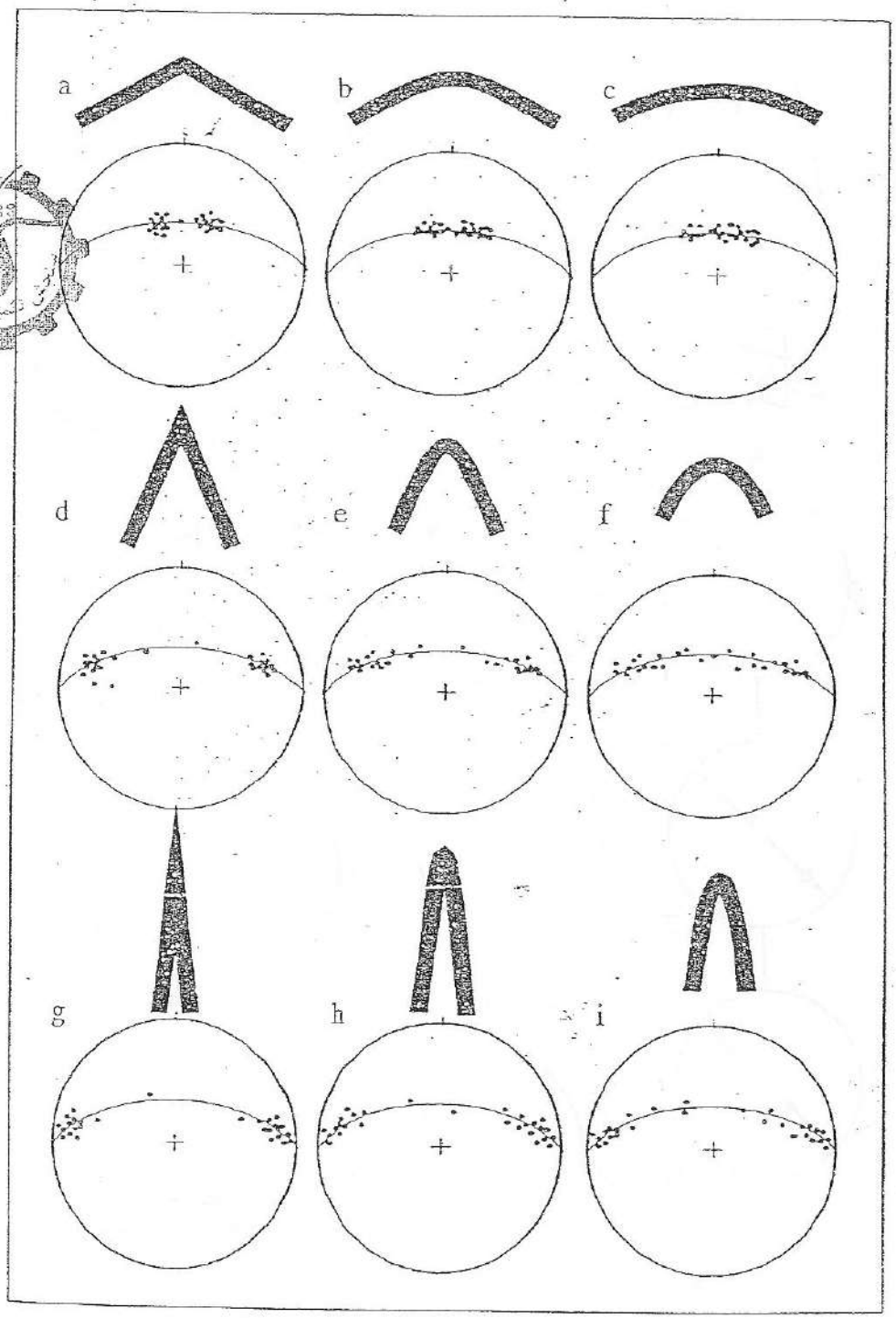




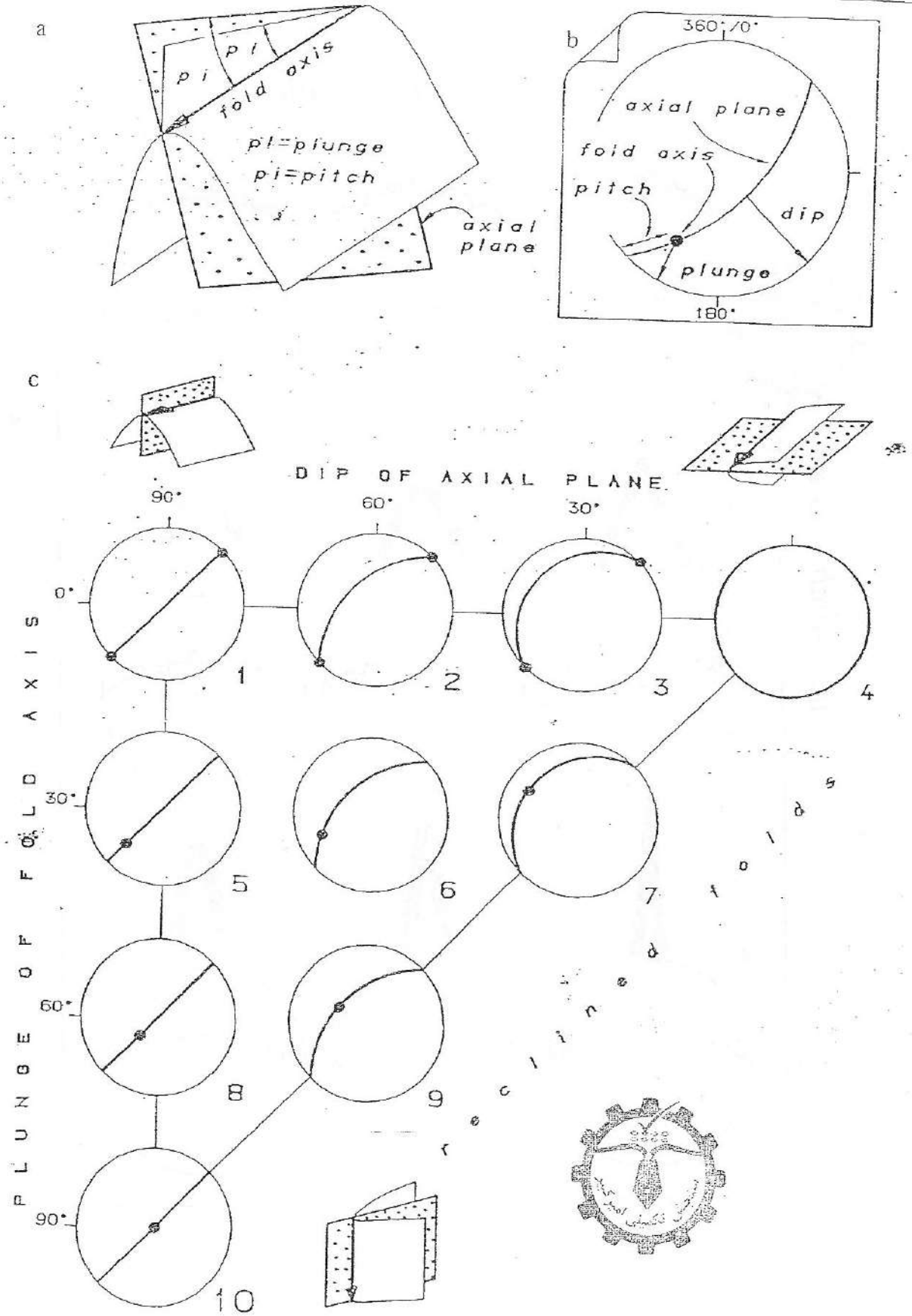


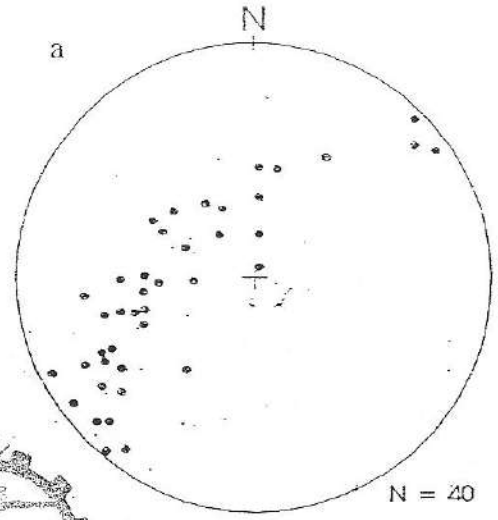


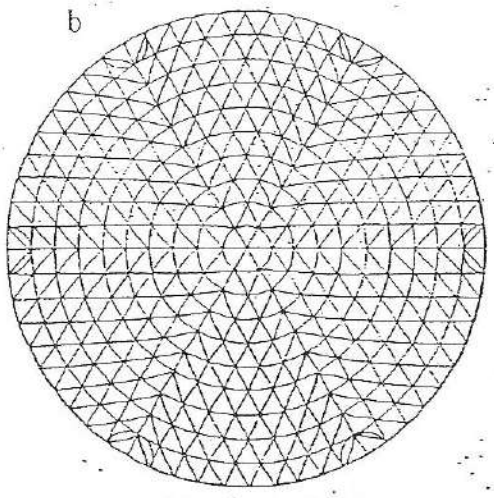
curvature distribution



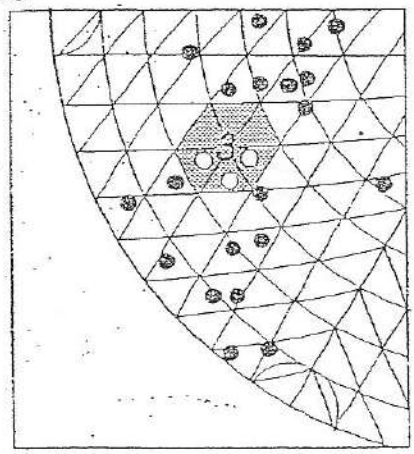
inter-limb angle

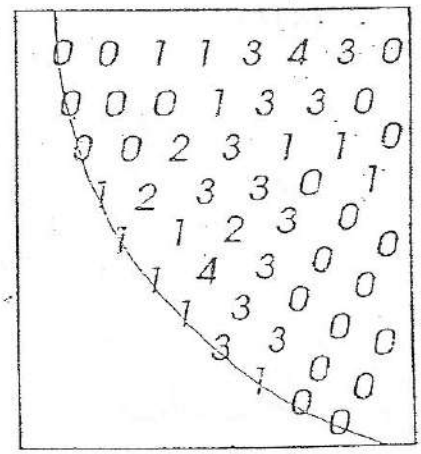

a
pi
pi
fold axis
pl=plunge
pi=pitch
axial plane
b
360°/0°
axial plane
fold axis
pitch
dip
plunge
180°
c
DIP OF AXIAL PLANE
90°
60°
30°
0°
PLUNGE OF FOLD AXIS
30°
60°
90°
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10

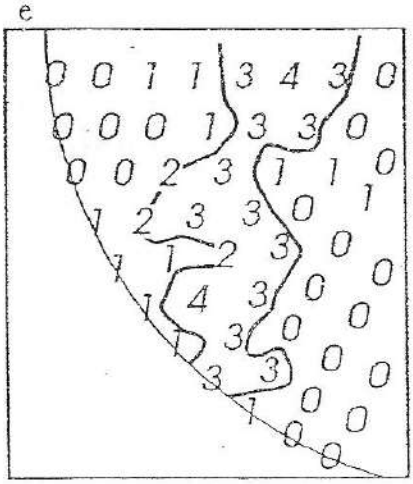




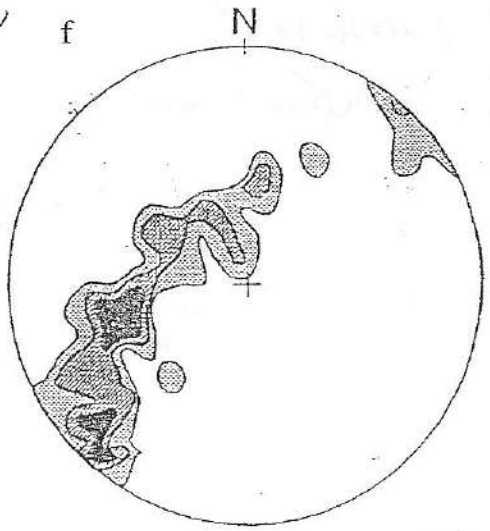
Kalsbeek counting net







Contour for 5% = 5 × 0.4 = 2 points



Contours: 2.5%, 5% and 7.5% per 1% area

دکتر حسنی

بسمه تعالی

تمرینات الکتریسیته – درس ژئوفیزیک کاربردی

۱- جهات اندازه گیری شده در دو بال یک چین به شرح زیر می باشد مطلوبست تعیین نوع چین و موقعیت محور چین (آزیموت و پلانج):

N000 ; 40E
N035 ; 70SE
N024 ; 70SE
N014 ; 40E
N004 ; 48E
N160 ; 32NE

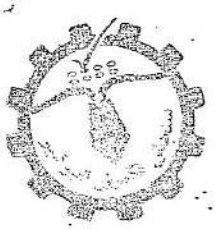
N134 ; 28NE
N114 ; 30NE
N088 ; 40NNW
N058 ; 66NW
N054 ; 72NW
N064 ; 80NNW

۲- چنانچه مشخصات سطح محوری چینی N110 ; 12SW باشد و محور چین N320 ; 12° باشد زاویه سیخ محور در سطح محوری را بدست آورید (با ذکر کلیه مراحل محاسبه گردد)

۳- بر روی سطح گسل دو سری خطوط لغزش با مشخصات زیر اندازه گیری شده است. موقعیت گسل (شیب و امتداد) را بدست آورید. زاویه Pitch این دو خطوط لغزش را روی سطح گسل بدست آورید.

(1) N280 ; 40
(2) N010 ; 30

۴- مطلوبست سطح محوری چینی که مشخصات اثر سطح محوری آن روی نقشه N146 ; 00 و محور بدان دارای موقعیت N030 ; 60 می باشد.



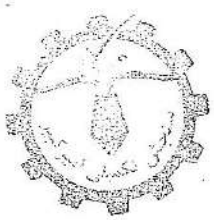
ـ زمین ساخت ورقی

در سال ۱۹۱۵ «آلفرد وگنر» دانشمند آلمانی اظهار داشت که قاره‌ها در جای خود ثابت نیستند و به طور دائم در سطح زمین نسبت به هم جابه‌جا می‌شوند. این دانشمند که شاید بتوان او را پایه گذار دانش تکتونیک به مفهوم جدیدش دانست دلایل متعددی را در تأیید نظریه خود ارائه داد که در رأس آنها می‌توان از شباهت باور نکردنی حاشیه‌های امریکای جنوبی و افریقا نام برد. نظریه و گنر ابتدا مخالفتهای زیادی را برانگیخت، ولی با گذشت زمان علاوه بر آنکه شواهد بیشتری در تأیید جابه‌جایی قاره‌ها گردآوری شد، مطالعات انجام شده در حوضهٔ اقیانوسها نیز نشان داد که جابه‌جایی قاره‌ها بر اثر فرایندی، که بعدها «گسترش بستر اقیانوسها» نام گرفت، انجام می‌شود.

پس از سپری شدن چند دهه مجموعه اطلاعات موجود در بارهٔ جابه‌جایی قاره‌ها و گسترش بستر اقیانوسها در یک الگوی واحد به نام «زمین ساخت ورقی» (تکتونیک صفحه‌ای) ارائه گردید. این نظریه در مدتی کوتاه توانست ضمن پاسخگویی به بسیاری از نقاط ابهام موجود در دانش زمین‌شناسی، به عنوان مستدلترین نظریه در مورد الگوی جهانی تغییرات زمین‌شناسی تثبیت شود.

گرچه بسیاری از مسائل مبهم زمین‌شناسی با این نظریه روشن شده‌اند، اما لازم به یادآوری است که این نظریه بسیار جوان است و بیش از چندین دهه از ارائهٔ آن نمی‌گذرد. از این رو هنوز سئوالهای بی‌جوابی در آن وجود دارد. پژوهشهای آینده نکات ابهام بیشتری را روشن خواهد کرد.

در این فصل بحث را از شواهد تأیید کنندهٔ جابه جایی قاره‌ها و گسترش بستر



اقیانوسها آغاز می‌کنیم و خواهیم دید که چگونه نظریه زمین ساخت ورقی با توجه به این داده‌ها تکوین یافته است. در ادامهٔ مطالب این فصل، و به دنبال آن در فصل آینده، کاراییهای نظریهٔ زمین ساخت ورقی را در حل مسائل موجود در دانش زمین شناسی خواهیم آزمود.

۲۴-۱ جابه‌جایی قاره‌ها و گسترش بستر اقیانوسها

تحقیقات دهه‌های اخیر نشان داده‌است که قاره‌ها بر خلاف نظر گذشتگان در محل خود ثابت نیستند، بلکه نسبت به یکدیگر حرکت می‌کنند. شواهد و مدارک فراوانی در تأیید نظریهٔ حرکت قاره‌ها به دست آمده است که در این جا خلاصه‌ای از آنها را بررسی می‌کنیم. برای بررسی جداشدن قاره‌ها، دوقارهٔ امریکای جنوبی و افریقا، به علت اهمیت ویژهٔ آنها، به عنوان نمونه انتخاب می‌شوند.

انطباق حاشیهٔ قاره‌ها

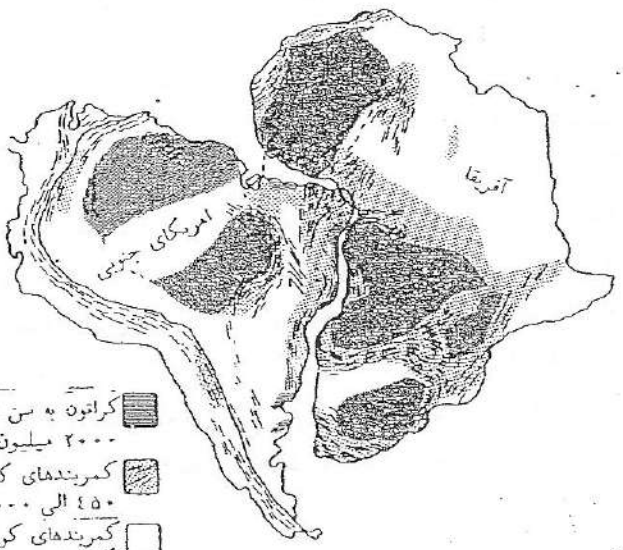
با یک نگاه به نقشهٔ جهان نما متوجه می‌شویم که حدود دو ساحل شرقی و غربی اقیانوس اطلس در نیمکرهٔ جنوبی به نحوی باورنکردنی قابل انطباق‌اند و به نظر می‌آید که زمانی به هم متصل و یکپارچه بوده‌اند.

نباید فراموش کنیم که سواحل حاشیه‌های موقتی و تغییرپذیر قاره‌ها هستند، زیرا حاشیهٔ حقیقی قاره‌ها در زیر دریا و درسراشیب قاره قرار دارد. مثلاً پژوهشهایی که در سالهای اخیر با استفاده از کامپیوتر صورت گرفته، بهترین جفت‌شدگی دو قارهٔ امریکای جنوبی و افریقا را در امتداد حاشیهٔ دو قاره نشان داده است (شکل ۲۴-۱).

انطباق کمربندهای کوهزایی قاره‌ها

کمربندهای کوهزایی جوان اطراف اقیانوس آرام اغلب به موازات حاشیهٔ قاره‌ها قرار گرفته‌اند. در طرفین اقیانوس اطلس یعنی در قاره‌های امریکا و افریقا تعدادی کمربند کوهزایی قدیمی وجود دارد که اغلب در حاشیهٔ قاره‌ها قطع شده‌اند. نکتهٔ جالب این است که بررسیهای اقیانوس‌شناسی نشان داده‌اند که دنبالهٔ این کمربندهای کوهزایی در کف اقیانوس ادامه ندارد. وقتی دو قارهٔ امریکای جنوبی و افریقا را بار دیگر در کنار هم قرار دهیم، متوجه خواهیم شد که کمربندهای کوهزایی هم سن در امتداد هم قرار می‌گیرند و این خود دلیل دیگری بر اتصال قبلی این دو قاره است (شکل ۲۴-۲).

شکل ۲۴-۱ انطباق اعجاب آور حاشیهٔ قاره‌های افریقا و امریکای جنوبی- این انطباق در عمق ۵۰۰ فاتوم (حدود ۱۰۰۰ متری) ساحل این دو قاره انجام شده است. قسمتهایی که روی هم افتاده است با رنگ سیاه و قسمتهایی که از یکدیگر فاصله دارند با رنگ روشن نشان داده شده است.



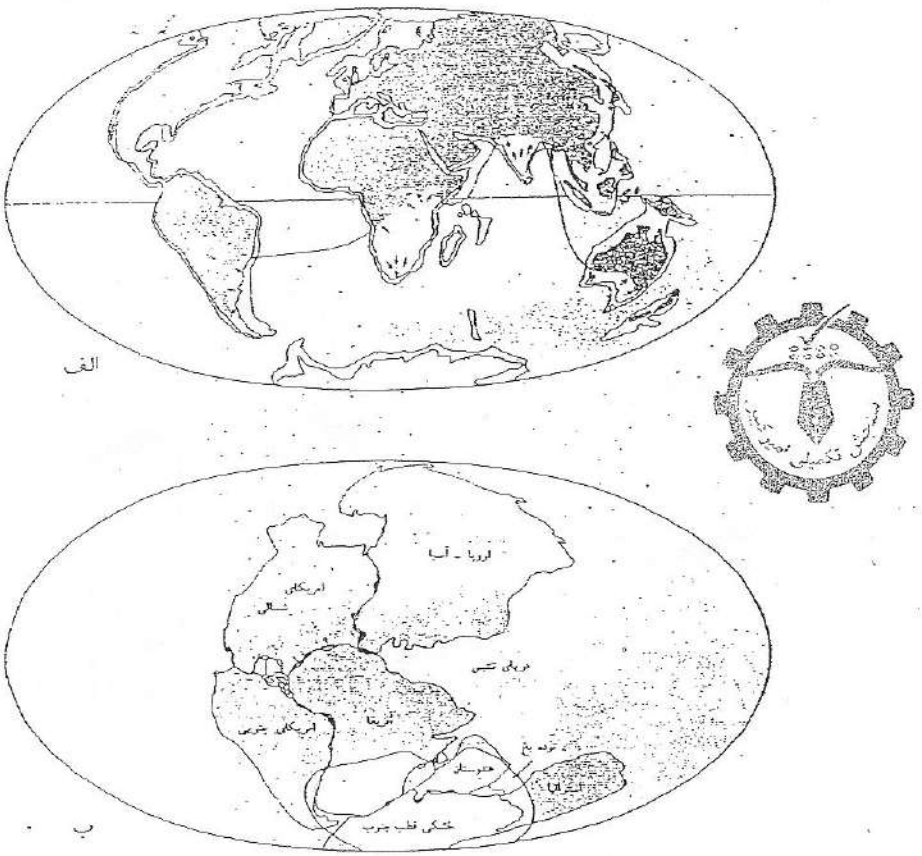
شکل ۲۴-۲ کمربندهای کوهزایی قدیمی که به طور ناگهانی در حاشیهٔ قاره‌های امریکای جنوبی و افریقا قطع می‌شوند، در نتیجهٔ جفت کردن دو قاره در امتداد هم قرار می‌گیرند.

شواهد دیرین‌شناسی، جغرافیایی و اقلیمی گذشته

برای استفاده از شواهد دیرین اقلیم شناسی و دیرین جغرافیایی، به منظور تأیید یکپارچگی قبلی دو قارهٔ امریکای جنوبی و افریقا، در درجهٔ اول باید شرایط اقلیمی زمانهای گذشته را مشخص نمود. مثلاً تعیین کرد که در ۲۰۰ میلیون سال پیش شرایط اقلیمی دو قارهٔ چگونه بوده است. اگر شرایط اقلیمی مشابه نباشد، مثلاً یکی از آنها از یخ پوشیده شده و دیگری دارای جنگلهای استوایی باشد، احتمال چسبیده بودن قبلی دو قاره کم می‌شود. اما اگر شرایط اقلیمی مشابه بوده باشد، احتمال یکی بودن و سپس جداشدن دو قاره بیشتر می‌شود. در اینجا از آن جهت کلمهٔ «احتمال» به کار برده شده است که امروزه نیز قاره‌های بسیار دور از هم دارای اقلیم مشابه‌اند (مثلاً قسمت استوایی قارهٔ امریکا و قسمت استوایی افریقا). پس از اینکه تأیید شد دو قاره در زمان معینی در گذشته اقلیم یکسانی داشته‌اند، باید جغرافیای دوره‌های گذشتهٔ آنها را با یکدیگر مقایسه کرد. این کار با مقایسهٔ خطوط سواحل، وضع و شکل رودخانه‌ها، نواحی دارای آب شیرین و غیره صورت می‌گیرد. اگر این شواهد نیز نظریهٔ فوق را تأیید کنند، احتمال اینکه دو قاره در گذشته به یکدیگر متصل بوده‌اند باز هم بیشتر می‌شود.

کرهٔ زمین چند «کمربند اقلیمی» دارد که موقعیت آنها در درجهٔ اول به عرض جغرافیایی وابسته است. این نکته کمابیش تأیید شده است که پخش کمربندهای اقلیمی گذشته تا حد زیادی مشابه امروز بوده است و حتی در شرایط سخت اقلیمی آخرین عصر یخچالی نیز ترتیب کمربندهای اقلیمی مختلف از قطب به استوا بدون تغییر مانده است. از آنجا که اقلیم در نوع رسوبات تشکیل شده تأثیر بسزایی دارد، با بررسی سنگهای رسوبی می‌توان اطلاعات با ارزشی در مورد عرض جغرافیایی محل تشکیل آنها به دست آورد.

آگاهی از اقلیمهای گذشته تنها از بررسی رسوبات معلوم نمی‌شود، بلکه نحوهٔ پخش گیاهان و جانوران فسیل نیز می‌تواند راهنمای مؤثری باشد (شکل ۲٤-۳). از آنجا که هر جانداری در شرایط خاصی زندگی می‌کند، یافتن سنگوارهٔ یک جاندار

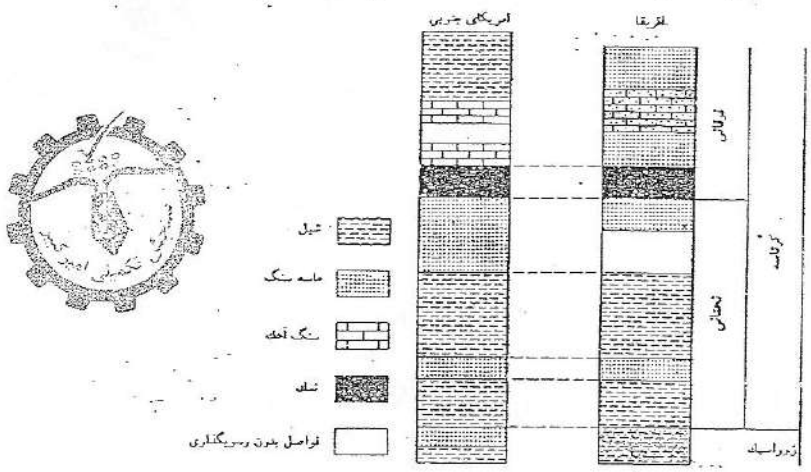


شکل ۲۴ـ۴ یخچالهای پالئوزوییک و جابه‌جایی قاره‌ای.

آثار یخچالهای قاره‌ای متعلق به پالئوزوییک در افریقا، هندوستان، استرالیا و امریکای جنوبی یافت شده است. این نواحی قسمتهای استوایی یا بسیار گرم کنونی زمین را می‌سازند. یخچالهای قاره‌ای کنونی در قطب جنوب و گرونلند متمرکز شده‌اند. شکل مشابهی نیز در مورد گیاهان و جانوران گذشته مشاهده می‌شود. به این نحو که اکتشافات انجام شده در قطب جنوب آثاری از زغال سنگ و فسیلهای متعلق به آب و هواهای گرم را به دست داده‌است (الف).

این پدیده را با استفاده از جابه‌جایی قاره‌ای به سادگی می‌توان توضیح داد. قاره‌هایی که اکنون در استوا قرار دارند در گذشته در قطب قرار داشته‌اند. پس از رسم حرکت یخچالهای پالئوزوییک از روی شیارهایی که بر سنگها به جای گذارده‌اند شکل فوق به دست آمده است به ترتیبی که قاره‌ها به صورت اعجاب آوری در کنار هم جفت و جور شدند (ب).

از مقایسهٔ اوضاع چینه‌شناسی قاره‌ها نیز می‌توان به حرکت قاره‌ها پی برد. در حوضه‌های رسوبی حاشیهٔ اقیانوس اطلس در افریقا و امریکای جنوبی سنگهایی که در دوره‌های تریاس و ژوراسیک به وجود آمده‌اند بسیار شبیه هم‌اند و حاوی فسیلهای جانوران آب شیرین‌اند. در کرتاسهٔ تحتانی رسوبات تبخیری (گچ و نمک) در تمام حوضه‌ها تشکیل شده‌است، ولی رسوبات جوانتر از این زمان را نمی‌توان به خوبی در دو طرف اقیانوس اطلس با یکدیگر مطابقت داد (شکل ۲۴-۵).



شکل ۲۴-۵ مقایسهٔ وضع چینه‌شناسی رسوبات قاره‌های افریقا و امریکای جنوبی. سنگهای تریاس، ژوراسیک و کرتاسهٔ تحتانی در دو قاره به هم شبیه‌اند و رسوبات جوانتر متفاوت‌اند.

از این قبیل شواهد برمی‌آید که قاره‌ها در گذشته در کنار یکدیگر قرار داشتند. مکان تجمع اولیهٔ این قاره‌ها به نظر می‌آید قطب جنوب بوده باشد. خشکی واحدی که در اوایل مزوزوییک وجود داشت، «پانگه‌آ»[1] (به معنی همهٔ خشکیها) نامگذاری شده است.

در این زمان بقیهٔ سطح زمین را اقیانوس بزرگی که آن را «پانتالاسا»[1] (به معنی همهٔ دریاها) نام داده‌اند می‌پوشانده است. این اقیانوس به تدریج تکامل یافت و به اقیانوس آرام کنونی تبدیل شد.

1- pangea 2- panthalassa

در کمتر از ۲۰۰ میلیون سال پیش پانگه‌آ دو پاره شد. نیمهٔ شمالی که «لوراریا»[1] نام گرفت متشکل از اروپا، آسیا و امریکای شمالی و نیمهٔ جنوبی، یعنی «گندوانا»[2]، متشکل از قاره جنوبگان، هندوستان، استرالیا، آفریقا، امریکای جنوبی، عربستان و قسمتی از جنوب ایران بوده است. در حد فاصل این دو خشکی دریای «تتیس»[3] وجود داشت. دریای مدیترانهٔ کنونی و دریای مازندران ظاهراً باقیماندهٔ دریای تتیس‌اند (شکل ۲۴-٤).

شواهد به دست آمده از بستر اقیانوسها

بر خلاف قاره‌ها، که بسیار قدیمی‌اند، سنگهای کف اقیانوسها در زمانهای نسبتاً جوانتری تشکیل شده‌اند و در حقیقت همه کمتر از ۲۰۰ میلیون سال قدمت دارند. پشته‌های میان اقیانوسی ازاین هم جوانتر بوده و سن آنها اغلب کمتر از ۱۰۰ میلیون سال است. دیگر اینکه پشته‌های اقیانوسی دارای تقارن توپوگرافی دو طرفی‌اند (شکل ۲۴-٦).

حفاریها و نمونه برداریهایی که از کف اقیانوسها صورت گرفته است نشان می‌دهد رسوباتی که بلافاصله بالای لایهٔ بازالتی قرار گرفته‌اند به سمت حاشیهٔ قاره‌ها مسن‌تر و معمولاً ضخیمتر می‌شوند. این پدیده با نتایج اخیری که از بررسی لایهٔ بازالتی کف اقیانوس (زیر رسوبات) به دست آمده است مطابقت دارد (شکل ۲۴-۷).

مجموع اطلاعات حاصل از نمونه گیریها به همراه مطالعاتی که در بارهٔ سنجش مغناطیس در زمانهای گذشته صورت‌گرفته‌اند و بسیاری از پژوهشهای دیگر نشان داده‌اند که پوستهٔ زمین در کف اقیانوسها (پوستهٔ اقیانوسی) در زمانهای نسبتاً جدید زمین‌شناسی تشکیل شده است و همچنان در حال تشکیل است. بر طبق این نظریه‌ها مواد مذاب درونی در امتداد شکافهای موجود در محور پشته اقیانوسی خارج می‌شوند و پوستهٔ اقیانوسی جدیدی را می‌سازند. مثلاً در اقیانوس اطلس بازشدن دائم کافتها و پرشدن آنها توسط مواد مذاب درونی باعث گسترش دائم کف این اقیانوس می‌گردد و در نتیجه قاره‌های موجود در طرفین آن (افریقا و امریکا) هر چه بیشتر از یکدیگر دور می‌شوند.

1-Laurasia 2- Gondwana 3- Tethys

دیرینه مغناطیس

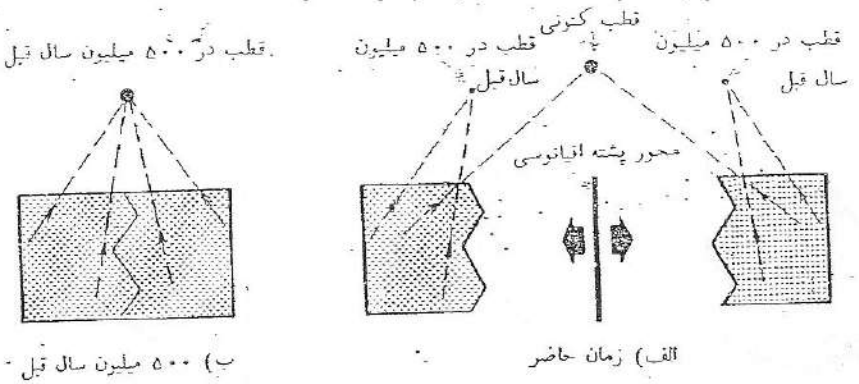
وضعیت مغناطیسی ایام گذشته را که در سنگها باقی مانده است به صورتهای مختلفی می‌توان در تأیید نظریهٔ جابه‌جایی قاره‌ای به کار گرفت.

سرگردانی قطبی: می‌دانیم که زمین چون آهنربای بزرگی است که دو قطب مغناطیسی در شمال و جنوب دارد. محل قطب شمال مغناطیسی زمین جزیره‌ای در شمال کانادا ست. این محل با قطب شمال جغرافیایی، یعنی محلی که محور دوران زمین از آنجا می‌گذرد، در حدود ۱۶۰۰ کیلومتر فاصله دارد. بررسیهای اخیر نشان داده‌اند که محل قطبهای مغناطیسی زمین در گذشته با محل امروزی آنها متفاوت بوده است و این خود می‌تواند دلیل دیگری بر احتمال حرکت قاره‌ها باشد.

جهت تعیین محل قطبها در گذشته نمی‌توان از قطب‌نما استفاده کرد، زیرا این وسیله شمال و جنوب مغناطیسی زمین را فقط در حال حاضر نشان می‌دهد. بنابراین باید به دنبال روش دیگری باشیم. به این منظور معمولاً مغناطیس پس‌ماند که از زمان تشکیل سنگ در آن ضبط شده‌است (فصل ۲۲) به کار گرفته می‌شود. به این ترتیب با تعیین سن سنگ و جهت «مغناطیس پس‌ماند» آن می توان موقعیت قطب مغناطیسی را در زمان تشکیل سنگ پیدا کرد.

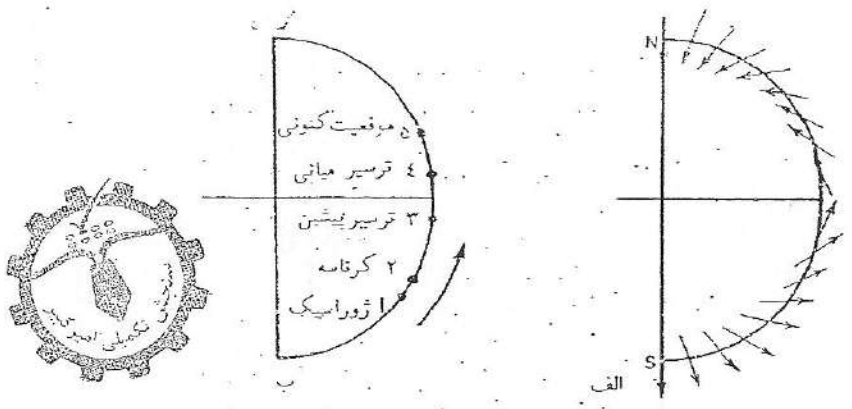
با استفاده از مغناطیس سنجی معلوم شده است سنگهایی از قارهٔ امریکا که ۵۰۰ میلیون سال قدمت دارند محل قطب شمال مغناطیسی را در غرب اقیانوس آرام نشان می‌دهند. سنگهایی متعلق به همین زمان از قاره‌های اروپا و آسیا قطب مغناطیسی را در میانهٔ اقیانوس آرام، یعنی تقریبا در ۵۰۰۰ کیلومتری مشرق قطب مغناطیسی قارهٔ امریکا، نشان می‌دهند (شکل ۲۴-۸).

با توجه به اینکه در آن واحد نمی‌توان دو قطب شمال مغناطیسی مجاور هم داشت، پس دو قطب ذکر شده را باید با یکدیگر منطبق نماییم و اگر بخواهیم قطبی را به قطب دیگر نزدیک کنیم، باید قارهٔ مربوط به آن را نیز حرکت دهیم. در این صورت وقتی این دو قطب بر هم منطبق می‌شوند که حاشیه‌های قارهٔ امریکا بر حاشیه‌های قاره‌های اروپا و افریقا منطبق شود.



شکل ۲۴-۸ روش بازسازی وضعیت قاره‌ها در گذشته با استفاده از داده‌های مغناطیس دیرین. الف) بررسی مغناطیس باقیمانده در سنگهای قدیمی (مثلاً متعلق به ۵۰۰ میلیون سال قبل) دو قاره، محلهای دو قطب شمال مغناطیسی در آن زمان را مشخص می‌کند. ب) چون در هیچ زمان دو قطب شمال مغناطیسی به‌طور همزمان وجود نداشته است، باید آن دو را بر هم منطبق کنیم. وقتی دو قطب قدیمی به روی هم قرار می‌گیرند، دو قاره نیز در کنار هم جفت می‌شوند. و این وضعیت دو قاره در ۵۰۰ میلیون سال قبل است.

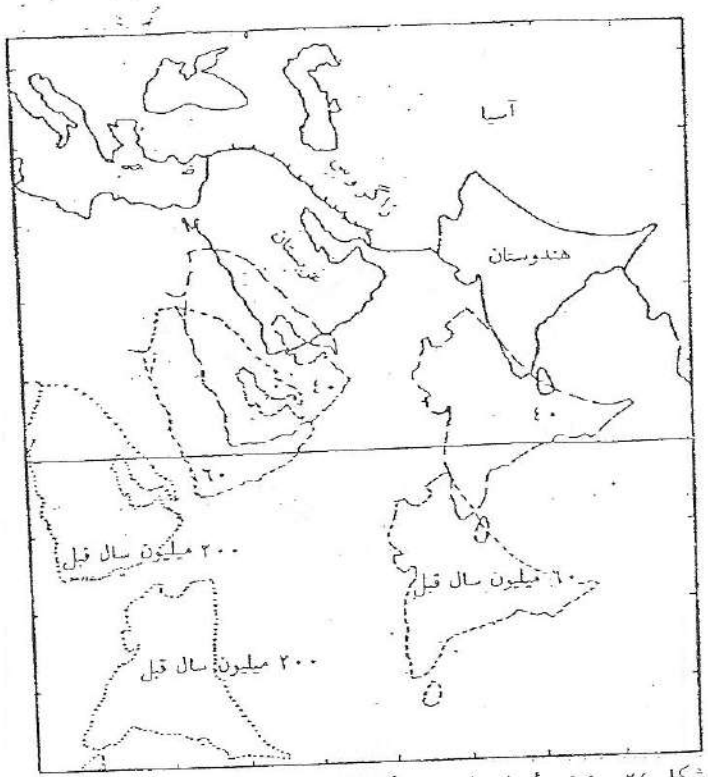
روش دیگر استفاده از میل و انحراف مغناطیس است. با بررسی مغناطیس پس‌ماند می‌توان انحراف و میل مغناطیسی در گذشته را تعیین کرد. در صورتی که این داده‌ها را برای یک قاره فراهم کنیم، خواهیم دید که میل و انحراف مغناطیسی به ندرت در طول زمان ثابت باقی می‌ماند. عرض جغرافیایی محل تشکیل یک نمونه در زمانهای گذشته را می‌توان از روی میل مغناطیسی آن تعیین کرد. بررسی سنگهای پوستهٔ قاره‌ای هندوستان نشان داده است که میل مغناطیسی در طول زمان کم شده، به صفر رسیده و بار دیگر زیاد شده‌است (شکل ۲۴-۹). این مسئله محتاج گذر هندوستان از استوای مغناطیسی است (شکل ۲۴-۱۰). این پدیده به یکی از سه صورت زیر ممکن است اتفاق افتاده باشد: الف) قطب مغناطیسی ثابت بوده و قاره حرکت کرده است. ب) قاره در جای خود ثابت بوده، ولی قطب جابه‌جا شده است. ج) هم قاره و هم قطب حرکت کرده و جابه جا شده‌اند.



شکل ۲۴-۹ تأیید جابه‌جایی قارهٔ هندوستان باتوجه به میزان میل مغناطیسی ثبت شده در سنگهای ادوار مختلف. الف) تغییرات میل مغناطیسی با توجه به عرض جغرافیایی، ب) مهاجرت به سمت شمال هندوستان از ژوراسیک تاکنون که با توجه به تغییرات عرض مغناطیسی در زمانهای مختلف ترسیم شده است.

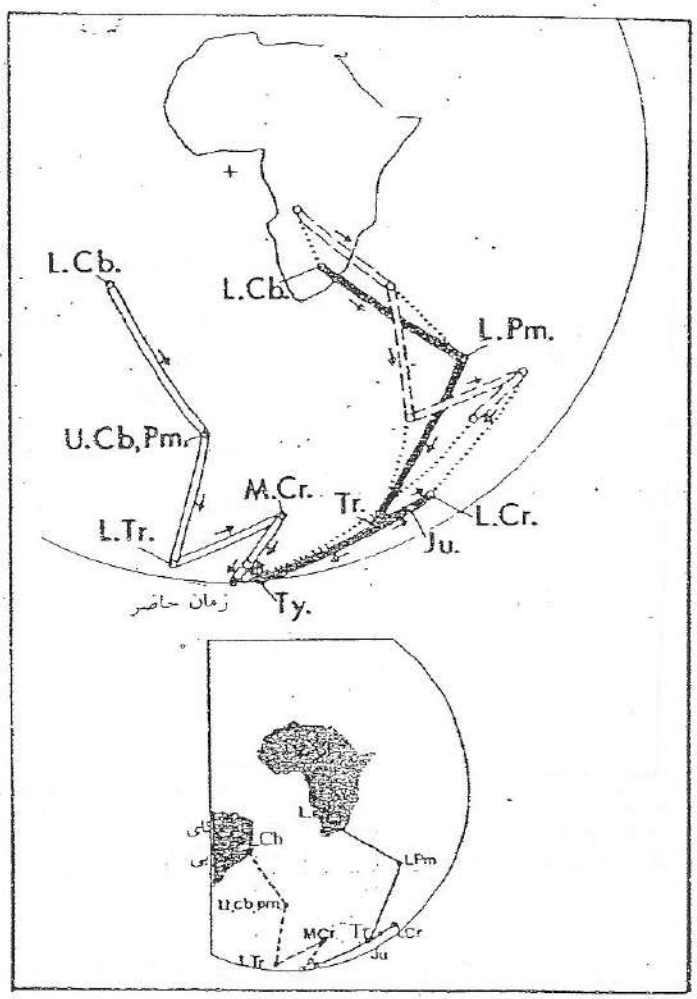
مدل دینامو‌ی مغناطیسی زمین مستلزم آن است که قطبهای مغناطیسی همواره کم و بیش وضعیتی مشابه وضعیت کنونی داشته باشند. قطبهای چرخشی زمین تقریباً به طور مسلم همواره ثابت بوده‌اند، زیرا زمین همانند یک ژیروسکوپ بزرگ از تغییر در میزان کج شدگی محورش جلوگیری می‌کند. در صورتی که محور چرخش (قطبهای جغرافیای) ثابت باشد، بنابراین قطبهای مغناطیسی باید در حوالی آن قرار گرفته باشند. در نتیجه حالتهای ب و ج امکان پذیر نیست و آنچه محتمل‌تر است حالت الف یا حرکت قاره‌ها بوده است.

ساده‌ترین راه برای توضیح این حرکت آن است که وضعیت قطب مغناطیسی در زمانهای گذشته را برای هر قاره رسم کنیم (شکل ۲۴-۱۱). به این ترتیب مسیر حرکت قطب نسبت به قاره به دست می‌آید که به آن «منحنی سرگردانی قطبی» می‌گویند. توجه داشته باشید که در عمل این قاره است که حرکت کرده و نه قطب مغناطیسی. درصورتی که داده‌های مشابه مربوط به دو قاره را با یکدیگر مقایسه کنیم، خواهیم دید که قاره‌هامسیرهای مشابهی را طی نکرده‌اند. این نکته معرف آن است که وضعیت قاره‌ها در گذشته همانند آنچه که در امروز است نبوده است.



شکل ۲۴-۱۰ نحوهٔ جابه‌جایی و حرکت هندوستان در ۲۰۰ میلیون سال گذشته (بربریان،). در این شکل حرکت عربستان و بخشی از جنوب و غرب ایران به سمت شمال نشان داده شده است (برای ساده‌تر شدن تصویر موقعیت افریقا که همراه با عربستان حرکتی به سمت شمال داشته است مشخص نشده است).

بررسی منحنیهای سرگردانی قطبی قاره‌های امریکا و افریقا نشان می‌دهد که قسمتهایی از این دو منحنی تقریباً شبیه به یکدیگرند، یعنی می‌توان منحنیهای سرگردانی قطبی این دو قاره را در این قسمتها بر یکدیگر منطبق کرد، ولی از کرتاسه به بعد هر یک از منحنیها شکل خاصی دارند و دو منحنی بر یکدیگر منطبق نمی‌شوند. در این جا می‌توان چنین استدلال کرد که قاره‌های افریقا و امریکای جنوبی قبل از کرتاسه به یکدیگر چسبیده بوده‌اند و حرکت مشترک داشته‌اند (به دلیل منحنی



شکل ۲۴-۱۱ منحنیهای سرگردانی قطبی

سرگردانی مشابه)، ولی پس از آن از یکدیگر جدا شده و به صورت دو قارهٔ جداگانه به حرکت خود ادامه داده‌اند. بر اثر همین حادثه است که از کرتاسه به بعد هر یک از دو قاره منحنی سرگردانی قطبی مخصوص به خود را پیدا کرده است و انطباق آنها با

یکدیگر ممکن نیست مگر با در نظر گرفتن حرکات قاره‌ای.

برای تأیید جا به جایی قاره‌ها به نحو دیگری نیز می‌توان از خاصیت مغناطیسی ضبط شده در سنگها استفاده کرد و آن «واژگونی میدان مغناطیسی» است.

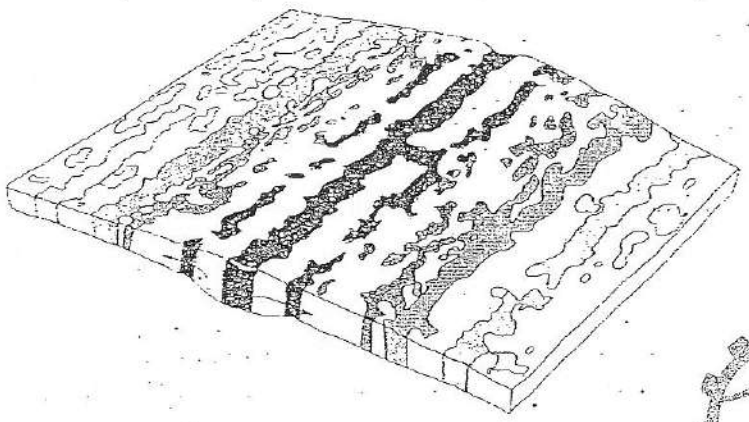
واژگونی میدان مغناطیسی

در سالهای دههٔ ۵۰ میلادی کشتیهای تحقیقاتی نوارهایی از ناهنجاریهای مغناطیسی به عرض دهها و طول صدها کیلومتر را در بستر اقیانوسها شناسایی کردند (شکل ۲۴-۱۲). در اینجا نیز همانند ناهنجاریهای گرانی، این نوارها معرف نواحی دارای شدت میدان مغناطیسی بیش از حد متعارف (مثبت) و کمتر از حد متعارف (منفی) است. این تغییرات باید معرف تغییرات محلی در میدان باشد و اندازهٔ کوچکشان در مقایسه با زمین نشانهٔ این است که منشأ آنها نسبتاً کم عمق است. این ناهنجاریهای خطی، که آنها را نوارهای مغناطیسی نام نهاده‌اند، متناوباً به صورت مثبت و منفی است. هر نوار ممکن است از عرض متفاوتی برخوردار باشد، ولی همواره قرینه و مشابه آن را در سوی دیگر محور پشتهٔ اقیانوسی می‌توان یافت (شکل ۲۴-۱۲). در تمام اقیانوسهای عالم این ناهنجاریها به موازات پشته‌های اقیانوسی قرار دارند.

در سالهای میانی دهه ۶۰ تقریباً به طور همزمان نظریهٔ مشابهی توسط «مورلی»[1] کانادایی و تیمی متشکل از «واین»[2] و «ماتیوس»[3] انگلیسی ارائه شد. به نظر این پژوهشگران مواد واقع در زیر نوارهای با ناهنجاری مثبت و منفی در عمل از شدت میدان مغناطیسی یکسانی برخوردارند و تنها تفاوت آنها در این است که جهت «مغناطیس پس‌ماند» در ناهنجاریهای مثبت با جهت مغناطیس پس‌ماند در ناهنجاریهای منفی تفاوت دارد (شکل ۲۴-۱۳).

شدت میدان مغناطیسی اندازه گیری شده در یک نقطهٔ خاص برایند میدان مغناطیسی کنونی زمین و مغناطیس پس ماند در سنگهاست. در صورتی که سنگ در یک دورهٔ قطبیت عادی مغناطیسی شده باشد (مشابه میدان کنونی)، مغناطیس پس ماند آن بر میدان مغناطیسی کنونی افزوده شده و یک ناهنجاری مثبت به وجود می‌آورد.

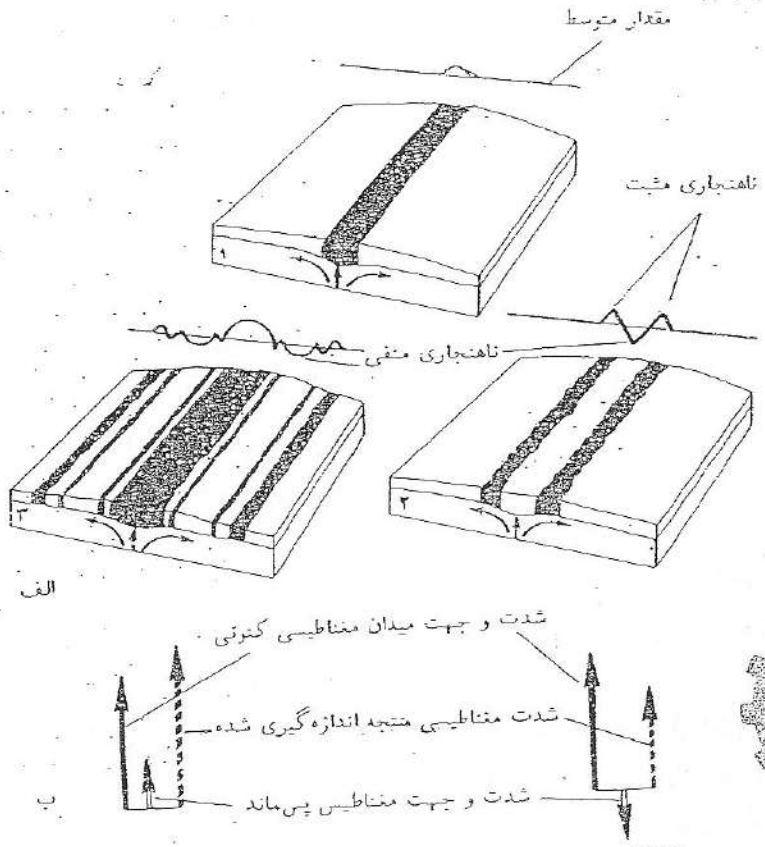
1-L.Morley 2-F.Vine 3-D.Matthews



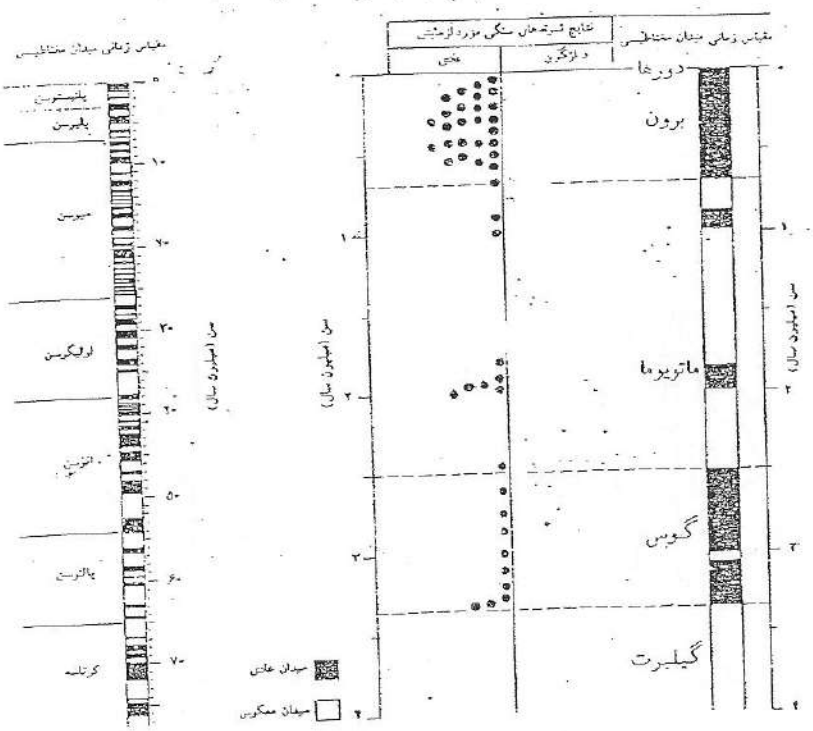
شکل ۲۴-۱۲ تأیید گسترش کف اقیانوس اطلس به وسیلهٔ سنجش شدت میدان مغناطیسی در زمان گذشته. نوارهای تیره میدان مغناطیسی عادی (مانند حالت کنونی) و نوارهای روشن میدان مغناطیسی واژگون را نشان می‌دهند. گرچه ناهنجاریهای مغناطیسی دقیقا حالت نواری نشان نمی‌دهند با این حال قرینه‌بودن کلی ناجوری‌های مغناطیسی در دو طرف محور پشته میان اقیانوسی تقریبا واضح است.

ولی اگر مغناطیسی شدن سنگ در یک دورهٔ معکوس صورت گرفته باشد، مغناطیس پس‌ماند سنگ در خلاف مغناطیس کنونی زمین عمل کرده و به این ترتیب یک ناهنجاری منفی حاصل می‌شود (شکل ۲۴-۱۳).

مکانیسم ارائه شده جهت منشأ حالت نواری ناهنجاریهای امروزه،یکی از مهمترین استدلالها در تأیید نظریه زمین ساخت ورقی است. به این ترتیب که پشته‌های اقیانوسی محلهایی تحت کشش بوده و بر اثر بازشدگی کافت (شکاف) محور پشته‌ها مواد مذاب بازالتی، که از گوشته منشأ گرفته‌اند، به خارج می‌ریزند و جامد می‌شوند. بر اثر سردشدن بازالت و رسیدن دمای آن به زیر نقطهٔ کوری، کانیهای مغناطیسی موجود در آن در راستای میدان مغناطیسی زمین مغناطیسی می‌شوند.



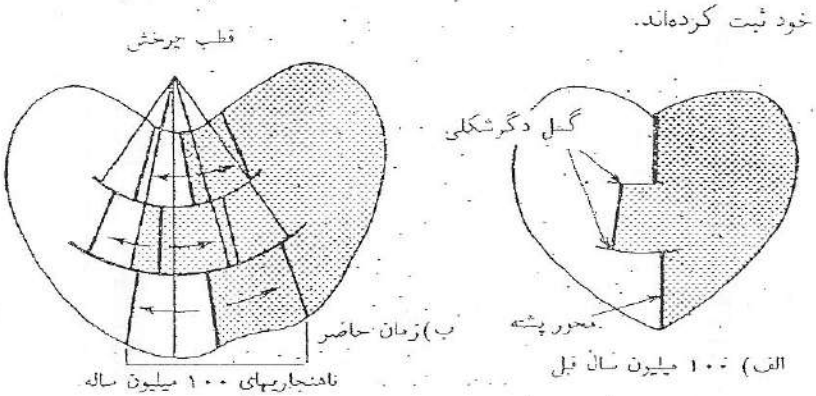
شکل ۲۴-۱۳ توضیح و این، ماتیوس و مورلی درمورد نوارهای مغناطیسی بستر اقیانوسها. الف) طرح نوارها، ب) کل شدت میدان (پیکانهای خط‌چین)، بردار منتجهٔ شدت کنونی میدان مغناطیسی (پیکانهای سیاه) و شدت مغناطیس پس‌ماند (پیکانهای سفید)است. در صورتی که میدان کنونی و پس‌ماند ازیک جهت برخوردار باشند، شدت میدان حاصل بیش از میدان مغناطیسی کنونی زمین خواهد بود (ناهنجاری مثبت) و در صورتی که میدان کنونی و پس‌ماند در خلاف جهت هم باشند، شدت میدان حاصل کمتر از میدان مغناطیسی کنونی خواهد بود (ناهنجاری منفی). وقتی که ماگمای بازالتی در محور پشتهٔ اقیانوسی سرد می‌شود، جهت میدان مغناطیسی زمین را به خود می‌گیرد. در صورتی که در طول بازشدگی میدان واژگون شود جهت مغناطیس پس‌ماند ایجاد شده در بازالتها، که سرد می‌شوند، نیز معکوس خواهد شد. به این ترتیب بستر اقیانوسها تاریخ واژگونیهای قطب مغناطیسی را در خود ثبت می‌کند.



شکل ۲۴-۱۴ مقیاس زمانی واژگونی میدان مغناطیسی. (مقیاس زمانی مبناء)

نمودار ناهنجاری مغناطیسی در عرض یک پشتـــــه‌میان اقیانـــــوسی معمولاً به وسیلهٔ یک کشتی حامل مغناطیس سنج که در مسیری عمود به محور رشته کوه حرکت می‌کند تهیه می‌شود (شکل ۲۴-۱۵). از روی این نمودار می‌توان قسمتهایی از کف اقیانوس را که در آن سنگها خاصیت مغناطیسی عادی - یا واژگون دارند مشخص کرد. سپس نیمرخ به‌دست آمده را با مقیاس زمانی واژگون شدن میدان مغناطیسی مقایسه و سن قسمتهای مختلف آن را به دست می‌آورند.

است. اصولاً سرعت گسترش کف اقیانوسها از یک سانتی‌متر در سال برای هر دامنه رشته کوه در حوالی ایسلند تا حدود ده سانتی‌متر در سال در ناحیه‌های استوایی اقیانوس آرام تغییر می‌کند (شکل ۲۴-۱۶). خلاصه آنکه بستر اقیانوسها همانند یک ضبط صوت مغناطیسی نحوه و سرعت گسترش بستر اقیانوسهای عالم را در زمانهای گذشته در خود ثبت کرده‌اند.



شکل ۲۴-۱۶ تعیین سرعت گسترش با استفاده از نوارهای ناهنجاری مغناطیسی. بررسی عرض نوارهای مغناطیسی نشان می‌دهد که سرعت گسترش به طور کلی از استوا به سمت قطبین کاهش می‌یابد.
برای هر ورقه سنگ کره یک قطب چرخش مغناطیسی وجود دارد که محل آن را می‌توان نقطهٔ تقاطع خطوطی که بر گسلهای دگر شکلی عمود می‌شوند دانست. در واقع گسلهای دگر شکلی بخشهایی از دوایری هستند که حول قطب چرخش قرار گرفته‌اند.

۲۴-۲ مبانی نظریهٔ زمین ساخت ورقی

مجموعه اطلاعاتی که در بارهٔ جابه‌جایی قاره‌ها و گسترش بستر اقیانوسها گردآوری شده، پرسشهای جدیدی برای دانشمندان علوم زمین برانگیخت. در رأس سئوالات این مسئله قرار داشت که جابه‌جایی قاره‌ها و گسترش بستر اقیانوسها طی چه فرایندی انجام می‌شود؟

رسم کلیهٔ زمین لرزه‌های ثبت شدهٔ عالم در نقشهٔ جهان‌نما (شکل ۲۴-۱۱) نشان می‌دهد که همهٔ آنها کم و بیش بر روی نوارهای باریکی که کمربندهای زمین‌لرزه نام دارند قرار گرفته‌اند. در صورتی که نقشهٔ مشابهی در مورد آتشفشانهای

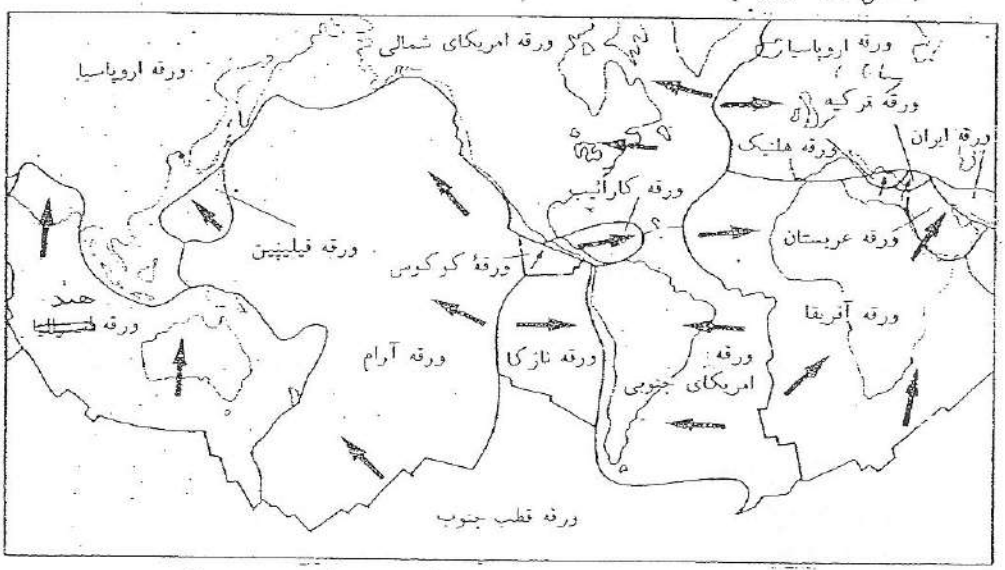
فعال دنیا تهیه کنیم (شکل ۱۶- ۲۵)، به شکل کم و بیش مشابهی خواهیم رسید. جالب اینکه امتداد رشته کوههای جوان عالم، دراز گودالهای اقیانوسی و به طور کلی اکثر فعالیتهای درونی زمین نیز حالتی خطی دارند. و بر روی همین نوارها قرار می گیرند.

واقعیت عجیب دیگر این است که در دراز گودالهای اقیانوسی (مثلاً گودال شرق ژاپن) آن مقدار مواد رسوبی، که طبق محاسبه می‌بایست از خشکی آورده شده باشد، یافت نمی‌شود. خالی بودن گودالها از رسوبات و همچنین وجود کوههای آتشفشانی در مجاورت و به موازات آنها را می‌توان با بررسی خصوصیت دیگر این نواحی تفسیر کرد و آن وجود یک قسمت مورب لرزه‌خیز در زیر خشکیهای همجوار این نواحی است. با مراجعه به شکل ۲۴-۱۷ متوجه می‌شویم که کانونهای زمین‌لرزه‌ها روی سطحی قرار گرفته‌اند که دارای شیبی حدود ۴۵ درجه به سمت خشکی است. این سطح مورب (که به‌جهت بزرگداشت بنیوف، زلزله شناس معروف، «منطقهٔ بنیوف»[1] نام گذاری شده است) در ته دراز گودالهای اقیانوسی به سطح می‌رسد. مشابه حالت مذکور در دراز گودالهای اقیانوسی دیگر مانند دراز گودال پروشیلی در کنار کوههای آند نیز دیده می‌شود.

آزمایشهای گرانی سنجی وجود یک ناهنجاری گرانشی منفی را در محل دراز گودالهای اقیانوسی تأیید می کند. از این پدیده می‌توان چنین نتیجه گرفت که دراین محلها نیروی پوستهٔ زمین را به سمت پایین می کشد و در نتیجه دراز گودالها را ایجاد می کند. این مطلب با نتایج حاصل از پژوهشهای لرزه‌نگاری که مؤید حرکت پوستهٔ اقیانوسی به زیر کمان جزیره‌ای یا کوههای حاشیهٔ قاره‌هاست نیز مطابقت می کند. لرزه‌خیز بودن محور پشته‌های اقیانوسی، وجود یک منطقهٔ شیبدار لرزه‌خیز (منطقه بنیوف) در دراز گودالهای مجاور کمان جزیره‌ای و رشته کوههای جوان ساحل قاره‌ها همه در جهت تأیید حرکت پوستهٔ زمین است.

1- Benioff Zone

۲- ورقه‌ها با توجه به موقعیت جغرافیایی کنونیشان نامگذاری می‌شوند. به طور کلی سطح زمین از تعداد شش ورقهٔ اصلی و بزرگتر به نامهای آفریقا، اروپاسیا[1]، هند، آرام، جنوبگان (قطب جنوب) و امریکا[2] و تعداد بیشتری ورقهٔ کوچکتر تشکیل شده است. (شکل ۲۴-۱۸).



شکل ۲۴-۱۸ ورقه‌های بی‌زلزله (ورقه‌های سنگ کره). پیکانها جهت حرکت ورقه‌ها را نشان می‌دهند.

۳- هر ورقه به طور متوسط ۱۵۰ کیلومتر ضخامت دارد و متشکل از پوسته و گوشتهٔ فوقانی، یعنی سنگ کره، است. نوع پوسته‌ای که قسمت فوقانی هر ورقه را می‌سازد نشانگر آن است که ورقه قاره‌ای، اقیانوسی یا ترکیبی از این دو است. در هر جا که پوستهٔ یک لایه (از جنس سیما) وجود داشته باشد، آن چنان که در ورقهٔ آرام دیده می‌شود، نشانهٔ اقیانوسی بودن آن است. هر جا که پوسته دو لایه (سیال در بالا و سیما در زیر) یافت شود، آن چنان که در مورد ورقه‌های عربستان و ایران دیده می‌شود معرف شرایط قاره‌ای است. برخی ورقه‌ها، مانند ورقهٔ افریقا، ترکیبی از قاره و اقیانوس‌اند.

۲- برخی از صاحبنظران ورقه آمریکا را متشکل از دو ورقه، آمریکای شمالی، و 1- Eurasia
آمریکای جنوبی و مجموعه ورقه‌های اصلی بی‌زلزله را ۷ می‌دانند. (شکل ۲۴-۱۸).

در این نقاطکه«حاشیهٔ همگرا»نام دارد در عمل پوسته تخریب شده و از بین می‌رود. در مواردی نیز دو ورقهٔ سنگ کره در کنار هم می‌لغزند. چنین نقاطی را که در آن نه پوستهٔ جدید ساخته شده و نه پوستهٔ موجود از بین می‌رود «حاشیهٔ خنثی» می‌نامیم (شکل ۲۴–۲۶).

۷ – درنتیجه فرایندهای زمین‌ساخت ورقی هیچ شکل جغرافیایی ثابت و دائمی در زمین وجود ندارد. در طول زمان ممکن است قارهٔ عظیمی بر اثر برخورد و جوش خوردن قاره‌های قبلی ایجاد شود، یا از شکستن یک قارهٔ بزرگ چند قارهٔ کوچکتر به وجود آید. به عنوان مثال، قاره واحد اروپاو آسیای کنونی بر اثر اتصال سه ورقهٔ جداگانه اروپا، هندوستان و آسیا ایجاد شده است. یا در مقابل، ورقهٔ هندوستان از قارهٔ عظیم قدیمی واقع در قطب جنوب جدا شده است.

۸ – اندازه و شکل اقیانوسها نیز بر اثر تغییر سرعت گسترش یا فرورانش تغییر می‌کند. به عنوان مثال، اگر سرعت فرورانش در حاشیه‌های اقیانوس آرام بیش از سرعت گسترش پشته‌های اقیانوسی این منطقه بشود، اقیانوس آرام به تدریج کوچک خواهد شد واحتمالاً روزی به طور کامل از بین خواهد رفت. در مقابل اگر سرعت گسترش بیش از فرورانش باشد، آن چنان که در مورد اقیانوس اطلس دیده می‌شود اقیانوس بزرگ و بزرگتر خواهد شد.

۹ – در هر زمان ممکن است پشته‌های اقیانوسی یا مناطق فرورانش جدیدی تشکیل شود. با آغاز فرایند جدا شدگی در زیر یک قاره، پوستهٔ قاره‌ای می‌شکند و دو ورقهٔ جدید ایجاد می‌شود. ادامهٔ جداشدگی، اقیانوسی جدید در محل باز شدگی ایجاد می‌کند. این پدیده امروزه در شرق افریقا در حال تکوین است. به طور مشابه در هر زمان ممکن است یک حاشیهٔ فعال، از فعالیت باز ماند. به عنوان مثال، بر اثر برخورد دو ورقه هندوستان و آسیا حاشیهٔ بین این دو ورقه از فعالیت باز ایستاد.

۱۰ – اغلب کوههای جهان در حاشیه‌های واگرا یا همگرا ایجاد شده‌اند. بزرگترین سیستم کوههای جهان، یعنی پشته‌های اقیانوسی، بر اثر انباشته شدن گدازه‌های بازالتی در حاشیه‌های واگرا ایجاد شده‌اند. از طرف دیگر آتشفشانی و بالا زدگی سنگ کره در حاشیه‌های همگرا باعث ایجاد کمان جزایر آتشفشانی و رشته کوههای نوع آند می‌شود.

۱۱ – کوههای چین خوردهٔ قدیمی که اکنون در داخل ورقه‌ها قرار دارند بر اثر فرورانش پوستهٔ اقیانوسی و نهایتاً برخورد دو قاره ایجاد شده‌اند. این دو قاره پس از برخورد به هم جوش خورده و یک قارهٔ بزرگتر را ساخته‌اند. کوههای اورال در واقع محل جوش خوردن دو قارهٔ جدا از هم قبلی یعنی اروپا و آسیا بوده است.

۱۲ – برخی از کوهها نیز ممکن است در نقاطی نزدیک به مرکز ورقه‌ها ایجاد شوند. این کوهها از نوع آتشفشانی‌اند (مثل جزایر هاوایی) و تشکیل آنها ناشی از حرکت ورقهٔ سنگ کره بر روی یک نقطهٔ داغ موجود در گوشته بوده است.

۲۴–۳ حاشیهٔ ورقه‌های سنگ کره

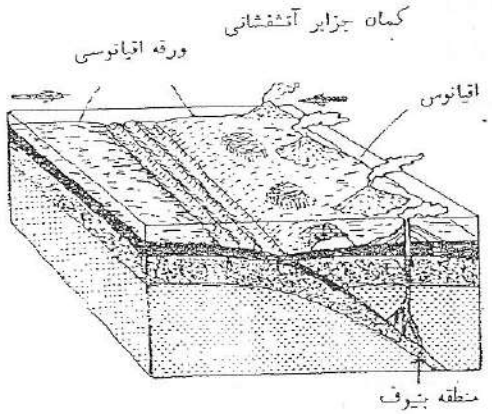
حال که با مبانی نظریهٔ زمین ساخت ورقی آشنا شدیم، بد نیست تا با نگاهی دقیقتر حاشیهٔ ورقه‌ها را مورد بررسی قرار دهیم. حاشیهٔ ورقه‌ها با توجه به ویژگیهایشان به سه گروه واگرا، همگرا و خنثی تقسیم می‌شوند.

حاشیه‌های واگرا

«حاشیهٔ واگرا» محلی است که در امتداد آن سنگ کره در حال کشش است. در محل این حاشیه‌ها دو ورقه از هم دور می‌شوند. این حاشیه‌ها در امتداد محور پشته‌های اقیانوسی قرار دارند. در طول حاشیهٔ واگرا پوستهٔ بازالتی جدید که از گوشته منشأ گرفته است در طی فرایندی که به آن «گسترش بستر اقیانوسها» می‌گوئیم تشکیل می‌شود. وجود نوارهای ناهنجاری مغناطیسی در بستر اقیانوسها مؤید گسترش بستر اقیانوس و تعیین کنندهٔ سرعت آن است. حاشیه‌های واگرا را به دلیل آنکه در امتداد آنها پوستهٔ

حدی است که می‌تواند ذوب قسمتهایی از ورقه و رسوبات روی آن را باعث شود (ذوب بخشی). بر اثر این فرایند ورقهٔ پایین رونده به تدریج از بین می‌رود و قسمتی از مواد مذاب حاصل، فعالیتهای آتشفشانی را در طول کمربند کوهزایی مجاور دراز گودال اقیانوسی ایجاد می کند (شکل ۲۴ –۲۲). حاشیه‌های همگرا را به دلیل آنکه در امتداد آنها پوستهٔ موجود از بین می‌رود «حاشیهٔ مخرب» نیز می گویند.

حاشیه همگرای اقیانوسی ـ اقیانوسی: حاشیهٔ مخرب نه فقط در محل برخورد پوستهٔ اقیانوسی با پوستهٔ قاره‌ای، بلکه در محل برخورد دو پوستهٔ اقیانوسی نیز ایجاد می‌شود (شکل ۲۴-۲۳). بر اثر انباشته شدن مواد حاصل از فعالیتهای آتشفشانهای در محل برخورد دو پوستهٔ اقیانوسی، کمانی از جزایر ایجاد می‌شود، مانند محل برخورد ورقه‌های فیلیپین و آرام. در اینجا ورقهٔ آرام در امتدادی که با دراز گودال فیلیپین مشخص می‌شود به داخل گوشته فرو می‌رود. فعالیتهای آتشفشانی مربوط به این ورقهٔ پایین‌رونده، زنجیری از جزایر آتشفشانی به وجود می‌آورند که به نام «کمان جزایر فیلیپین» معروف است.



شکل ۲۴-۲۳ حاشیهٔ همگرای اقیانوسی ـ اقیانوسی

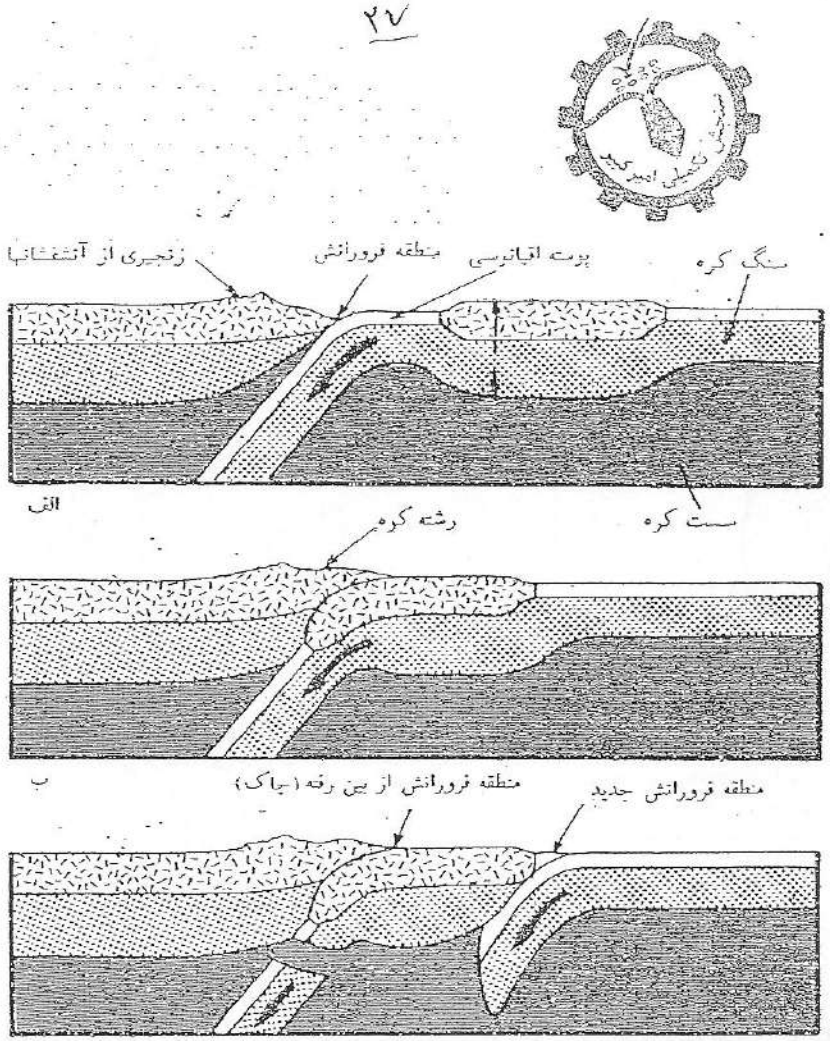
حاشیهٔ همگرای قاره‌ای ـ قاره‌ای: حالتی را تصور کنید که دو ورقهٔ قاره‌ای به سمت هم در حرکت‌اند و کف اقیانوس بین آنها به تدریج در حال از بین رفتن است. زمانی که دو قاره به یکدیگر برخورد کنند همهٔ بستر اقیانوس از بین می‌رود (شکل ۲۴-۲۴). دراین حالت هیچ یک از ورقه‌های قاره‌ای به علت چگالی کمترشان نسبت به گوشته نمی‌توانند به داخل گوشتهٔ پایین بروند. بر اثر این برخورد رسوباتی که در حاشیهٔ دو قاره قرار دارند به یکدیگر فشرده شده، چین خورده و بالا می‌آیند. پس از این مرحله احتمالاً منطقهٔ فرورانش از فعالیت باز می‌ایستد و در لبهٔ دیگر قاره یک حاشیهٔ همگرای جدید ایجاد می‌شود.

بهترین نمونهٔ برخورد دو ورقهٔ قاره‌ای که ظاهراً هنوز هم در حال تکامل است برخورد شبه قارهٔ هند و بقیهٔ آسیاست. در نتیجهٔ این برخورد کمربند کوهزایی هیمالیا به وجود آمده است. پوستهٔ اقیانوسی که زمانی این دو ورقهٔ قاره‌ای را از یکدیگر جدا می‌کرده امروزه از بین رفته است.

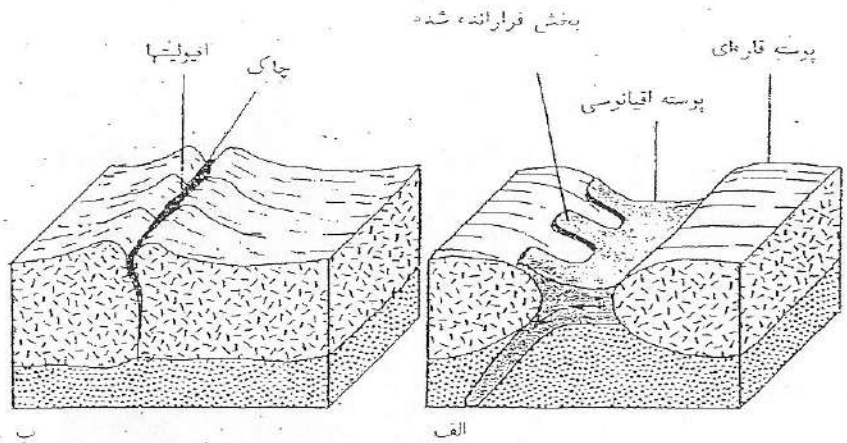
در طی حرکت یک ورقه به زیر ورقهٔ دیگر ممکن است بخشهای سطحی ورقهٔ فرورونده تراشیده شده و طی فرآیندی که «فرارانش» نام دارد به ورقهٔ فوقانی ملحق شوند (شکل ۲۴-۲۵). مناطق فرورانش قدیمی و غیر فعال را می‌توان از روی حالت خطی «مجموعه افیولیتی» موجود در بخشهای داخلی یک ورقه شناسایی کرد. این افیولیتها در واقع بخشهای فرارانده شدهٔ سنگ کرهٔ اقیانوسی در محل حاشیهٔ همگرای قدیمی‌اند.

حاشیه‌های خنثی

حاشیه‌های خنثی نه تحت فشارانداند و نه تحت کشش. این حاشیه‌ها نه پوستهٔ جدیدی می‌سازند و نه محل از بین رفتن پوسته‌های موجوداند. در واقع این حاشیه‌ها همان «گسلهای دگر شکلی» هستند که بر اثر لغزش ورقه‌ها در کنار یکدیگر ایجاد می‌شوند. حاشیه‌های خنثی بر مناطق شکستگی در اقیانوسها و برخی گسلهای امتداد



شکل ۲۴-۲۴ حاشیهٔ همگرای قاره‌ای- قاره‌ای. نزدیک شدن دو قاره به یکدیگر و برخوردشان را به نحو زیر می‌توان خلاصه کرد: الف) براثر عملکرد حاشیه همگرای اقیانوسی - قاره‌ای دو قاره به هم نزدیک می‌شوند. قاره‌ای که فرورانش در زیر آن انجام می‌شود فعالیت آذرین شدیدی دارد و رشته کوههایی در کنارهٔ آن تشکیل می‌شود. ب) برخورد دو قاره باعث ایجاد یک رشته کوه کمربند آذرین و ضخیمتر شدن پوستهٔ قاره‌ای می‌شود. چون قاره سبکتر از آن است که به داخل گوشته رانده شود، به تدریج از حرکت ورقه‌ها کاسته می‌شود. ج) نهایتاً ممکن است ورقه بریده شود. یک منطقهٔ فرورانش جدید در جای دیگر ممکن است آغاز به فعالیت نماید. اثر منطقهٔ فرورانش قدیمی به صورت رشته کوهی در داخل قاره باقی می‌ماند. رشته کوههای اورال و هیمالیا مثالهایی در این موردند.



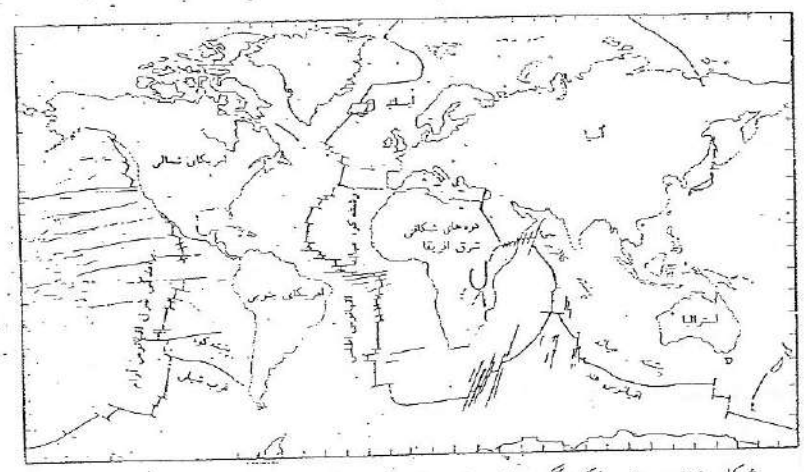
شکل ۲۴ – ۲۵ فرارانش. الف) وقتی ورقه‌ای به زیر ورقهٔ دیگر رانده می‌شود، ورقهٔ فوقانی می‌تواند همانند رندهٔ تجاری بخشهایی از ورقه فرورونده را بتراشد. به این ترتیب این قسمها به جای فرورانش به داخل گوشته روی ورقهٔ دیگر فرا رانده می‌شوند. ب) امروزه در بخشهایی از رشته کوههای قاره‌ها مجموعه‌های افیولیتی یافت می‌شود که باقیمانده پوسته اقیانوسی فرا رانده شده است. افیولیتها بر اثر به هم رسیدن و برخورد دو ورقهٔ قاره‌ای در داخل خشکی به تله افتاده‌اند. مجموعه‌های افیولیتی فرا رانده شده متشکل از رسوبات و سنگهای رسوبی در بالا، بازالتها در وسط و سنگهای اولترامافیک در زیراند (رجوع کنید به شکل ۵ـ۲ـ۱).

لغز بزرگ در قاره‌ها منطبق‌اند. ورقه‌های طرفین این حاشیه اغلب به طور افقی نسبت به یکدیگر حرکت می‌کنند، در نتیجه همچنان که گفته شد هیچ گونه افزایش یا کاهشی در حجم مواد هیچ‌یک از آنها به وجود نمی‌آید، زیرا برخوردی با هم ندارند (شکل ۲۴–۲۶). گسل سن آندریاس[1] در غرب آمریکای شمالی نمونهٔ جالبی از این نوع حاشیه است. در امتداد این گسل قسمت شرقی ورقهٔ آرام نسبت به ورقهٔ امریکا به سمت شمال غربی حرکت می‌کند. این گسل در آلاسکا، یعنی محلی که این قسمت از ورقهٔ آرام به زیر کمان جزایر الئوسین می‌رود، پایان می‌گیرد.

در پایان بحث مربوط به حاشیهٔ ورقه‌ها قادریم تا نقشهٔ تکتونیکی جهان را که در آن ورقه‌های سنگ کره و انواع حاشیه‌های همگرا، واگرا و خنثی نشان داده شده است

1- San Andreas Fault

جدیدی تشکیل می‌شود «حاشیهٔ سازنده» نیز می‌نامند. نمونهٔ جالب این نوع حاشیه در محور پشتهٔ میانهٔ اقیانوس اطلس و در حد فاصل دو ورقهٔ افریقا و امریکا دیده می‌شود (شکل ۲۴ – ۲۰). در برخی نقاط محور حاشیه‌های واگرا توسط «گسلهای دگر شکلی» جابه‌جا شده است. بحث بیشتر دربارهٔ گسلهای دگر شکلی را به فصل بعد وامی‌گذاریم.



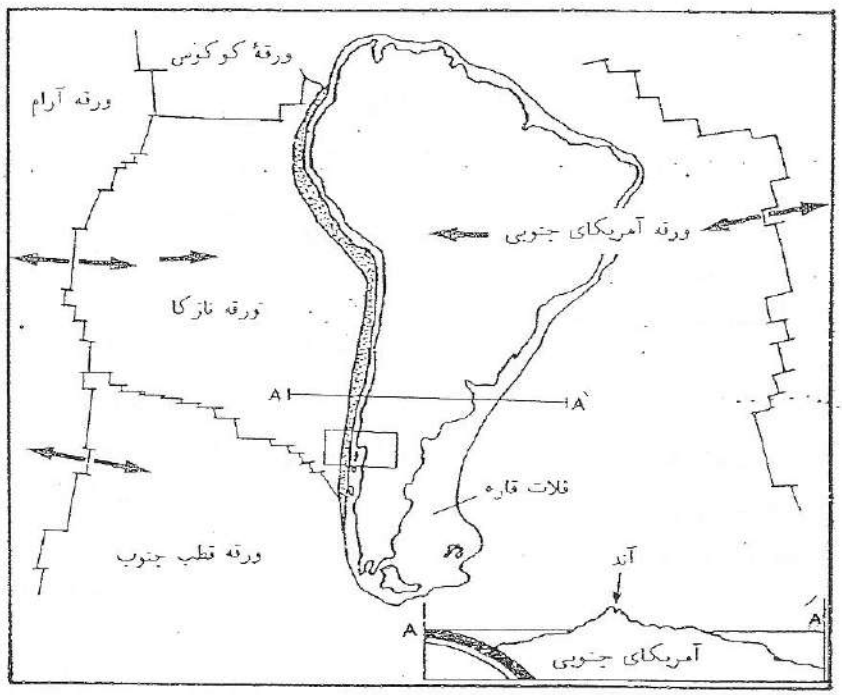
شکل ۲۴ – ۲۰ پراکندگی حاشیه‌های سازندهٔ پوستهٔ زمین

حاشیه‌های همگرا

حاشیه‌های همگرا محل برخورد ورقه‌ها به یکدیگر و در واقع محلهای تحت فشار سنگ کره است. این حاشیه‌ها را می‌توان در محل برخورد دو پوستهٔ اقیانوسی، در محل برخورد پوستهٔ اقیانوسی به پوستهٔ قاره‌ای و بالاخره در محل برخورد دو پوستهٔ قاره‌ای مشاهده کرد.

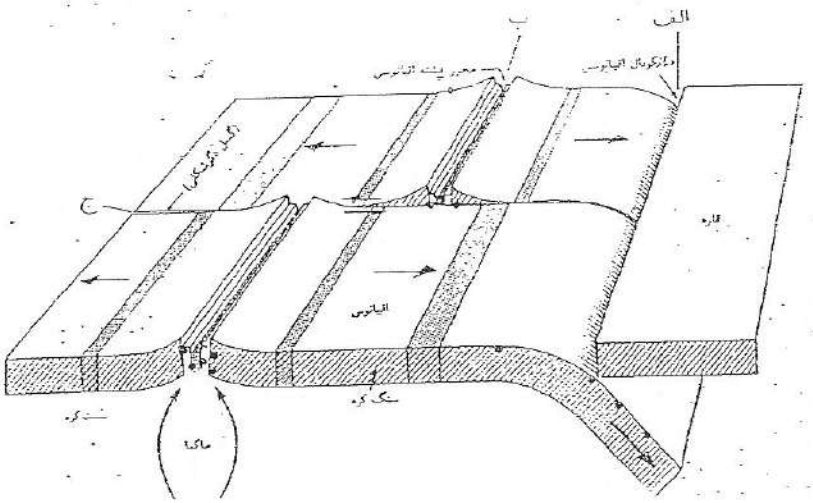
حاشیهٔ همگرای اقیانوسی - قاره‌ای: در شکل ۲۴ – ۲۱ موقعیت امریکای جنوبی را در نظر بگیرید. در محل پشته میانهٔ اقیانوس اطلس بستر جدیدی به وجود می‌آید، به نحوی که غرب اقیانوس اطلس جنوبی و جنوب قارهٔ امریکا که هر دو قسمتی از یک ورقه بی‌زلزله‌اند نسبت به پشتهٔ میانهٔ اقیانوس اطلس به سمت غرب

حرکت می‌کنند. در همین حال بستر جدیدی که در برآمدگی نقرق اقیانوس آرام ایجاد می‌شود به سمت شرق در حال حرکت است. ظاهراً این دو ورقه باید در یک محل با یکدیگر برخورد کنند. در این محل پوستهٔ اقیانوسی که بازالتی است احتمالاً به علت چگالی نسبی بیشترش خم می‌شود و به زیر ورقهٔ قاره‌ای که گرانیتی است فرو می‌رود و به تدریج توسط گوشته هضم می‌گردد (شکلهای ۲۴–۲۱ و ۲۴–۲۲). این فرایند را «فرورانش» می‌نامیم.



شکل ۲۴–۲۱ حاشیهٔ همگرای اقیانوسی - قاره‌ای- فرورانش ورقه نازکا به زیر ورقهٔ امریکای جنوبی و تشکیل کوههای آند

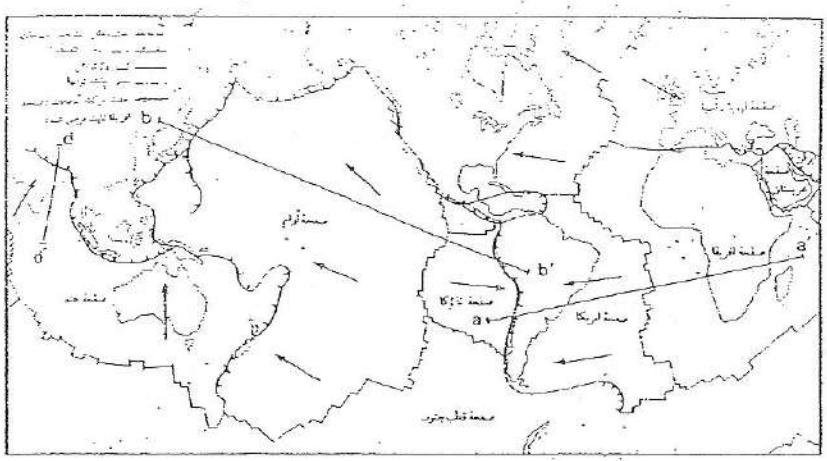
اطلاعات حاصل از زلزله‌های سواحل غربی امریکای جنوبی نشان می‌دهد که همهٔ آنها کمابیش روی سطحی‌ای که به سمت قاره شیب دارد قرار گرفته‌اند. این سطح



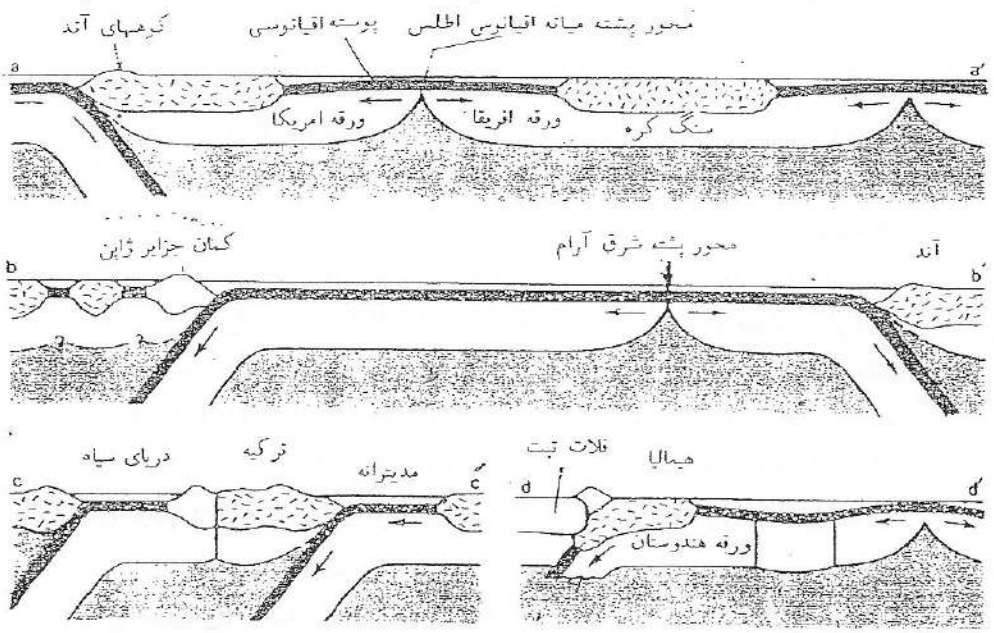
شکل ۲۴–۲۶ انواع حاشیه‌های ورقه‌های سنگ کره. الف) حاشیه همگرا (مخرب)، ب) حاشیه واگرا (سازنده)، ج) حاشیه خنثی (بی‌اثر)

بازسازی کنیم (شکل ۲۴–۲۷). به منظور آشنایی هر چه بیشتر با انواع حاشیه‌ها و نقش هر یک در الگوی زمین ساخت ورقی چند نیمرخ از ورقه‌ها در شکل ۲۴–۲۸ آمده است.

حاشیهٔ قاره‌ها در همه‌جا از فعالیت یکسانی برخوردار نیستند. به عنوان مثال، سواحل غربی قارهٔ امریکای شمالی از نظر تکتونیکی فعالتر از سواحل شرقی آن است. همچنان که می‌دانیم محل فعالیتهای تکتونیکی در زمین حاشیهٔ ورقه‌هاست. از طرفی سواحل تنها مرز بین آب اقیانوسها و خشکیهاست و تقریباً هیچ گونه ارتباطی با حاشیهٔ ورقه‌ها ندارند. در نقاطی که حاشیهٔ ورقه‌ها و سواحل بر هم منطبق‌اند خشکیهای مجاور اقیانوس از نظر تکتونیکی فعال خواهند بود. به چنین نقاطی «حاشیه قاره‌ای فعال» می‌گوئیم. قسمت اعظم سواحل غربی امریکای شمالی در نزدیکی حاشیهٔ ورقه‌ها قرار گرفته است. به این ترتیب که بخشی از آن در مجاورت حاشیهٔ خنثی (سیستم گسل سن آندریاس)، بخشی در کنار حاشیهٔ واگرا (پشتهٔ شرق اقیانوس آرام) و بالاخره بخشی در مجاورت حاشیهٔ همگرا (سیستم کمان جزایر و **دراز** گودال الئوسین) قرار گرفته است.

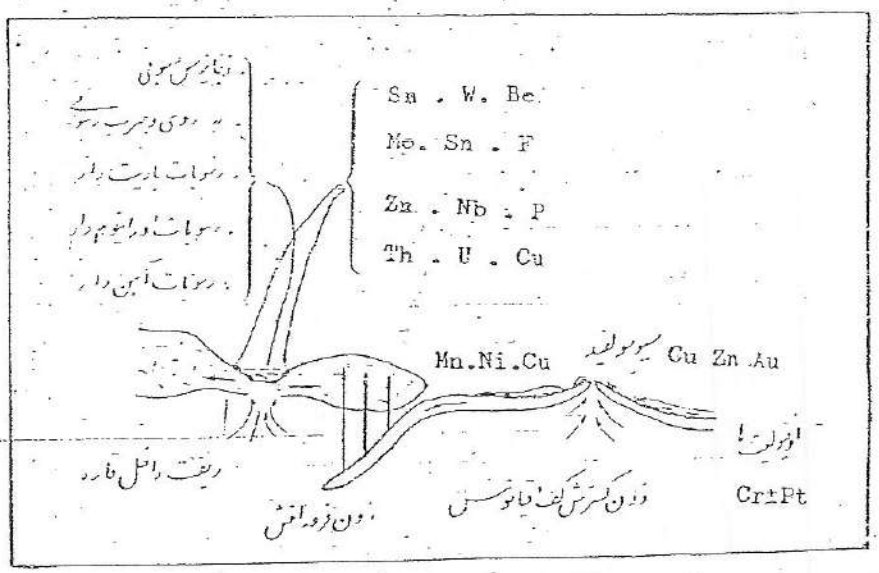


شکل ۲۴ – ۲۷ نقشهٔ زمین ساخت ورقی عالم

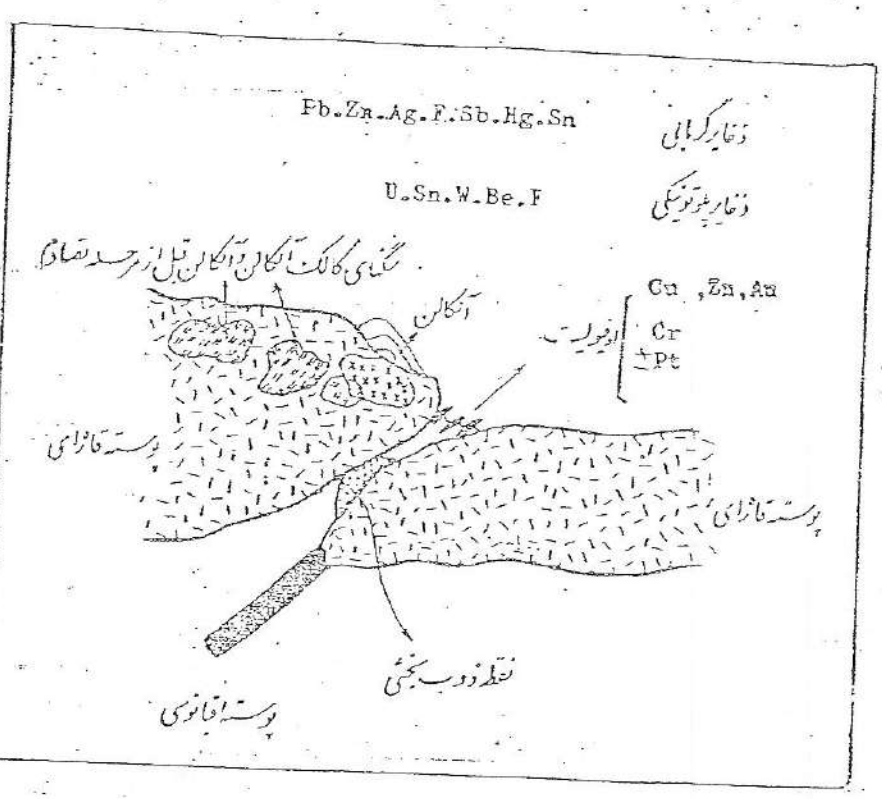


شکل ۲۴ – ۲۸ نیمرخهای کلی نمایش دهندهٔ رابطهٔ ورقه‌های سنگ کره با قاره‌ها و اقیانوسها، دراز گودالهای اقیانوسی، کمان جزایر و رشته کوههای جوان حاشیهٔ قاره‌ها. محل تقریبی این نیمرخها در شکل ۲۴ – ۲۷ نشان داده شده است.

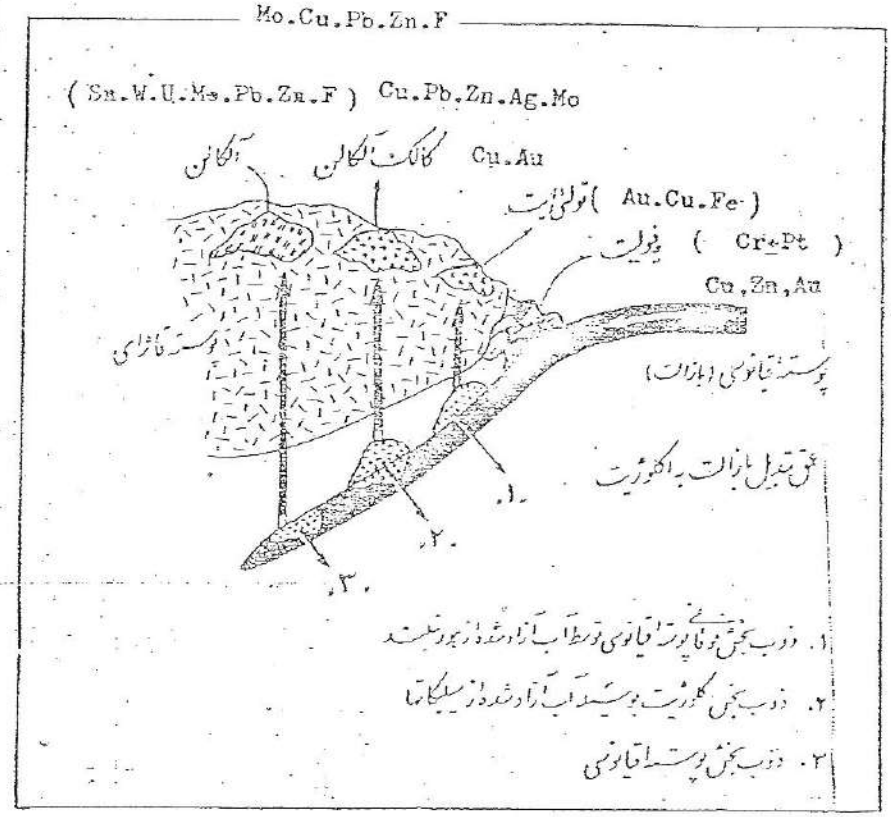
۲ــ ذخایر همراه سنگهای رسوبی	مس زامبیا و کوپرشیفر (اروپا) کربنات های Pb-Zn (غرب آلپ) نوع Pb-Zn نوع می سی سی پی (آمریکا) رسوبات باریت دار رسوبات آهن دار پروتروزوئیک و دونین آلمان کنگلومرای اورانیوم دار (افریقای جنوبی) ذخایر مس استراتی باند (غرب افریقا)



شکل ۵ ــ نمایش کانسارهای مهمی که در زون گسترش کف اقیانوس و ریفت های داخل قاره تشکیل می‌شوند.



شکل ۲ ــ نمایش کانسارهای پلوتونیکی و گرمابی که در زون تصادم دو قاره تشکیل می‌شوند .



شکل ۱ ـ نمایش موقعیت کانسارهایی که همراه سنگ‌های آذرین تولئی ایت ، کالک آلکالن و آلکالن در زون فرورانش حاشیه قاره‌ها تشکیل می‌شوند .