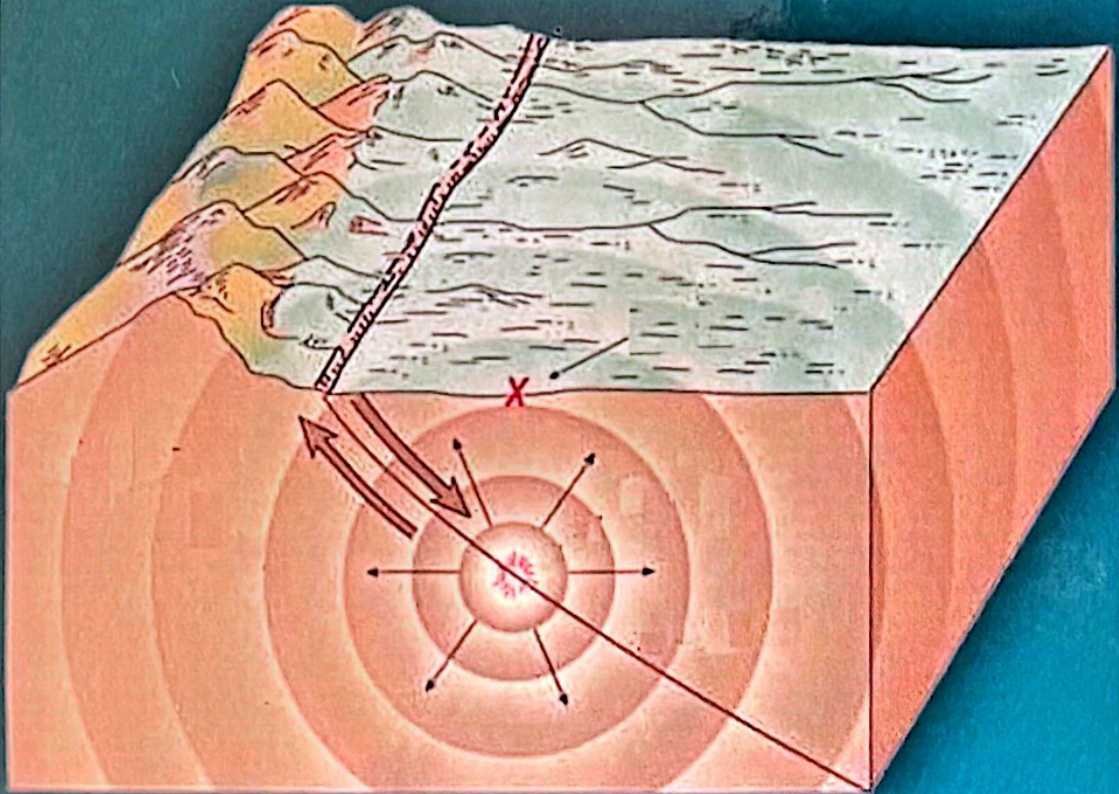


**Ə.L.Məmmədov,
P.E.Zabolestani,
A.R.Hüseynova**

DƏRİN FOKUSLU SEYSMIKLIYIN FİZİKİ-KİMYƏVİ İNTERPRETASIYASI



**Ə.L.Məmmədov, P.E.Zabolestani,
A.R.Hüseynova**

**Dərin fokuslu seysmikliyin
fiziki-kimyəvi
İnterpretasiyası**

İkinci nəşr

*Monoqrafiya BDU-nun "Seysmologiya
və Yer təkinin fizikası" kafedrasının
genişləndirilməsi iclasının (12.09.2019-
cu il tarixli №1 pr.) qərarı əsasında
nəşr olunmuşdur*

Bakı 2021

**Redaktor:BDU-nun"Seysmologiya və Yer təkinin
fizikası" kafedrasının müdiri, dos.,
g.-m.e.n. Ə.Q.Novruzov**

**Resenzentlər:AMEA Respublika Seysmoloji
Xidmət Mərkəzinin Maqnitometriya şöbəsinin
müdiri, g.-m.e.d., prof., H.Ö.Vəliyev**

**BDU-nun"Seysmologiya və Yer təkinin fizikası"
kafedrasının dosenti, y.e.d. V.Q.Qədirov**

**Ə.L.Məmmədov, P.E.Zabolestani, A.R.Hüseynova
Dərin fokuslu seysmikliyin fiziki-kimyəvi interpretasiyası.
"Füyuzat" MMC, Bakı-2021, 100 s.**

Monografiyada Yerin dərin qatlarında baş verən fiziki-kimyəvi proseslərin rəngarəngliyi təhlil edilmişdir. Geomaterialın çevrilmələri zamanı fiziki xassələrinin anomal dəyişməsi haqda məlumatlar ümumiləşdirilmişdir. Fiziki-kimyəvi proseslərin və geoloji-geofiziki məlumatların təhlili əsasında litosfer plitəsinin subduksiya zonasında dərinfokuslu zəlzələlərin genezisinin və seysmotektonik hadisələrin fiziki interpretasiyası təqdim olunmuşdur.

M 1704000000-152
2021

©Füyuzat, 2021

MÜNDƏRİCAT

GİRİŞ.....	3
1. DƏRİNFOKUSLU SEYSMIKLİK ZONASININ ƏSAS XÜSUSİYYƏTLƏRİ.....	5
1.1. Subduksiya zonasına xas olan seysmiklik.....	11
1.2. Yerın dərin qatların seysmik və aseysmik zonaları	17
2. SÜXURLARDA BAŞ VERƏN DEFORMASIYA PROSESLƏRİNİN TƏHLİLİ	21
2.1. Süxurların əsas deformasiya növləri.....	21
2.2. Süxurların möhkəmliliyinin eksperimental tədqiqi	25
2.3. Süxurların plastiklik xassələri.....	33
2.4. Eksperimental tədqiqatların süxurların real yatım şəraitinə tətbiqi	39
2.5. Süxurların kövrək-dilatansiya vəziyyətinin dərinlik hüdudlarının təhlili.....	41
2.6. Dərinfokuslu zəlzələlərin fizikası haqda eksperimental məlumatlar əsasında bəzi mülahizələr	47
3. DƏRİNFOKUSLU SEYSMIKLİK MODELLEƏRİNİN TƏHLİLİ	51
3.1. "Yağlama" effektini nəzərə alan modellər	52
3.2. Kimyəvi modellər.....	55
3.3. Faza keçidi modelləri	56
4. DƏRİNFOKUSLU ZƏLZƏLƏ OCAQLARININ MODELİ	59
5. DƏRİNFOKUSLU SEYSMIKLİYİN GEODİNAMİK PROSESLƏRLƏ ƏLAQƏSİ	63
5.1. Subduksiya zonalarının seysmogen və qeyri-seysmogen hissələrinin fərqinin fiziki-geoloji mənşəyi.....	63
5.2. Zəlzələlərin təkrarlanması ilə dərinlik qırılma zonaları arasında əlaqə	67

5.3. Subduksiya zonalarında seysmotektonik proseslərin modeli	71
5.4. Benyof zonasının morfologiyasına əsaslanaraq dərinlik qırılmalarının aşkarlanması.	76
NƏTİCƏ	82
ƏDƏBİYYAT	83
XÜLASƏ	85

GİRİŞ

İşin aktuallığı. Müasir seysmologiya və Yer fizikasının aktual məsələlərindən biri dərinfokuslu sismikliklə bağlı olan problemdir. Bu məsələnin həllinin çətinliyi ondadır ki, tədqiqat obyektinə nə qədər dərinədə olarsa, onun haqqındakı obyektiv geofiziki informasiya bir o qədər qeyri müəyyən olar. Bu və ya digər konsepsiyanın həyati əhəmiyyətinin təyin edilməsinin ən effektiv vasitəsi kimi eksperimental tədqiqatların qoyulmasına ehtiyac vardır.

Məlumdur ki, geoloji mühitin bütövlüyünün pozulması mühitin mürəkkəb- gərginlik halının dərəcəsi ilə şərtlənən litostatik və tektonik gərginliklərin müəyyən nisbətində baş verir.

Hidrostatik təzyiq, yəni süxurların yatma dərinliyi nə qədər yüksək olarsa onların pozulması üçün daha böyük qeyri-hidrostatik gərginlik tələb olunur.

Müəyyən edilmişdir ki, Yer qabığının üst hissəsində bir neçə km. dərinliyə qədər qeyri-hidrostatik gərginlik 100 MPa-la qədər ola bilər.

Bir neçə on meqapaskal orta gərginlikdə 10-20 km. dərinliklərdə qeyri- hidrostatik gərginliklərin maksimal qiyməti 300 MPa-la çata bilər. Qeyd olunan dərinliklərdən aşağıda qeyri-hidrostatik gərginliklər azalır. Beləki astenosferada maksimal qeyri-hidrostatik gərginliklər bir neçə on meqapaskaldan yüksək olmur.

Beləliklə, böyük dərinliklərdə nisbətən zəif tektonik gərginliklər mühitin sürüşmə deformasiyasına uğrada bilməz. Bununla belə hiposentri 300 km.-dən aşağı dərinliklərdə yerləşən zəlzələrdə məlumdur.

Gərginlik sahəsinin qeyri-hidrostatik təşkil edicisinin nisbi kiçik qiymətlərində sürüşmə deformasiyalarının yaranmasına gətirən və güman edilən səbəblərdən biri yüksək təzyiq və temperaturlarda mühitin reoloji xassələrinin dəyişməsi ola bilər.

Burada iki variant ola bilər:

- dərinliyə doğru termodinamik şəraitlərin normal dəyişməsi hesabma mühitin reoloji xassələrinin dəyişməsi;
- fiziki-kimyəvi proseslər hesabma (dehidratlaşma, faza və polimorf keçidləri) reoloji xüsusiyyətlərin sıçrayışlı dəyişməsi.

İkinci variant üstün tutulur belə ki, əks halda dərinfokuslu zəlzələlərin hiposentrləri dərinliyə doğru bərabər paylanmalıdır.

Lakin, 350-400 km. dərinlik intervalmda aseysmik zonalarla növbələşən seysmogen zonaların mövcudluğu məlumdur. Bu, seysmogen zonaların fiziki-kimyəvi proseslərlə mümkün əlaqəsini göstərir.

Yuxarıda qeyd olunanlar qarşıya qoyulan məsələnin aktuallığını müəyyən edir.

İşin məqsədi. Dərinlik şəraitində baş verən fiziki-kimyəvi proseslər zamanı mühitin geoloji xassələrinin dəyişməsinə nəzərə alan dərinfokuslu seysmikliyin modelini qurmaq, onun geodinamik proseslərlə əlaqəsini tədqiq etməkdən ibarətdir.

Tədqiqat məsələləri. Süxurlarda baş verən deformasiya proseslərinin təhlili; dərinfokuslu seysmiklik modellərinin təhlili; dərinfokuslu zəlzələ ocağının modeli; dərinfokuslu seysmikliyin geodinamik proseslərlə əlaqəsi.

Elmi yeniliklər. Dərinfokuslu seysmiklik modelində mühitin reoloji xassələrinin dəyişməsi nəzərə alınmış, dərinfokuslu zəlzələ ocağının modeli təklif olunmuşdur. Müdafiə olunan əsas müddəalar.

- Dərinfokuslu seysmiklik modeli.
- Dərinfokuslu zəlzələ ocağının fokal mexanizmi.

İşin təcrübi əhəmiyyəti. Yerində dərinliklərində baş verən geodinamik proseslərin mexanizminin tədqiqi üçün böyük maraq kəsb edir.

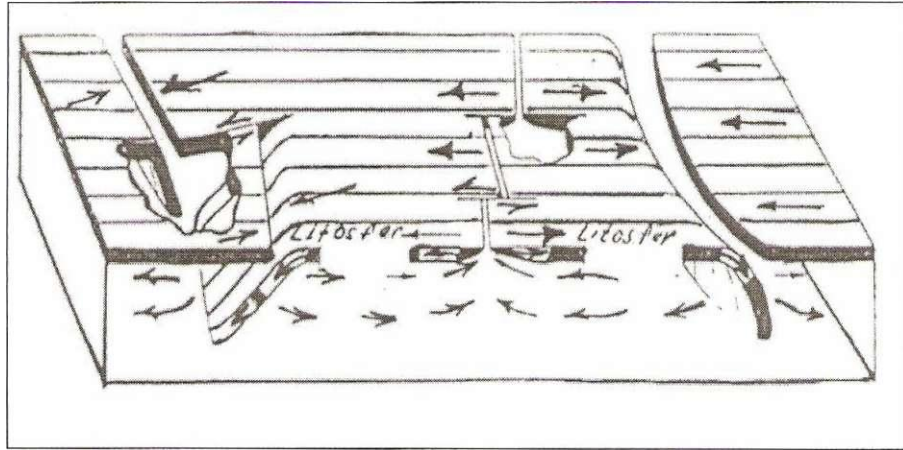
Faktiki materialar və tədqiqat üsulları. Ədəbiyyat siyahısında göstərilmiş elmi məqalələrdən, hesabatlardan, laboratoriya şəraitində aparılmış eksperimentlərin nəticələrindən istifadə olunmuşdur.

İşin həcmi və quruluşu. Dissertasiya işi giriş, 5-fəsildən, 82-səhifədən, ədəbiyyat siyahısı və xülasədən ibarətdir.

I FƏSİL

Dərinfokuslu seysmiklik zonasının əsas xüsusiyyətləri

Qeyd etmək lazımdır ki, zəlzələ yer səthində təsadüfi müəyyən edilməmişdir. Onların əksəriyyəti çox ensiz və fasiləsiz zolağa uyğunlaşmışdır. Zəlzələ ocaqlarının adalar qövsü, aralıq okean silsilələri və transform qırılmalar boyunca məkanca yayılmasının dəqiq təhlili qlobal tektonika üçün çox saylı qiymətli məlumatlar vermişdir. Transform qırılmaların və okean diblərinin hərəkətində maraqlı cəhət ondadır ki, rift zonasında zəlzələlər demək olar ki, qırılmaların hərəkət sahələri arasına uyğunlaşmışdır. Dərin fokuslu seysmiklik, ümumi halda iri kənar litosfer plitələrinin fəaliyyəti ilə izah edilir



Şəkil 1.1. Cənubi Amerikadan (sağdan) Peru-Çili novundan, Şərqi sakit okean qalxanından Sakit okeanın cənub-qərbində Tonqo novuna qədər yerin üst 700 km.dərinliyinə qədər olan quruluşu. Litosfer plitələrinin nisbi hərəkətini əks etdirən model qalınlığı 50-100 km olan nisbətən soyuq litosferdən yaranır. Litosferin altında uzun müddətli yüklənmədə aşağı sərtlikli astenosfer qatı yerləşir, təqribən seysmik dalğaların yavaşımış sürət zonası ilə üst-üstə düşür. Qırıq-qırıq oxlarla astenosferdə konvektiv axınların ancaq ümumi istiqaməti göstərilmişdir. [35]

Şəkil 1.1.-də okeanda əsas tektonik proseslərin sxemi verilmişdir. Qeyd olunan modeldə üç əsas struktur element mövcuddur. Birincisi qalınlığı təxminən 50-100 km-ə olan litosferdir. Belə təklif olunur ki, onun temperaturu nisbətən aşağıdır.

Onun detormasiyası zamanı zəlzələ baş verir. Aşağıda astensfərə durur və bu qat aşağı (uzun müddətli gərginlik zamanı) davamlılığı ilə səciyyələnir. O, təxminən dalğaların sürətinin azalma zonasına uyğun gəlir. Ondan aşağı mezostera yerləşir. Litotsfərə plit zonaları sərhədləri müstəsna olmaqla deformasiya olunmamış hesab olunur.

Sərhəd zonalarının üç əsas tipi mövcuddur.

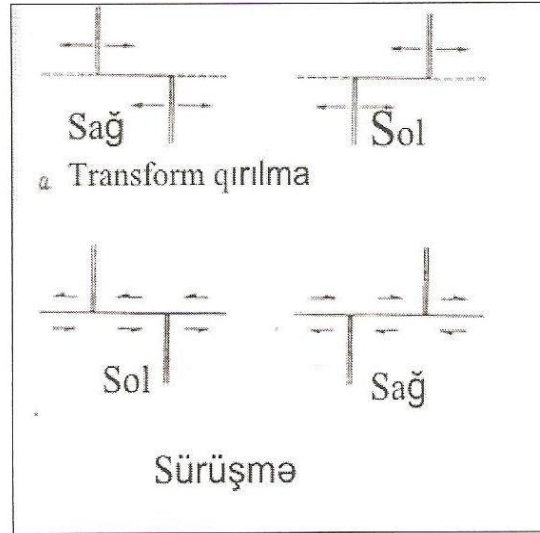
1. Aralıq silsiləsinin böyümə zonalan. Burada plitlər aralanır. Bu şəkil 1.1.-də biitöv axarla göstərilmişdir.

Seysmik fəaliyyət aralıq-okean silsiləsi boyunca təzahür edir. Aralıq silsiləsi boyunca ocaqlar kiçikdir. Aralıq silsilələr və transform qırılmalar boyunca seysmoaktiv zonaların dərinliyi məsələləri olduqca mühümdür və həll olunmamış məsələdir. Mövcud məlumatlara əsasən bilmək maraqlıdır ki, aralıq silsilələrin bütün mənbələri nazik okean qabığına uyğunlaşmışdır və ya onların bir hissəsi üst mantiyaya təzahür edir.

2. Dərin novlar və adalar qövsələri. Burada plitlər iri litosfer bloklarının hərəkəti zamanı mantiya tərəfindən udulur.

Adalar qövsünün seysmikliyinin əksər hissəsi, adalar qövsünün altma 700 km-ə qədər dərinliyə və bir neçə 10 km-ə qalınlıqda sərt düşən ensiz zonaya uyğunlaşmışdır. Zəlzələ burada batmış blokun sərhədləridir. 400 km-dən artıq dərinlikdə hiposentrin təyin edilməsi təsdiq edir ki, adalar qövsinin bu bloklarının əksəriyyəti deformasiyaya məruz qalmışdır. Zəlzələ ocaqlarının əksəriyyətinin koordinatlarının dəqiq təyinindən sonra müəyyən edildi ki, adalar qövsində zəlzələlər mantiyaya qədər gömülmüş çox ensiz zonaya uyğunlaşmışdır. Əgər hər iki yaxınlaşan plitə okean tipdirsə, məsələn Tonqo və Marian qövsündə, onda ocaqların yerləşməsi çox sadədir. Ancaq kontinental və okean plitləri sərhədlərində seysmiklik başqa xüsusiyyət daşıyır. Məsələn C. Amerikada, Yeni Zelandiya və Yaponiyada. İki kontinental plitdə isə qarşılıqlı vəziyyət daha mürəkkəbdir, məs. Alp-Himalay-Mərkəzi Asiya zolağında

3.Transform qırılmalar. Bu qırılmalar boyunca plitlərin hərəkəti horizontaldır. Burada okean dibi böyümür və məhv olmur.



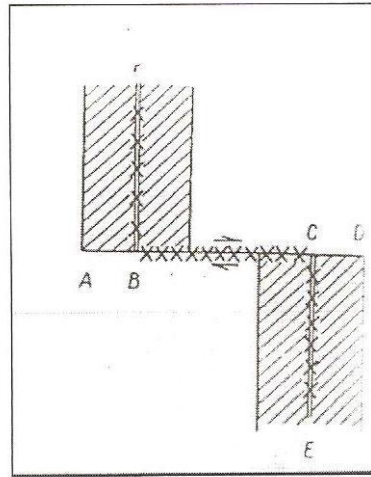
Şəkil 1.2. Transform qırılmada (a) və adi sürüşmədə (b) sürüşmə yerdəyişmələrinin işarəsi.

Transform və adi qırılmalar halında orta okean silsilələrinin sürüşmüş sahələri arasındakı qırılma zonasında yerdəyişmə işarəsinin əks olmasına diqqət yetirilir. İkiqat xətlə orta okean silsiləsinin qrabeni, tək xətlə qırılma zonaları işarələnmişdir.

Araşdırmalar nəticəsində müəyyən edilmişdir ki, okean dibində çox saylı uzanmış xətti zonalar ayrılmışdır. Bu zonalar ayrılmış relyeflərdən və ya qırılma zonalarından fərqlənirlər və aralıq-okean silsiləsi oxlarını kəsirlər. Qrabenlərin aralıq silsilə ilə kəsişməsində yerdəyişmə baş verir. Silsilə sahəsinin dəyişmə strukturunun izahının ilkin cəhəti və onlar arasında hərəkət xarakteri fay dəyişmə modelindən yaranmışdır. Belə zənn edilmişdir ki, silsilənin qılmcı heç vaxt fasiləsiz olmamışdır və onun sahəsi vahid qırılma zonası üzrə hərəkət zamanı gec yerini dəyişmişdir. Transform qırılma hipotezinə görə qılınım hər iki dəyişilmiş sahəsi verində qalmışdır. Buna görə də bu sahələr üzrə materialların yeni payı daxil olmuşdur. Beləliklə bu modelə əsasən silsilənin qılmcı sahəsinin yer dəyişməsi daimi

qalmışdır. Seysmiklik qılıncm iki sahəsi arasmda qırdma zonasmm kəsiminə uyğunlaşmışdır. Okean dibinin aralanması üzrə bu kəsimplər uzanır.

Transform qırılma və sadə fay zamanı, fay hərəkəti işarəsi əks mövqedədirlər. Bundan başqa, sadə fay zamanı bütün qırılmalar seysmik olmalıdır. Bu zaman transform qırılmalarda seysmiklik BF və CE silsiləsinin qıncı boyu və BC qırılmasmm fəal hissəsi boyu təzahür etmiş olur.

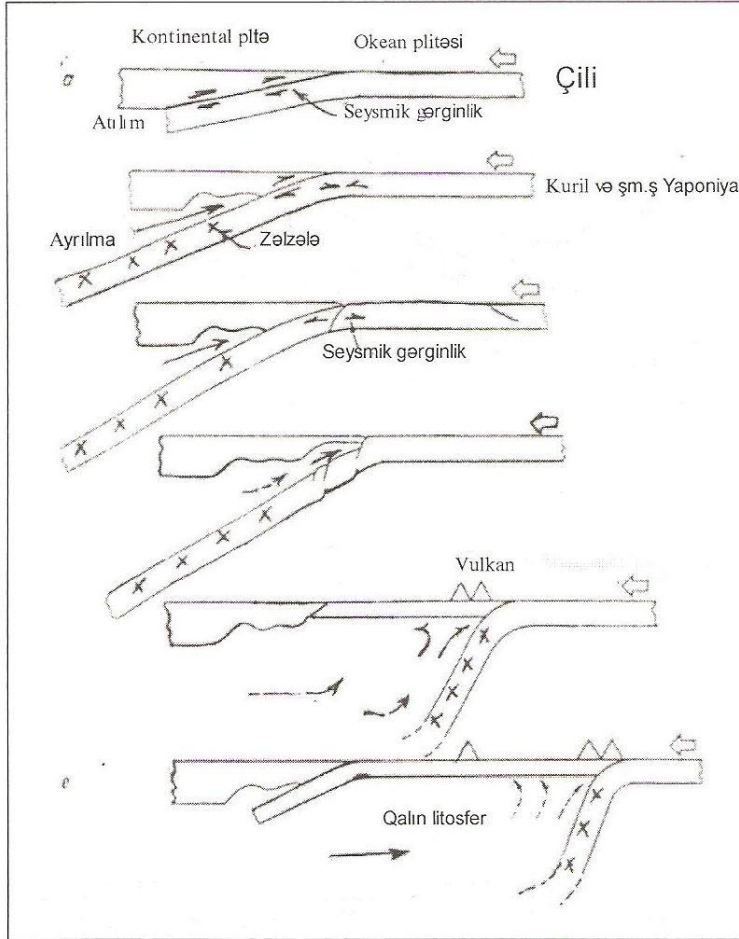


Şəkil 1.3. Okean dibinin ayrılma oxundan (BF və CE ikiqat xətlər) aralanması (spredinq) nəticəsində AD transform qırılması boyunca baş verən zəlzələlər. Transform qırılma boyunca yerdəyişmənin istiqaməti oxlarla göstərilmişdir. Sprendinqin gedişində böyüyən sahə ştrixlə göstərilmişdir.

Zəlzələ ocaqlarının yerləşmə məlumatları və mexanizmi transform qırılma modelinə uyğun gəlir. Və sadə fay modelinin əksinədir.

Şəkil 1.1.-də Cənubi Amerikadan Peru-Çili novundan keçməklə Şərqi Sakit okean qalxanma və Sonra Tonqo novuna qədər 700 km. dərinlikdə yerin sxematik kəsilişini əks etdirmişdir. (Astenosferada ştrixlənmiş oxlar yaranmış axınların mümkün yollarını göstərir).

Piltələrin Qarşılıqlı təsirinin geoloji mənzərəsi yuxarıda göstərilmiş ideallaşdırılmış modeldə olduğu kimi bir o qədərdə sadə deyil. Bundan başqa plitlərin yuxarıda göstərilən qarşılıqlı təsir sxemi bütün zəlzələləri izah edə bilməz. Bunun üçün Litosfer plitlərinin həndəsi kinematikasmm araşdırılmasmm mühüm rolunu vardır.



Şəkil 1.4. Okean plitəsinin təkamül sxemi. [36]

Plitlərin altadüşməsi prosesində mexaniki davranışını seysmik müstəvidə zəlzələlərin topoqrafik paylanması üzrə məlumatlara və ocaq mexanizminə uyğun sürüşmə növlərinin təyininə əsaslanan seysmoloji üsullarla öyrənmək olar. Ehtimal ki, okean plitəsinin daha çox soyumasının yaratdığı qravitasiya dayanıqsızlığı aşağıdakı təkamül sxeminə uyğundur.

a) Okean plitəsi kontinental blokla rastlaşır. Okean plitəsinin soyuması hətta astonesferlə müqaisədə onu daha bərk edir. Müəyyən dövr ərzində plitə kontinental blokdan mexaniki saxlama (tutma) hesabına horizontal mövqeyini hələ

saxlayır. Lakin ,tez və ya gec qravitasiya dayanıqsızlığı böhran qiymətini aşır və ağır plitə materik pazmın alt hissəsinə doğru itələnir. Bu mərhələyə 1964-cü il Alyaska tipli zəlzələni aid etmək olar. Bunun əsas səbəbi kiçik bucaq altmda meyllənmiş əlcs faydır.

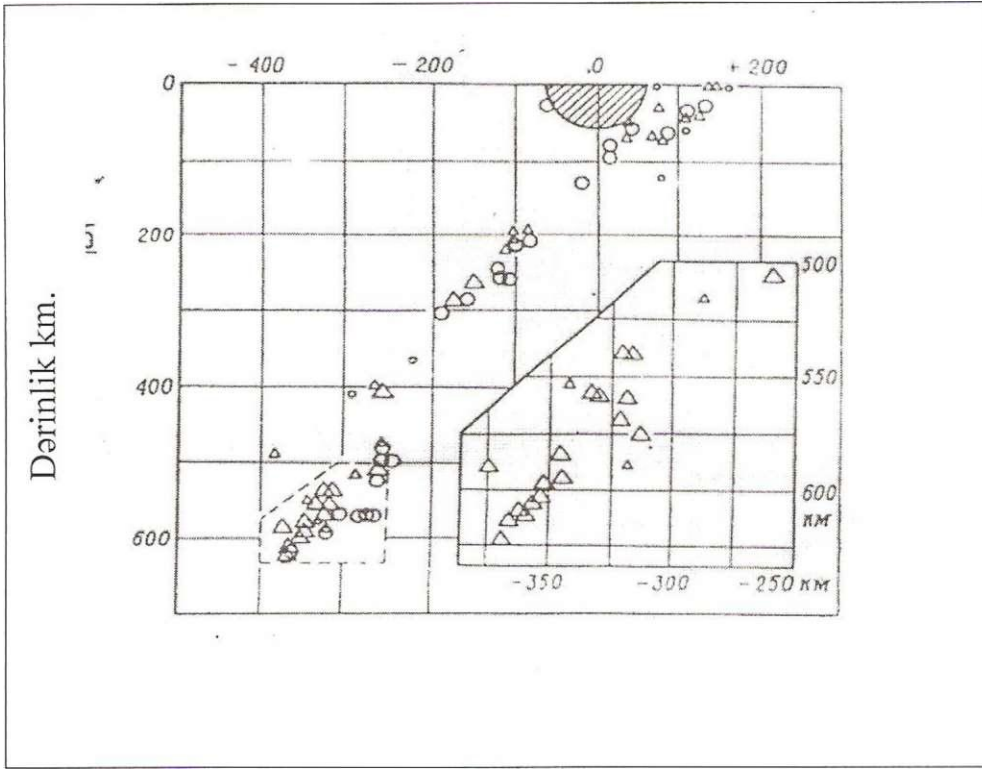
b) Plitələrin sürtünməsi hesabma yaranan qızma vulkanik aktivlik üçün lazım olan enerjini verə bilər. Bu həm də kontinental blokun bir qədər qabıq altı əriməsinə gətirə bilər. (məs. 1968-ci ildə Şimali-şərqi Yaponiyada baş vermiş Tokati-Okı zəlzələsi).

c) Materik blokun bir qədər əriməsi səbəbindən ağır plitənin mexaniki tutması pisləşir. Nəticədə plitənin aşağıya doğru hərəkəti sürətlənir. Bu isə sonrakı alta düşməyə gətirir. Plitədə dartılma gərginliyi onun möhkəmliyindən yüksək olduqda ayrılma dağılması baş verər, yəni normal tipli qırılma olacaqdır. Sonuncu plitənin ən böyük bükülməsi olduğu yerdə -çökəklik baş verəcəkdir.

d) və e) Yuxarıda qeyd olunan natamam dağılmasmdan sonra plitənin alt hissəsi daha dərinə enəcəkdir. Plitənin düşən hissəsində dərin fokuslu və orta dərinlikli zəlzələlər baş verməkdə davam edəcəkdir, lakin kiçik fokuslu zəlzələlər okean plitəsinin kontinental blokla zəif qarşılıqlı təsirdə olması ilə əlaqədar başa çatacaqdır. Ehtimal ki, İdzu-Marian qövslərində aktivlik belə mexanizmlə yaranmışdır.

1.1. Subduksiya zonalarına xas olan seysmiklik

Zəlzələ ocaqlarının konfigurasiyası: Ada qövsü ocaqlarının koordinatlarının dəqiq təyini, 10-100 km. dərinlik diapozonunda seysmik zonaların dəqiqliyi haqqında mühüm məlumat verir.

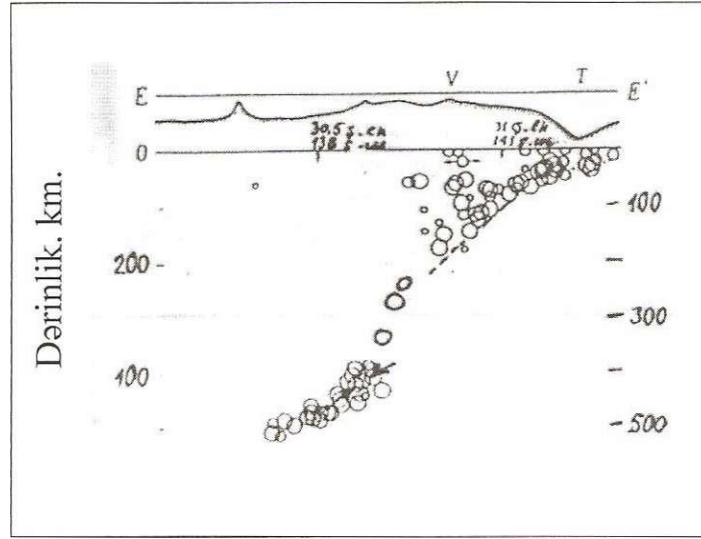


Şəkil 1.5. Tonqo qövsiinə perpendikulyar istiqamətlənmiş şaquli profil.

Dairələrlə profildən şimala doğru 0-150 km. məsafədə yerləşən episentrlər, üçbucaqlarla-ondan cənuba doğru 0- 150 km.məsafədə yerləşən episentrlər göstərilmişdir.təqribən 1000 zəifitirəyiş nəzərdən keçirilmişdir.Onlardan heç biri Tonqa adasmdakı Niumate stansiyasının yaxınlığımda ştrixlənmiş sahənin hüdudlarından kənarda qeyd olunmamışdır. [5]

Şəkil 1.5-də Tonqo ada qövsiindən (Sakit okeanm cənub-qərbində) keçən şaquli kəsiliş göstərilmişdi.400 km.-ə dərinlikdə seysmik fəallıq əsasən qalınlığı 50 km.-ə qədər ensiz layvari zonaya uyğunlaşmışdır.Yerli stansiyaların məlumatlarına əsasən göstərilmişdirki ,bu zonanm qalınlığı 200 km.-ə qədər dərinlikdə 25-50 km. təşkil edir. 400-500 km. dərinlikdə onun quruluşu , əksər adalar qövsləri kimi mürəkkəbləşir.Ola bilsin ki, bu litosferin gömürülmüş blokunun deformasiyası ilə əlaqədardı və gömürüldükdən sonra blok mezosferə də düşə bilər.

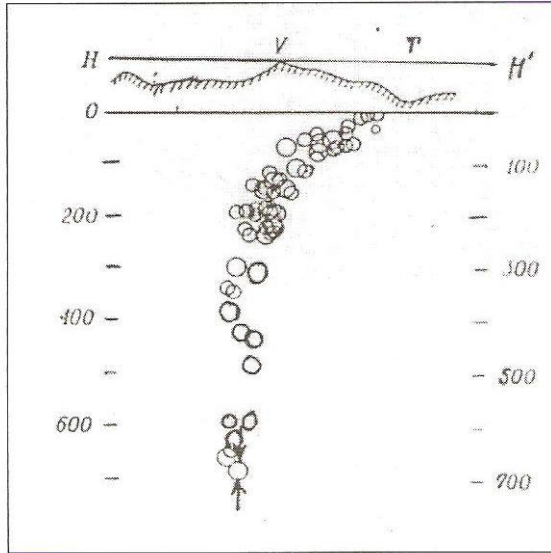
e) Tonqo adalarının seysmik zonasında ocaqlar çox da böyük olmayan dərinlikdə növ oxu altmda aşkar olunmuşdur və onlar onun daxili divarının uzanması boyunca yerləşmişdir.



Şəkil 1.6. Sakit okeanm qərb hissəsində İdzu-Bonin adalar qövsündən keçən şaquli kəsiliş.

Dairələrlə zəlzələ ocaqları göstərilmişdir; T-nov; V-müasir vulkanizm zonası. Tonqa adaları zonası ilə müqaisədə seysmik zonanın mürəkkəbliyinə diqqət yetirilir. Vulkanların altında kiçik dərinlikdə böyük seysmik aktivlik müşahidə olunur. Bu zəlzələlərin mexanizmi haqqındakı məlumatlara görə onlar normal əks faylarla əlaqədardır (ayrılan oxlar). 400 km.-dən böyük dərinliklərdə seysmik zonanın forması mürəkkəbləşir; Zəlzələnin mexanizmi haqqındakı məlumatlar sıxılmanı göstərir (birləşən oxlar). Bu sıxılmaların oxları seysmik zonanın yerli düşmə istiqamətinə perpendikulyardı.

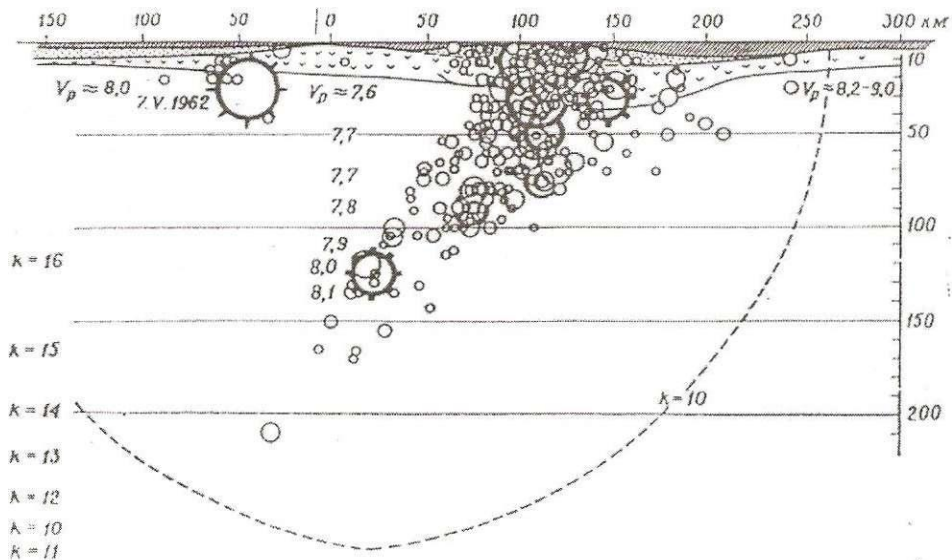
1.6.- 1.7.-ci şəkillərdə İdzu-Bonin və Marian adalar qövslərindən keçən şaquli kəsilişlər göstərilmişdir. Şəkil 1.6.-da görünür ki, bir sıra seysmoaktivlik gömürülmüş seysmik zonalardan yuxarı yerə malikdir (5-ci sahəsi). Ocaqda hərəkətin istiqaməti müxtəlif istiqamətli oxlarla göstərilmişdi və aralanmalar haqqında məlumatı verir. digər tərəfdən yapon ocağı mexanizmi haqqında məlumatlar aralanmaların yox, sıxılmaların olmasını təstiqləyir.



Şəkil 1.7. Sakit okeanın qərb hissəsindəki Marian qövsündən keçən şaquli kəsiliş.

Şərti işarələr 1. 6.-ci şəkillə eynidir. 100 km-ə qədər dərinlikdə maili düşən, 200 km-dən böyük dərinlikdə şaquliyə yaxın düşən seysmik dalğaların sadə müstəvi xarakterinə diqqət yetirilir. Birləşən oxlar zəlzələlərin mexanizmi haqqında məlumatlara görə sıxılma oxunun istiqamətini göstərir.

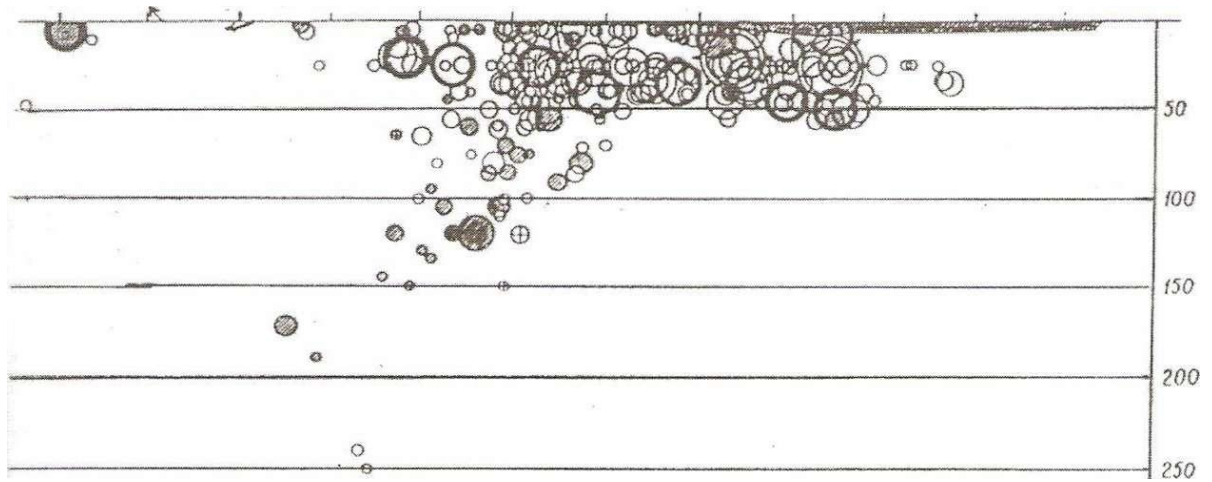
Şəkil 1.7.-də Marian qövsü kəsilişi göstərilmişdi. 0, qeyri adidir. Batmış seysmik zona əvvəlcə maili düşür (100 km-ə qədər), sonra isə 200 km-dən 700 km-ə qədər şaquli düşür və ocaqlar demək olar ki, bütün dərinliklərdə qarşılır. Zəlzələ mexanizminin təhlili təsdiq edir ki, maksimum sıxılma oxları burada demək olar ki, batmış seysmik zonaya paralel istiqamətlənmişdir.



Şəkil 1.8. Zəlzələ enerjisinin və V_p uzununa dalğaların sürətlərinin qiymətini göstərməklə Kuril qövsünün cənub qurtaracağından keçən kəsiliş. Zəlzələ ocaqlarının böyük hissəsinin qərbə düşən sadə müstəvi seysmik zonaya uyğun olmasına diqqət yetirilir. K-energetik sinifdir.

Şəkil 1.9- da şaquli kəsiliş Sakit okean şimal -qərbində Kuril-Kamçatka adalar qövsünün seysmik zonası əks olunmuşdur. Hər ildə kəsilişdə batmış seysmik zonalar dəqiq əks olunmuşdur. Kamçatkada həmdə çox zəif nöqtələr qeyd olunmuşdur. Ocaqlar maksimum dərinlikli novların altında yerləşmişdir. Adalar qövsünün arxasında müəyyən olunmuş seysmiklik müşahidə olunur.

Kuril adalar qövsünün arxa sahələri üçün çoxda böyük olmayan dərinliklərdə P-dalğasının sürətinin azalması xarakterikdir. P-dalğasının sürətinin daha yüksək qiyməti qövsə tərəf qarşılır. Maraqlıdır daha yüksək sürətli dalğa Kuril adalar qövsü altında dərinlikdə də müşahidə olmuşdur. Beləliklə, P-dalğasının sürətinin yüksək qiyməti seysmik zonaya uyğunlaşmışdır.



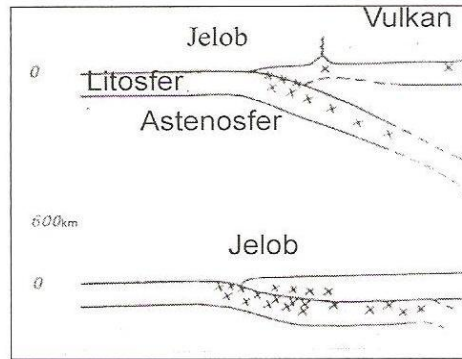
Şəkil 1.9. Kuril-Kamçatka qövsünün şimal hissəsinə perpendikulyar kəsiliş.

Novun ən dərin hissəsinin altında seysmik zonanın böyük aktivliyinə diqqət yetirilir (kəsilişdə ştrixlənmişdir.)

Seysmik adalar qövsünün əksəriyyəti üçün seysmik aktivliyin ocaq dərinliyindən asılılığı öyrənilmişdir. 200 km.-ə qədər dərinlik bütün əyrilər üçün oxşardır. Daha

böyük dərinlikdə bu qanunauyğunluq saxlanılmır. Bu qövs üçün (Alyaska, Karib hövzəsi, Mərkəzi Amerika və Meksika) seysmiklik azalır və 300 km.-dən artıq dərinlikdə təkanlar qeyd olunmur. Digər qövs üçün (Tonqo, Fidji, Kuril-Kamçayka, Yaponiya) daha dərinlikdə ikinci maksimum seysmiklik müəyyən edilmişdir. Ayzerk belə nəticəyə gəlmişdir ki, bu ikinci maksimum əsasən litosferin batmış blokunun mərkəzində yerləşən ocaqlarla əlaqədardır. 200 km.-ə qədər dərinlikdə seysmikliyin eksponensial zəifləməsi belə fikir yaradır ki, qırılmalar üzrə dərinlik yerdəyişməsinin artması zəlzələlərdən asılı deyil.

Tonqo, Marian qövsləri sırasmda ocaqlar demək olar ki, 600 km.-ə qədər dərinlikdə qarşılır. Digər tərəfdən Cənubi Amerika zəlzələlərini öyrənərkən Sayks və Xeys 350-525 km.-ə qədər dərinlikdə hiss olunan fəallığa rast gəlməmişdir.



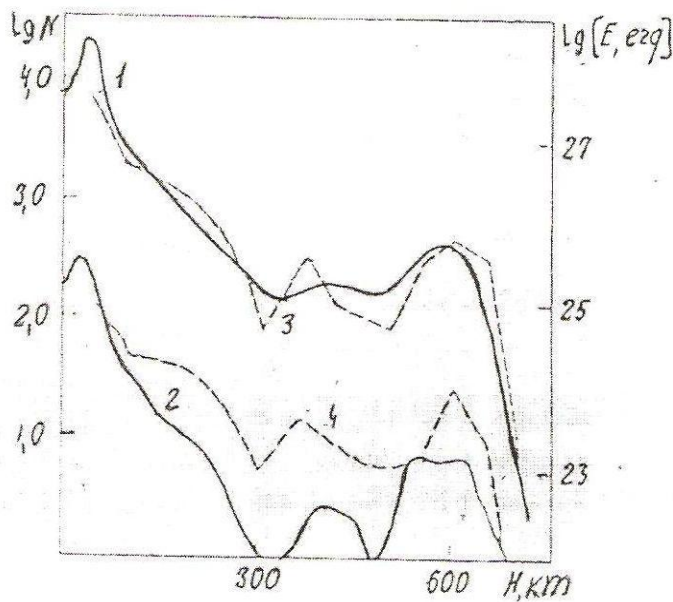
1.2. Yerın dərin qatlarının seysmik və aseysmik zonaları

Dərinfokuslu seysmikliyin mənşəyinin təhlili zamanı onun dərinlikdən asılılığına daha çox fikir verilir. Bir çox tədqiqatçılar tərəfindən zəlzələ sayının və ayrılmış enerjinin dərinlikdən asılılığı xarakterinin qeyri-monotonluğu qeyd edilmişdir. Bu asılılığın növü müxtəlif geoloji rayonlarda fərqli olsalar da onları bir sıra qanuna uyğunluqlar birləşdirir.

Şəkil 1.11.-də 1904-1977-ci illərdə dünyada baş vermiş güclü zəlzələlərin sayının və ayrılmış enerjinin dərinlikdən asılılıq qrafiki verilmişdir.

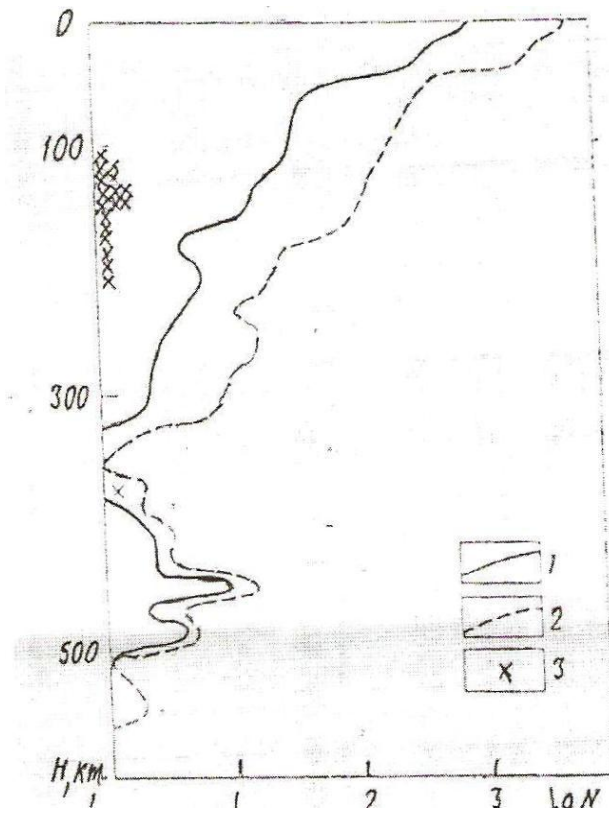
Şəkildən görünür ki, 350-400 km. və 500-650 km. dərinlik intervalında güclü zəlzələlərin sayının iki aydın maksimumu müşahidə olunur. Eyni zamanda qeyd olunan intervalları bir-birindən seysmik sükut zonaları ayırır. (40-70; 280-310; 430-480 km).

Seysmikliyin dərinlikdən asılılığının regional xarakterli olması şəkil 1.12.-də verilmiş Kamçatkanın zəlzələ sayının qrafikindən aydın olur.



Şəkil 1.11. Dünya seysmikliyinin dərinlikdən asılılığı.

1,2-1964-1980-ci illər ərzində baş vermiş $m_b \geq 4$ və $m_b \geq 6$ olan zəlzələlərin sayı; 3,4 – müvafiq olaraq 1904-1974-cü illərdə güclü zəlzələlər nəticəsində ayrılmış seysmik enerji və $M \geq 7$ zəlzələ ocağının sayı.



Şəkil 1.2. Kamçatka zəlzələlərinin sayının dərinlikdə paylanması.

1,2- müvafiq olaraq maqnitudası $m_b \geq 4,1$ və $m_b \geq 3,1$ olan hadisələr, 3-seysmofokal zonanın medianına proyeksiyalanmış vulkanların vəziyyəti.

Dərinfokuslu zəlzələlərin ocağının xarakteristikası üstündə daha ətraflı dayanaq. Məlumdur ki, Yer səthinə yaxın dərinliklərdə müşahidə olunan zəlzələlər mexaniki zəifləmiş sürüşmə zonaları boyu yer dəyişmə nəticəsində baş verir.

Anoloji qanunauyğunluq çox güman dərin fokuslu zəlzələlərə xasdır. Belə ki, dərinlikdə baş verən yaxın zəlzələlərin kvazi yastı müstəvi boyu düzöldüyü müxtəlif araşdırmalar nəticəsində qeyd edilmişdir [5]. Deyilənlər daha qabarıq Tonqanm dərinində yerləşən ocaqlarının qarşılıqlı yerləşməsinin tədqiqindən də görünür.

Dərin seysmogen zonaların əmələgəlmə mexanizmi mübahisəli olsada, bir şey tam aydındır ki, yüksək təzyiqli şəraitində yarıma strukturları səthə yaxın zonalarda baş verən kövrək qırılma zonaları ilə analogi ola bilməz.

Dərinfokuslu zəlzələlərin afterşoklarının qarşılıqlı vəziyyətinin detal analizi nəticəsində müəyyən olunmuşdur ki, onların ocaqlarının hiposentri əsas ocağın hiposentridən 20 km-ə qədər məsafədə yerləşib və onlar sferik şəkildə izotrop

paylanıb.Yalnız nisbətən böyük məsafələrdə ocaqların hər hansı kvazimüstəvi boyu yerləşmə tendensiyası müşahidə olunur.

Gətirən məlumatlar seysmogen sürüşmə zonalarının böyük qalınlığa, təxminən 20-30 km.-ə malik olduğunu göstərir.

Dərinfokuslu zəlzələ ocaqlarına təsir edən gərginliklərin təhlili böyük maraq kəsb edir.Tədqiqatlar göstərir ki, dərinədə baş verən zəlzələ zamanı ayrılmış gərginliyin qiyməti geniş hədudlarda dəyişir: $10^3 - 10^8$ Pa. [6] tərəfdən konkret rəqəm göstətilir- 70 ± 15 Mpa.

Zəlzələ ocağında baş verən proseslərin əsas xüsusiyyətlərindən biri də sürüşmənin sürətidir.Dərin fokuslu zəlzələlər üçün bu sürət 10 sm/san-ə bərabərdir.Təxminən belə sürətlər üst qatlarda baş verən zəlzələ zamanı da müşahidə olunur.

Dərinfokuslu seysmiklik haqqında əsas empirik məlumatların xülasəsini yekunlaşdıraraq qeyd etmək lazımdır ki, bu hadisənin hər hansı modeli onun aşağıdakı əsas xarakter xüsusiyyətlərini özündə əks etdirməlidir:

- mantiyaya daxil olan plitənin daxilində ocaqların yerləşməsini;
- fokal mexanizmlərin sürüşmə xarakterini;
- zəlzələ zamanı ayrılan gərginliyin az olmasını;
- ocaqda baş verən yerdəyişmənin yüksək sürətini;
- seysmikliyin dərinlikdən asılılığının qeyri-monoton olmasını.

II FƏSİL

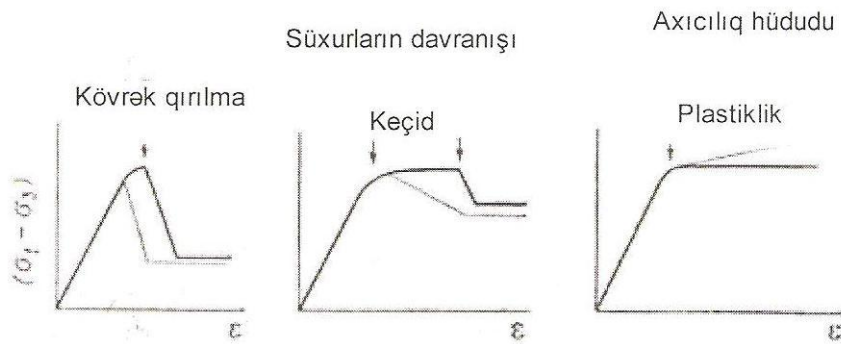
Süxurlarda baş verən deformasiya proseslərinin təhlili

Laboratoriyada süxurların deformasiyasının öyrənilməsi bu proseslərin təbii şəraitdə necə baş verməsi haqqında təsəvvür yarada bilər. Yerdə gərginliyin miqdarı paylanmasını bilmirik və deformasiya prosesini nadir hallarda müşahidə edə bilərik. Təbii şəraitə maksimal yaxınlaşmaq üçün bu proseslərin dinamikasını laboratoriyada öyrənmək lazımdır. Bunun üçün laboratoriya şəraitində aparılmış bir çox eksperimentlərin nəticələrini nəzərdən keçirək.

2.1. Süxurların əsas deformasiya növləri.

Mürəkkəb statik gərginliyin təsiri altında süxurların plastikliyi və möhkəmliyi laboratoriya şəraitində öyrənilmişdir. Bu məlumatlardan istifadə edilərək ətraf mühitin parametrlərinin süxurlara təsirinə və zəlzələrin yaranması haqqına məsələlərə nəzər salaq.

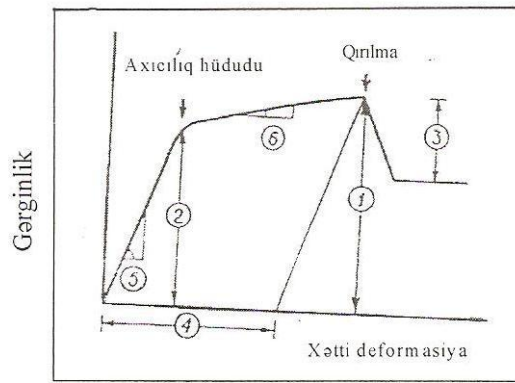
Süxurların deformasiyasının əsas prosesləri:



Şəkil 2.1 .Süxurlar üçün tipik gərginlik -deformasiya əyrisi. [7]

Maksimal (σ_1), aralıq (σ_2), və minimal (σ_3) baş gərginlikləri uyğun olaraq ($\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$) -lə işarə edək. Süxurların xarici gərginliklərə reaksiyasının mühüm xüsusiyyətləri gərginliklər və deformasiyalar arasındakı asılılığı əks etdirir. Ordinat oxu üzrə $\sigma_1 - \sigma_3$

gərginliklər fərqi, absis oxu üzrə ϵ xətti deformasiyasını hesablayaq. 2.1.-ci şəkildə bir neçə gərginlik əyrisi-deformasiyası təsvir olunmuşdur. Solda qırılma anında gərginliklərin kəskin düşməsi kiçik dönməz deformasiyalar üçün səciyyəvi olan kövrək qırılma göstərilmişdir. Sağda isə dönməz deformasiya qırılmadan əvvəl böyük olduqda plastik mühitin davranışı göstərilmişdi. Orta qrafikdə isə orta hal təsvir olunmuşdur. Eyni süxur aşağı hidrostatik sıxılmalarda kövrək, yüksək temperaturlar və təzyiqlik şəraitində plastik kimi aparıla bilər. Bu əyriyə deformasiyaya uğrayan süxurların müşahidə olunan davranışının müxtəlif tiplərinə-qırılmaya və bərabər axmaya uyğundur. Aşağıda sadalanan parametrlər deformasiya prosesinin mühüm miqdarı səciyyəvidir. Onlardan bəziləri 2.2.-ci şəkildə göstərilmişdir. (şəkil 2.2.)



Şəkil 2.2. Süxurların deformasiya prosesinin bəzi mühüm parametrləri. 1-qırılma gərginliyi; 2-axıcılıq hüdudu gərginliyi; 3-gərginliklərin düşməsi; 4-plastik deformasiya; 5-elastiki sabit; 6-deformasiyanın möhkəmlənməsi əmsalı

1.Qırılma gərginliyi (qırılmaya davamlılıq)- qırılma anında gərginliklər fərqi bərabərdir.

2.Axıcılıq hüdudu-plastik deformasiya yarandığı anda gərginliklər fərqi bərabər olub, gərginlik deformasiya əyrisinin kəskin sınıması ilə səciyyələnir. Lakin əksər süxurlar üçün müəyyən sınıma nöqtəsi yoxdur və buna görə də axıcılıq hüdudu kimi kiçik (0.2% tərtibində) plastik deformasiyalar baş verərkən gərginliklər fərqi qəbul edilir.

3.Qırılarkən gərginliyin düşməsi.

4. Plastiklik-plastik maddənin qırılmadan böyük plastik deformasiyaya kefiyyətə məruz qalması qabiliyyəti kimi təyin olunur. Plastikliyin ümumi qəbul olunmuş miqdarı ölçüsü yoxdur. Xəndin nisbi plastikliyin ölçüsü kimi qırılmadan əvvəl plastik deformasiyaların tam qiymətini qəbul etməyi təklif etdi.

5. Siixurun elastiklik modulları-gərginlik deformasiya əyrisinin başlanğıc meyilliyinə görə, daha dəqiq ,boşalma və təkrar yüklənmə əyrisinin meyilliyinə görə təyin olunur.

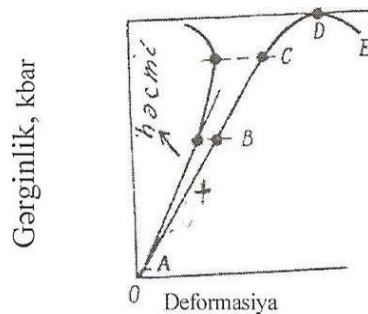
6. Möhkəmlənmə əmsalı—axıclılıq hüdudundan sonra gərginlik-deformasiya əyrisinin meyilliyinə görə təyin olunur.

7. Qırılma bucağı-qırılma müstəvisi ilə α , ən böyük baş gərginliyin oxu arasındakı bucaqdır.

8. Möhkəmlənmə.

9. Mikrotitrəyiş-mikroqırılmaların əmələ gəlməsini müşayət edən elastiki titrəyişlər sırasıdır.

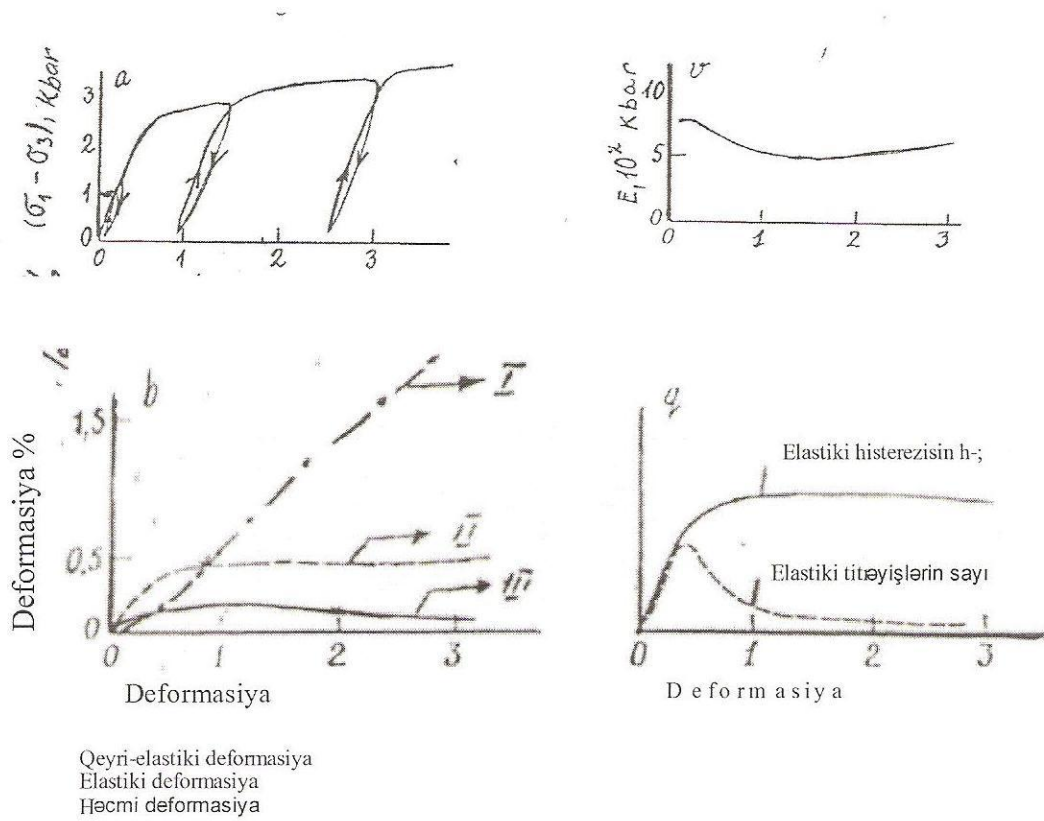
Mikroqırılmaları müşayət edən elastiki titrəyişlər kimi hadisələr, qeyri-elastiki həcmi deformasiyaların artması səs dalğalarının sürətinin aşağı düşməsi və elektrik keçiriciliyinin dəyişməsi baş qırılmadan əvvəl mikroçatlardan spesifik əmələ gəlmə prosesini göstərir. Mikrotitrəyişlər bir çox hallarda siixurun struktur qeyri-bircinsliyindən asılıdır.



Şəkil 2.3. Kövrək süxurlar üçün bir oxlu sıxılmada gərginliklər və deformasiyalar arasındakı əlaqə.

Sıxılarkən kövrək süxurların deformasiyası prosesi bir neçə mərhələyə ayrılır: çatlarm qopması (2.3. şəklində OA parçası); elastiki xətti deformasiya (AB); çatlarm eyni dərəcədə artması (BC); çatlarm qeyri-bərabər artması(CD) və qırılma.

2.4.-cü şəkildə deformasiyasmda bəzi mexaniki parametrlərin dəyişməsi göstərilmişdir. Deformasiya əyrisi (şəkil 2.4,a) maddənin plastik halı üçün rıpkıdır. Elektrik müqaviməti deformasiyaları ölçmə cihazlarmdan istifadə etməklə yüklənmədə və boşalmada və böyük hidrostatik sıxılmalarda deformasiya əyrisininin xarakterik formasını almaq mümkün olmuşdur.



Şəkil 2.4. 2 kbar hidrostatik təzyiq şəraitində mərmər sıxılarkən bəzi mexaniki parametrlərin dəyişməsi. a-gərginlik -deformasiyalar əyrisi; b-elastiki, qeyri-elastiki və həcmi deformasiyaların nisbəti; v-Yunq modulu; q-N elastiki titrəyişlərin sayı.

Digər qrafiklər ayrı-ayrı parametrlər üçün ox deformasiyalarından asılılığı: Yunq modulunu (şəkil 2.4.b); mikrotitrəyişlərin miqdarım; elastiki histerezisdə səpələnən h enerjisinin elastiki deformasiyaların bütün enerjisinə nisbətini (şəkil 2.4.q) əks etdirir. Müşahidə olunan dəyişiklər axıcılıq həddində mikroqırılmalarm mühüm rolu olduğunu göstərir. Lakin 2 kbar-dan yuxarı təzyiqlərdə süxurlarm davranışı ideal plastikliyə yaxınlaşır.

2.2. Süxurların möhkəmliyinin eksperimental tədqiqi

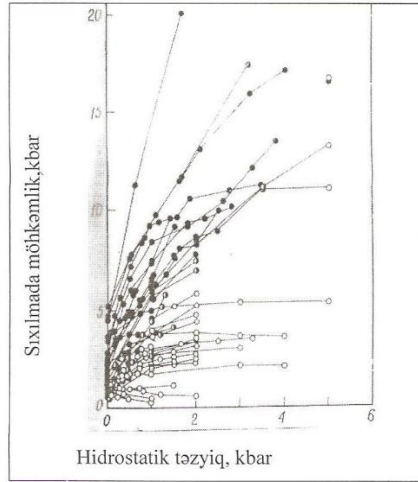
Gərginlik vəziyyəti üç başlıca gərginliklə təsvir olunur, (σ_1, σ_2 və σ_3) biz kütlənin pozulma şəraitinə baxaq. Pozulma zamanı verilmiş mühitdə $\sigma_1=f(\sigma_2, \sigma_3)$ kimi təqdim etmək olar. Qəbul edək ki, gərginliyin miqdarı süxurlarm pozulması zamanı gərginliyin çox olmasmdan asılı deyil.

Pozulma şəraitini müəyyən etmək üçün, müxtəlif gərginlik vəziyyətində çox saylı smaqqlar aparılmışdır. Gərginlik sistemi həmcins və qeyri-həmcins növlərə bölünür.

Üç ox üzrə ($\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3$ və ya $\sigma_1 = \sigma_2 > \sigma_3$) sıxılma və genişlənmənin şərti sistemi zamanı süxurun parçalanma gərginliyi: Üç ox üzrə sıxılmanın ölçülməsinin dəqiq metodikasını 1911-ci ildə Karman tərəfindən işlənilmişdir. Hidrostatik təzyiqlərdə silindirik süxur nümunəsi ox sıxılmasına məruz qalmışdır. Bu metodikanın hər üç gərginliyi müxtəlif olan real sistemdən fərqli olaraq, üç ox üzrə şərti sıxılma sistemi adlandırılır.

2.5.-ci şəkildə süxurlarm davamlılıq həddinin ($\sigma_1 - \sigma_3$) şərti sıxılma sistemi məlumatları üzrə hidrostatik təzyiqlərdən asılılığı əks olunmuşdur. Qara dairələr smaqm kövrək hərəkətinə, boş dairələr isə plastikliyinə uyğun gəlir.

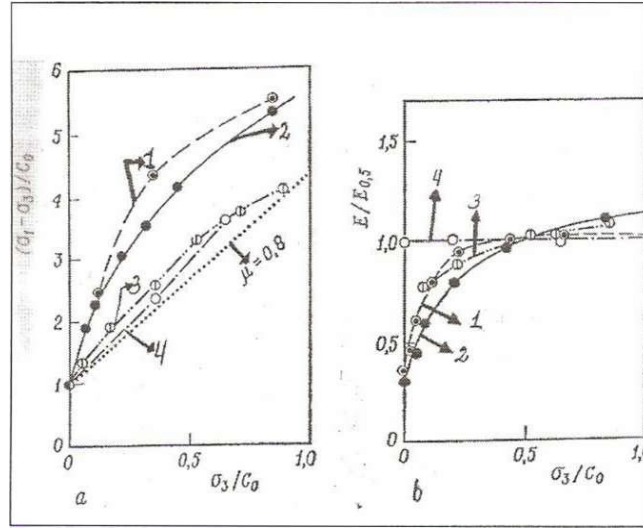
Breys bir neçə süxurda kövrək parçalanma parametrlərini dəqiqliklə ölçərək, çox kövrək süxurlara Kulon kriteriyasını və Qriffitin modullaşdırılmış kriteriyasını tətbiq etmək məsələsini qoymuşdur. Qriffitin ilkin modeli yüksək temperatur şəraitində davamlılığının müşahidə olunan dəyişilməsini izah etmir. Bu zaman Kulon kriteriyasını və ya Qriffitin kriteriyasını qəbul etsək, əksər müşahidələri izah etmək olar (sürüşmə əmsalı 0,5-1,0).



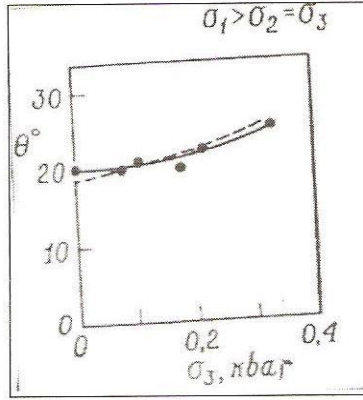
Şəkil 2.5. Otaq temperaturunda quru sınaqda sıxılmada möhkəmlük və hidrostatik təzyiq arasındakı münasibəti. Tünd dairələr kövrək vəziyyətə, yarı qara dairələr keçid, boş dairələr isə palstikliyə uyğun gəlir.

Şəkil 2.6.-da göstərilən vəziyyət belə interpretasiyanı möhkəmləndirir. Monsonit və dolerit üçün davamlılıq xətti artır və Yunq modulunun qiymətinə uyğun olaraq demək olar ki, təzyiqdən asılı olmur. (Şəkil 2.6. a,b) Digər tərəfdən qranit və kvarsitlər üçün davamlılıq əyri xətt üzrə artır. Məlum olduğu kimi Yunq modulunun belə artımı çatlarm bağlanması ilə əlaqədardır. Deyilənlərdən belə nəticə çıxarmaq olar ki, Kulon kriteriyasını "çatlılıqdan məhrum" kövrək süxurlara tətbiq edək və ondan aşağı təzyiq zamanı meyillik çatlarm bağlanmasına gətirib çıxarır.

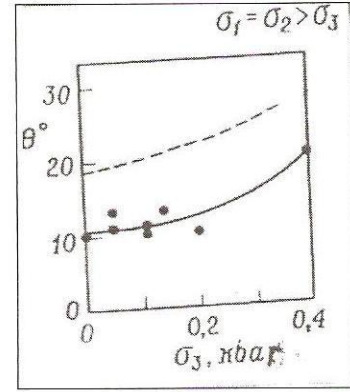
Qriffit kriteriyası və onun modifikasiyası parçalanmanın gərginliyinə deyil çatlarm böyüməsinə səbəb olan gərginliyə aid edilir.



Şəkil 2.6. Sıxılmada davamlılığın və Yunq modulunun hidrostatik təzyiqdən asılılığı. Çesir kvarsitləri-1, Uesterli qranatları-2, Orikeyb monsonitləri-3 və Frederik diabazı-4- üçün. C_0 - bir oxlu sıxılma zamanı davamlılıq. $E_{0,5}$ - kbar hidrostatik təzyiq zamanı Yunq modulu. Nöqtəvi nişanələr 9a-da $\mu = 0,8$ zamanı Kulon kriteriyası. Əvvəlki fəsilə qeyd olunduğu kimi çatlarm təzahür etməsinə səbəb olan gərginlik, parçalanmadakı gərginlikdən hiss ediləcək dərəcədə kiçikdir. Poldinqin fikrincə, bu kriteriya parçalanmalar deyil, çatlarm təzahür etməsinə aid edilir. Parçalanma əmələ gəldiyi zaman yerdəyişmə gərginliyinin uyğun olduğu Mor kriteriyası yalnız gərginlikdən asılıdır, σ_2 -dən asılı deyildir. Davamlılıq-təzyiqin əyrisi üzrə parçalanma bucağını belə müəyyən etməyə imkan verir. Pol və Qanqol belə hesab edirlər ki, parçalanma səthi sağı diaqonal üzrə kəsir. Eyni zamanda ölçmələr Mora münasibətləri ilə yaxşı münasibəti göstərdi (şəkil 2.7.a). Həqiqətən şəkildən görüldüyü kimi (şəkil 2.7.b) Mor modeli genişlənmədə sınaq məlumatları ilə yaxşı uyğunlaşır.



a-sıxılma

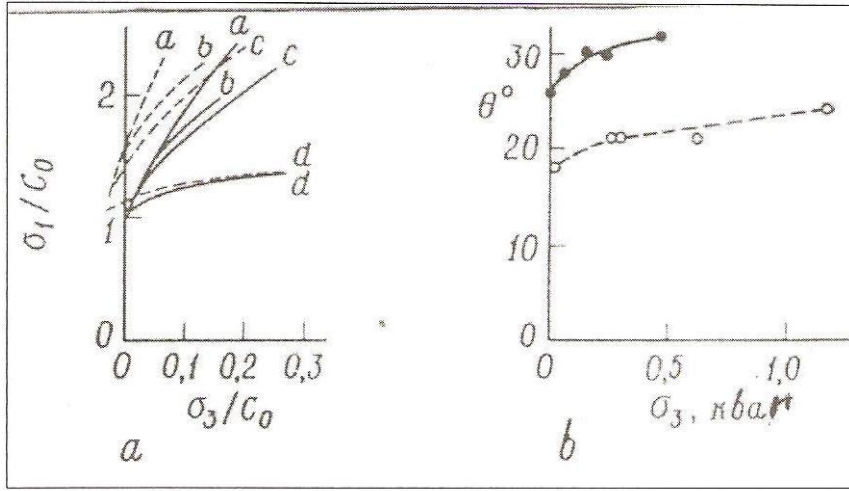


b-genişlənmə

Şəkil 2.7. θ -parçalanma bucağının şərti üç oxlu sıxılma və genişlənmə zamanı Danhen dolomitləri üçün hidrostatik təzyiqdən asılılığı bütöv xətt-müşahidə, qırıq xətlər-Mor formulası üzrə və davamlılıq məlumatlarına əsasən hesablanmış qiymətlər.

Bu çətinlik aşağıda göstərildiyi kimi Mora kriyeriyasına -parçalanma gərginliyi kriteriyasının σ_2 -dən asılı olmamasına əsas ehtimalı ilə izah olunur.

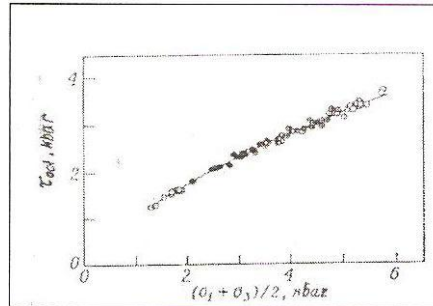
Eksperiment keçirilərək σ_2 -nin parçalanmaya təsiri öyrənilmiş sıxılma və genişlənmədə sınaqlar müqayisə olunmuşdur. Amma bu sınaqların nəticələri uyğunlaşmamışdır. Belə ki, parçalanma gərginliyinin dəqiq ölçmələri genişlənmə zamanı yuxarı olmamışdır. Şəkil 2.8.-də tam dəqiqliklə ölçülmüş məlumatlar verilmişdir. Göründüyü kimi σ_2 davamlılığa və parçalanma bucağına hiss ediləcək təsir göstərir. Bu təsiri tam öyrənmək üçün ümumi gərginlikli vəziyyəti təcrübə etmək lazımdır.



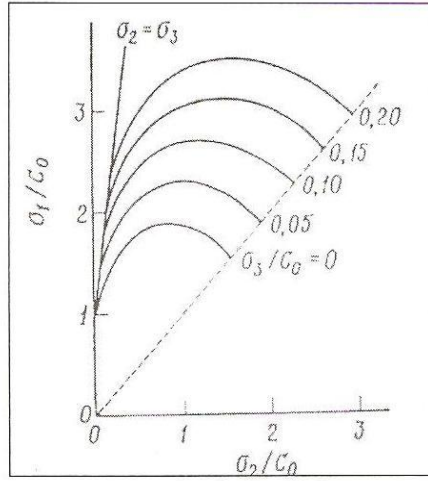
Şəkil 2.8.Sıxılma və genişlənmə zamanı təcrübənin məlumatlarının müqayisəsi.

Solda: parçalanma gərginliyinin (σ_1/C_0) hidrostatik təzyiqdən (σ_3/C_0) asılılığı; a-Uesterli qraniti; b- Danhen dolomiti; c-Darli -Deyli qumdaşları; d-əhəngdaşları. Sağda: 9-parçalanma bucağının Zolhoten əhəngdaşının sıxılma və genişlənmə zamanı müqayisəsi.Bütöv xəttlər-sıxılma ,qırıq xəttlər genişlənmə.

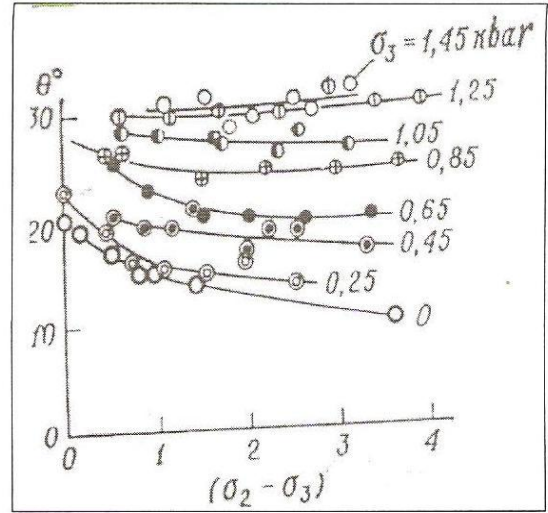
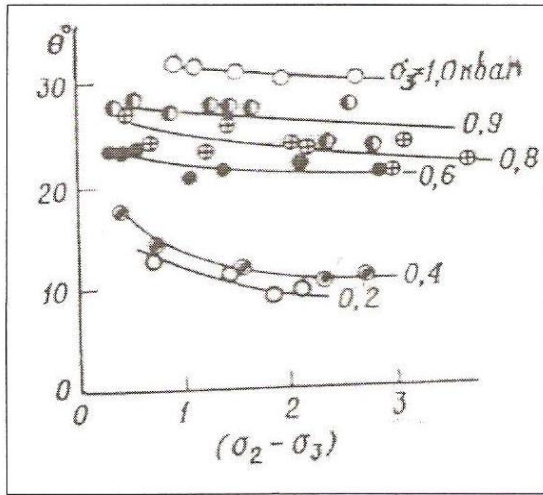
Mizes kriteriyasının ümumiləşdirilməsi kimi qəbul olunan növbəti kriteriya daha maraqlı doğurur. $\tau_{oct} = f(\sigma_1 + \sigma_3)$



Şəkil 2.9.Danhen dolomitləri üçün oktaedrik toxunan gərginliyin parçalanma zamanı $\frac{(\sigma_1 + \sigma_3)}{2}$ -dən asılılığı. Müxtəlif nişanələrə σ_3 -ün minimal başlıca gərginliyinin müxtəlif qiymətləri uyğun gəlir. Bu yeni formula şəkil 2.9.-un köməyi ilə yoxlanıla bilər.Burada r_{oct} oktaedrik gərginliyin $\frac{(\sigma_1 + \sigma_3)}{2}$ -dən asılılıq qiyməti göstərilmişdir. Müxtəlif gərginlik vəziyyətinə uyğun dairələr bir xəttə düzülmüşdür.Göründüyü kimi verilmiş formula parçalanma kriteriyasında əlverişlidir.



Şəkil 2.10. Sürüşmə deformasiyasının effektiv enerjisi üçün Uibols və Kuk moduluna uyğun süxurlarda, minimal və aralıq əsas gərginliyin (σ_3 və σ_2) parçalanma gərginliyinə (σ_1) təsiri. C_0 – bir oxlu sıxılma zamanı davamlılıq.



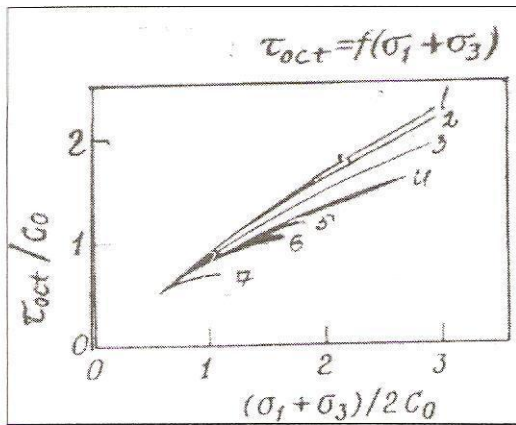
Şəkil 2.11. Zolnohofen əhəngdaşları (a) və Danhen dolomitləri (b) üçün θ parçalanma bucağının əsas gərginlikdən (σ_2) asılılığı

Əgər davamlılıq yerdəyişmədə yalnız σ_n normal gərginlikdən asılıdırsa, onda parçalanma bucağının τ və σ_n arasındakı əlaqədən və ya Mor kriteriyasına uyğun σ_1 və σ_3 arasındakı əlaqədən təyin etmək olar. Eyni zamanda eksperimental məlumatlar yerdəyişmədə davamlılığın σ_2 -dən asılılığını təsdiq edir. Əgər təcrübənin gedişində σ_2 -daimi saxlanılırsa, onda yerdəyişmədə davamlılıq həqiqətən normal gərginlikdən və ya σ_3 -dən asılı olacaqdır. Onda parçalanma bucağının τ - σ_n tip əyrisi üzrə və yaxud

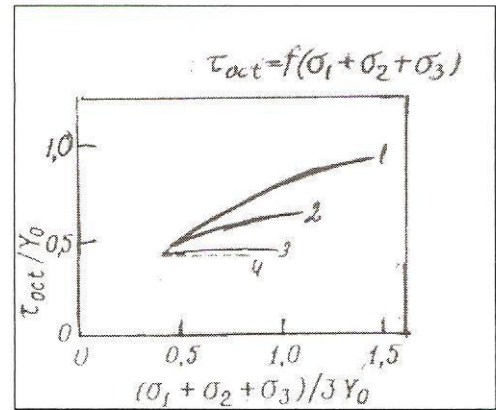
σ_2 -nin daimi qiyməti zamanı σ_1 - σ_3 -lə hesablamaq olar. Beləliklə Mor kriteriyasmm təqdim olunmuş modifikasiyasından istifadə etməklə üç oxlu gərginliyin daha ümumi sistemi üçün, σ_2 -nin artması zamanı parçalanma bucağının azalmasını kəmiyyətcə qiymətləndirmək olar. Anoloji olaraq Mora kriteriyasmm sıxılma və genişlənməyə tətbiqinin fərqi izah etmək olar. (şəkil 2.7.)

Şols müəyyən etmişdir ki, təzyiğin dəyişməsinə yüksək həssaslıq ,mərmərdə plastik axımın başlanğıcından sonra Puasson nisbətinin böyük qiyməti ilə uyğunlaşır. O, belə fərziyə irəli sürmüşdür ki, kiçik təzyiq zamanı kataklastik (əyilmə ilə əlaqədar) deformasiya əhəmiyyətli ola bilər. Digər tərəfdən Paretson bəzi kristalların ikiləşmiş səti və tilləri üzrə hərəkət zamanı dəyişkənlik astanasının təzyiqdən güclü asılılığını qeyd edir.

Süxurların parçalanma kriteriyaları üzrə yekun məlumatlar 2.12.-ci şəkildə Muzesin ümumiləşdirilmiş kriteriyasına müvafiq gərginliyin mürəkkəb sisteminin fəaliyyətinə məruz qalmış bir sıra süxur üçün parçalanma zamanı və plastik axımın başlanmasının gərginlik vəziyyəti haqqında yekun məlumatlar verilmişdir.



a-qırılma

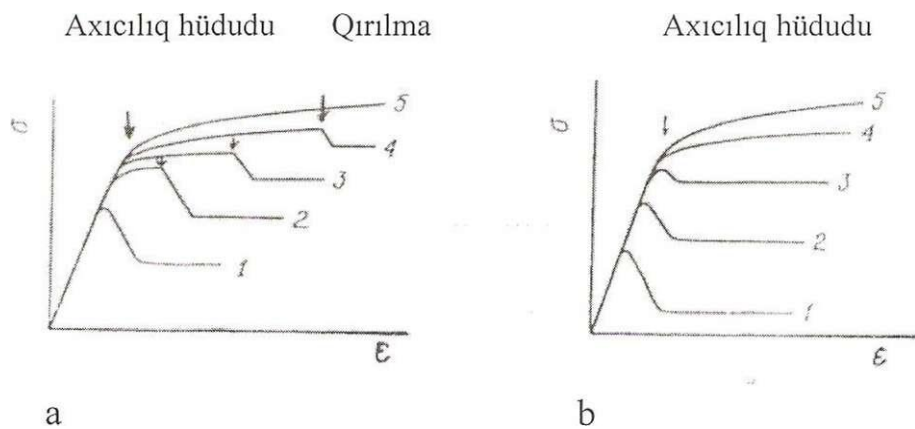


b-plastik axın

Şəkil 2.12. Mürəkkəb gərginlik şəraitində süxurlarda qırılma və plastik axımın başlanma vəziyyəti 1-qranit, 2-andezit, 3-monsonit, 4-traxit, 5-mərmər, 6-dolomit, 7-əhəngdaşı (a) 1-mərmər, 2-dolomit, 3-əhəngdaşı, 4-Mizesa kriterisi (b).

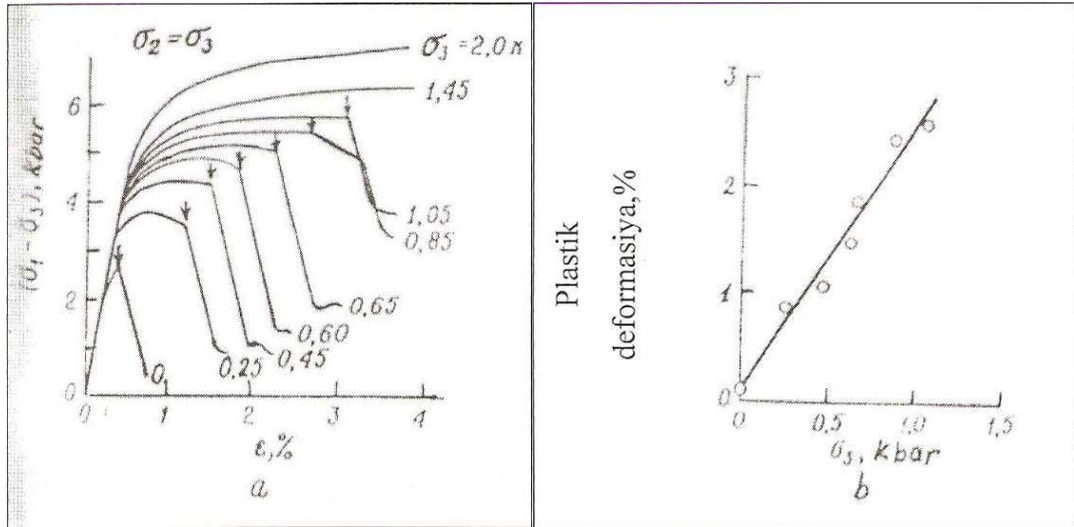
Bu kriteriyanın fiziki interpretasiyası ondan ibərtdir ki, pozulma və plastik axın deformasiya enerjisinin maksimum həddə çatdığı zaman baş verir. Bu miqdar daimi deyildir, effektiv orta gərginliklə birlikdə monoton artır. Parçalanma zamanı sürüşmə yerdəyişməsi σ_2 oxuna paralel istiqamətdə səthdə baş verir və buna görə də orta effektiv normal gərginlik $(\sigma_1 + \sigma_3) / 2$ təşkil edir. Plastik axın hər hansı ayrılma səthinə uyğunlaşmamışdır və buna görə də orta effektiv orta gərginlik əvəzinə orta gərginlik qəbul olunmuşdur. Əyrinin meyliliyi verilmiş süxur üçün parçalanma gərginliyinin təzyiqdən nə dərəcədə asılı olduğunu göstərir.

Plastiklik yüksək temperatur və təzyiqlərdə deformasiyalara məruz qalmış süxurların ən mühüm xüsusiyyətlərindən biridir. Xəndinə görə plastik süxurların qırılmadan böyük fasiləsiz deformasiyaya məruz qalma qabiliyyəti kimi keyfiyyətə təyin olunur. Plastikliyin vahid miqdar ölçüsü yoxdur, lakin mütləq qiymətləndirmə kimi qırılmadan və ya hərəkətin, tərپənişin başlanğıcından əvvəl tam plastik deformasiyanın kəmiyyəti (miqdar) istifadə olunmuşdur. Süxurların davranışı (kövrək və ya plastik) Xərd tərəfindən təklif olunmuş ölçüdən istifadə etməklə səciyyələndirilir; əgər dağılmadan əvvəl deformasiya 3%-dən az olduqda nümunə kövrək hesab olunur, deformasiya 3-5% olduqda plastik hala aid edilir. Axıcılıq həddündən sonra süxurların davranışı iki tip əyri ilə səciyyələndirilir. (şəkil 2.14.)



Şəkil 2.13. Axıcılıq həddündən kənarında süxurların plastik deformasiyasının iki tipi. 1-5 əyri üçün hidrostatik təzyiq tədricən artır. a- plastik deformasiya müəyyən kəmiyyətə çatdıqda qırılma baş verir; Qırılma axıcılıq həddünün yarısında baş verir. b- qırılma birbaşa axıcılıq həddündə baş verir.

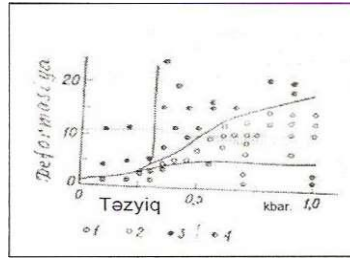
2.13. a şəkilində göstərilən tipli tipik deformasiyalar axıcılıq hüdudundan birincins qeyri-elastiki deformasiyalar hesabma baş verir,müəyyən qiymətə çatdıqdan sonra qırılma və ya sürüşmə hərəkəti yaranır. 2.13.b şəkilində göstərilən tipli deformasiyalarda makroskopik qırılma birbaşa axıcılıq hüdudunda yaranır, sonra isə plastik deformasiyalar xırdalanma deformasiyası (kataklastik) və ya sürüşmədə sürtülmə hesabma baş verir.Plastikliyin yuxarıda göstərilən ölçüsü 2.13.a şəkilində təsvir olunan deformasiyalara uyğundur.



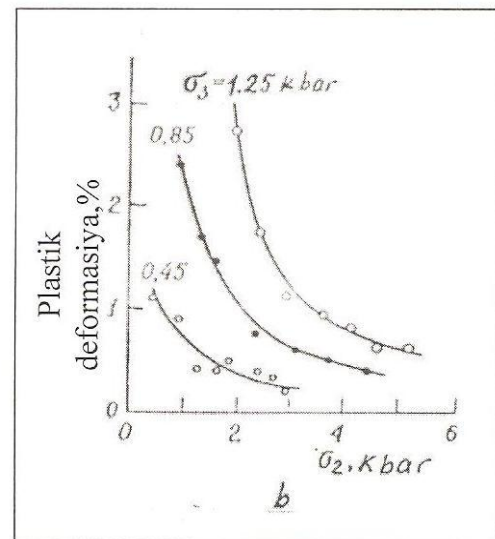
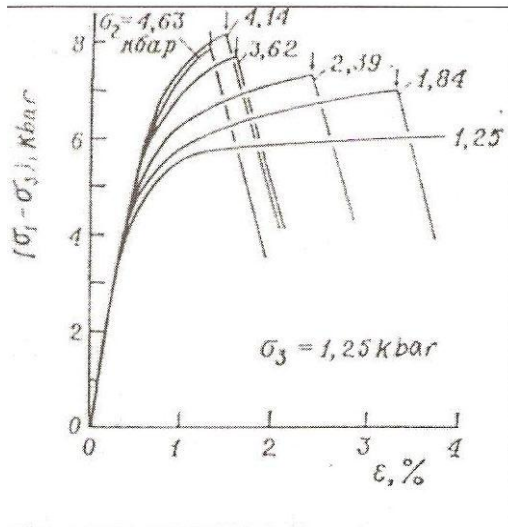
Şəkil 2.14. Şərti üç oxlu yük altında Danien dolomitlərinin davranışı. a-gərginlik-deformasiyalar əyrisi;b-plastik deformasiyaların (qırılmaya qədər) hidrostatik təzyiqdən asılılığı.

Üç oxlu sıxılmalarda süxurların plastikliyi: Şərti üçoxlu sıxılma sistemlərində çökmə süxurların plastikliyinə təzyiqdən asılılığı 2.14.-ci şəkildə dolomitlər üçün gərginlik-deformasiya tipli əyri və plastikliyin təzyiqdən asılılığı göstərilmişdir. Plastiklik (yəni qırılmaya qədərki plastik deformasiya) hidrostatik təzyiq artdıqca xətti artır. Donat şərti üçoxlu sıxılma sistemindən istifadə etməklə axıcılıq hüdudundan sonrakı deformasiyanın xarakterini öyrənmişdir. 2.15.-ci şəkildə hidrostatik təzyiqdən asılı olaraq əhəngdaşının deformasiyasının xarakteri göstərilmişdir. Birinci

deformasiyalar təzyiqlə birlikdə təqribən xətti artmış,sonra isə sürüşmə qırılmaları başlanmışdır.



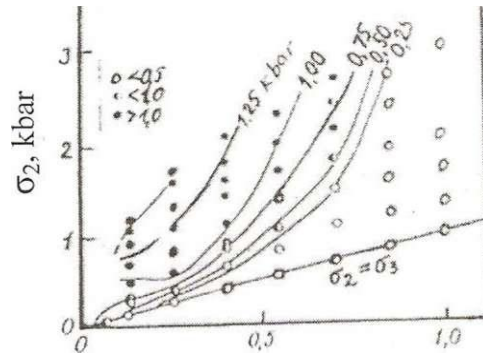
Şəkil 2.15.Şərti üç oxlu sıxılmalarda ($\sigma_2=\sigma_3$) Kroun-Poynt əhəngdəşinin deformasiyasının səciyyəsi. Əyrilə süxurların müxtəlif davranış sahələrini ayırır. 1-elastiki deformasiya; 2-qeyri- elastiki bireins deformasiya; 3-kövrək dağılma; 4-plastik dağılma.



Şəkil 2.16. Real üç oxlu sıxılma sistemində Danhen dolomitlərinin smaqlaşdırılması. a- σ_2 -aralığı baş gərginliyinin müxtəlif qiymətlərində və $\sigma_3 = 1,25$ kbar minimal baş gərginliyində gərginlik- deformasiyalar tipli əyrilər; b-plastik deformasiyalar σ_2 -dən asılılığı.

2.16.-ci şəkildə real üçoxlu sıxılma sistemli yeni qurğuda aparılmış sınaqlarda σ_2 -nin dolomitlərin plastikliyinə təsiri göstərilmişdi: Plastiklik eksponensial olaraq (σ_2 artdıqca) azalmışdır.

2.17-ci şəkildə Yamaquti mərmərinin plastikliyinin σ_3 və σ_2 -dən asılılığı göstərilmişdir. Burada bərabər plastiklik izoxətləri təqribən paralel keçir. Bu qanuna uyğunluğu nəzərə almaqla plastikliyi ($\sigma_3 - \alpha \sigma_2$) parametrinin funksiyası kimi istifadə etmək olar.

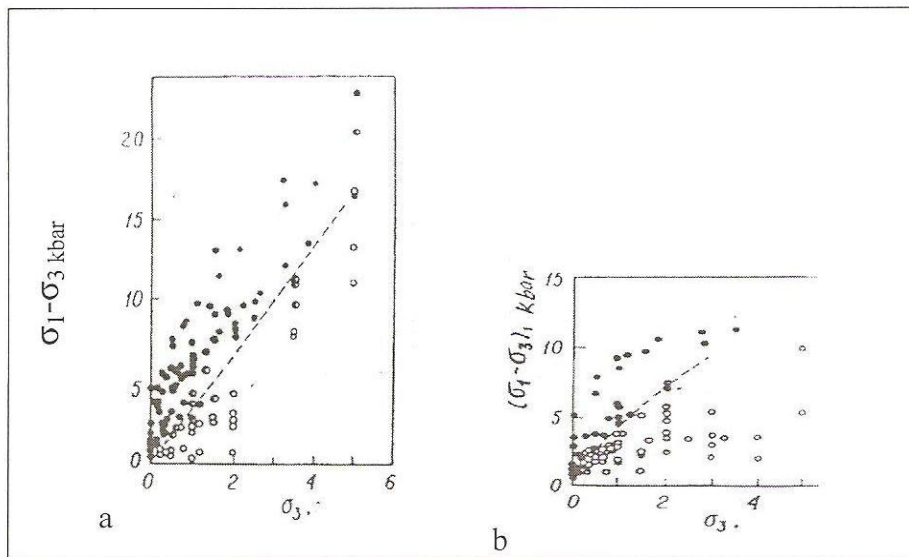


Şəkil 2.17. Yamaquti mərmərinin minimal σ_3 və aralıq σ_2 baş gərginliklərdən bilavasitə qırılmadan əvvəl plastik deformasiyaların qiymətinin asılılığı (%-lə).

Beləliklə, σ_3 artdıqca plastiklik kəskin yüksəlir, σ_2 artdıqca isə kifayət qədər azalır. σ_3 və σ_2 -nin plastikliyə müxtəlif təsirini onların qırılma gərginliyinə, axıcılıq həddünə və deformasiyaların möhkəmlik əmsalına təsirini izləməklə izah etmək olar. 2-ci şəkildə tipik gərginlik əyrisi göstərilmişdir. Eksperimental məlumatlar göstərir ki, axıcılıq həddü və deformasiyaların möhkəmlənmə əmsalı, yəni əyrinin qırılmadan əvvəlki parçası σ_3 minimal başlıca gərginlikdən demək olarki asılı deyildir, σ_3 artdıqca isə qırılma gərginliyi xeyli yüksəlir. Digər tərəfdən aralıq başlıca gərginlik artdıqda axıcılıq həddünün gərginliyi monoton və xeyli yüksəlir. (σ_2 -nin daha yüksək qiyməti süxurun deformasiyası üçün böyük gərginlik tələb edir). σ_2 artdıqca süxurun qırılmaya qarşı möhkəmliyi bir o qədər də güclü şəkildə artmır. Buna görə də σ_2 artdıqda plastiklik azalır.

Süxurun kövrək halından plastik hala keçid sərhəddi: Məlumdurki hidrostatik təzyiqlə artıqda plastiklik artır və süxurlar müəyyən hidrostatik təzyiqdə kövrək haldan plastik hala keçir. 2.18-ci şəkildə üçoxlu şərti sıxılma sxemində süxurların kövrək və plastik davranışı haqqında məlumatlar onun möhkəmliyinin hidrostatik təzyiqdən asılılığı şəkilində verilmişdir.

Kövrək və plastik halı ayıran sahənin sərhəddinə diqqət edək. K. Moqiyə görə, silikatlı süxurlarda (şəkil 2.18.a) təqribən xətti formalı bu sərhədi süxurlarda sürtünmə fərziyyəsi ilə izah etmək olar, karbonatlı süxurlar üçün sərhəd (şəkil 2.18. b) isə plastik əlaqədar olan digər mexanizimlə izah etmək olar.

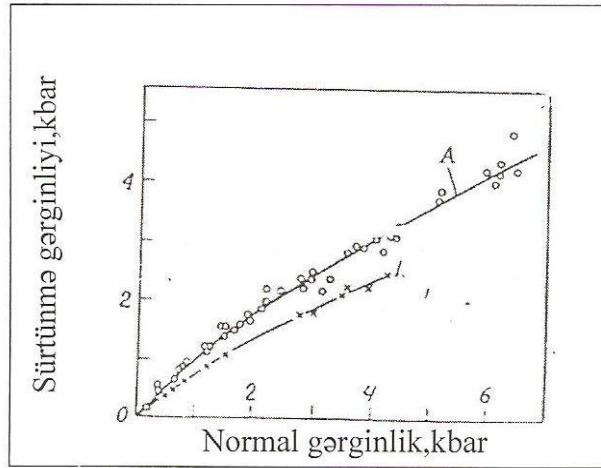


Şəkil 2.18 Şərti üç oxlu sıxılma sxemində süxurların möhkəmliyinin hidrostatik təzyiqdən asılılığı.

Oravan hesab edirik, sürtünmə qüvvələri süxurların möhkəmliyindən çox olduqda qırılma üzrə hərəkət və gərginliyin uyğun düşməsi baş vermədiyinə görə süxurlar özünü plastik süxurlar kimi aparır. Moqi, Bayerli və b. kövrək haldan plastik hala keçid sərhədinə bu nöqtəyi-nəzərdən baxırlar.

Bayerli bilavasitə süxurların sürtülməsini ölçmüşdür. 2.19.-ci şəkildə bəzi süxurlar üçün sürtünmə gərginliyinin normal gərginlikdən asılılığı göstərilmişdi.

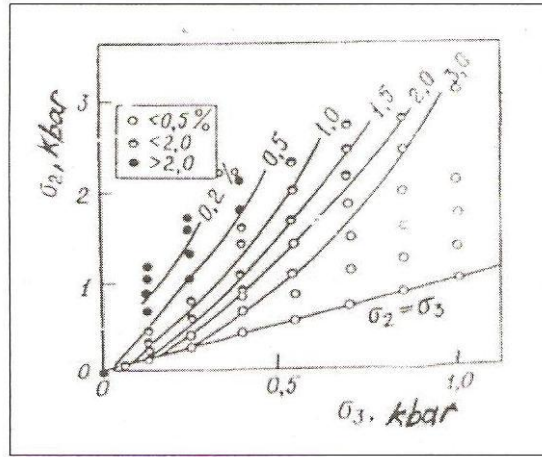
Beləliklə Oravanın müxtəlif süxurlar üçün sürtünmə haqqındakı fərziyyəsi zünü doğruldu. Bayerli qeyd edir ki, sürtünmə əyrisi və uyğun olaraq kövrək ıldan plastik hala keçid sərhədi süxurlarm tipindən asılı deyildir. Lakin ;.mdaşları üçün Myürrel tərəfindən alınmış sürtünmə əyrisi Bayerlinin əyrisinə zisbətən bir qədər başqa formalıdır. Müxtəlif müəlliflər tərəfmdən çökmə süxurlar ;ün xeyli fərqlənən keçid sərhədləri almışdır.



Şəkil 2.19. Sürtünmədə toxunan və normal gərginliklər arasmdakı əlaqə.

Bu məlumatlarm əksinə olaraq, sürtünmə haqqmda fərziyyənin tətbiqinin nümkünsüzlüyünün bir çox halları müəyyən edilmişdir. 0, şübhəsiz deformasiya əyrisinin 2.16.b şəklində təsvir olunan tipə aid olan süxurlarda kövrək haldan rlastik hala keçidini, yəni plastik deformasiya axıcılıq hüdudundan sonra süxurlarm xırdalanması və ya sürtünmə ilə əlaqədar olaraq sürüşməsi sayəsində onların axması hesabına baş verməsini izah etmək üçün yararlıdır. Bu fərziyyə 2.13.a şəklində qırılmadan əvvəl bircins plastik deformasiyalar hesabma böyük calıq deformasiyanm baş verməsi təsvir olunan əyri üçün tətbiq oluna bilməz. Sonuncu halda gərginliyin düşməsi hətta böyük qalıq deforasiyalardan sonra, yəni plastik halda baş verə bilər. Süxurların kövrək və ya plastik olması axıcılıq hüdudu və qırılma gərginliyi arasmdakı fərqdən asılıdır.

Qırılmada plastik deformasiya və gərginliyin düşməsi kəmiyyətləri tamamilə müxtəlif parametrlərdir. Bununla belə onlar yaxşı müqayisə olunur.



Şəkil 2.20. Yamaquti marməri üçün minimal σ_3 və aralıq σ_2 baş gərginliklərinin qırılmada gərginliklərin düşməsinin asılılığı.

Məsələn 2.20.-ci şəkildəki gərginliyin düşməsi (σ_3 və σ_2 asılı olaraq) 2.17.-ci şəkildəki plastik deformasiyalar üçün analogi ayrılərə çox oxşardır. Qeyd etmək lazımdır ki, kövrək haldan plastik hala keçid ancaq σ_3 artdıqda deyil, həm də σ_2 azaldıqda da baş verir. σ_2 böyük olduqca, daha böyük hidrostatik təzyiqdə kövrək qırılma baş verə bilər.

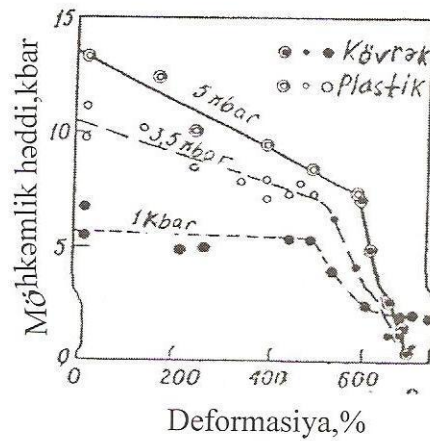
2.4. Eksperimental tədqiqatların süxurların real yatırım şəraitinə tətbiqi

Aparılmış təcrübə və sınaqların nəticələrindən istifadə edərək yerin dərinliyi haqqında təsəvvür əldə etmək olar. Bunun üçün alınmış nəticələrin düzgün yozumu və dərinliyə doğru şəraitin nə cür dəyişdiyini nəzərə almaq lazımdır.

Həqiqətən Oravan həmçinin Qırıqs və Xandin bir-birindən asılı olmayaraq göstərmişlər ki, böyük dərinliyə uyğun gələn quru süxur nümunələri çox böyük möhkəmliyə və plastikliyə malikdirlər. Bu səbəbdən belə dərinlikdə qırılmalarla

əlaqədar zəlzələlər baş verə bilməz. Bu növ faktlar eksperimental olaraq tədqiq olunmuşdur. Onlarda mühüm məlumatlar aşağıda göstərilmişdi.

Qırılmanın gərginliyi süxur boşluqlarında təzyiqdən asılıdır. Əsasən bu təsiri Tersaq tərəfindən göstərilmiş effektiv təzyiq əsasında göstərmək olar. Təzyiq boşluqlarda hidrostatik təzyiqi tarazlaşdırır, bu zaman süxurlar hətta böyük hidrostatik təzyiq zamanı zəif və kövrək olur. Bununla zəlzələnin dərin quyulara məhlulları vurulması zamanı izah etmək olar.



Şəkil 2.21 .Deformasiyanın müxtəlif qiymətlərində süxurun möhkəmliyi.

Şəkil 2.21.-də çağırılmış dehidratasiyanın serpentinitin pozulması asılılığı göstərilmişdi. 5 kbar hidrostatik təzyiq zamanı serpentinitin nümunəsi çox əzilmiş olur. Bu boşluqlarda dehidratasiya zamanı suyun ayrılması ilə əlaqədar təzyiğin artması ilə izah olunur. Belə nəticə qırılmalarda parçalanmalarla yaranmış zəlzələ zəifliyinin işlənməsi üçün çox mühümdür. Aparılan təcrübə dehidratasiya zamanı kövrəkliyin artmasını göstərir. Nəzəri olaraq kövrək qırılmanın olduğu maksimum dərinlik, mantiyanın kristallaşma suyu saxlayan ən dərin süxurları səviyyəsinə çatır.

Laboratoriya məlumatlarının təbii proseslərin məlumatları ilə 7-tuşdurulmasının mühüm faktı deformasiya sürətidir. Təbiətdə o çox geniş həddə iəvişir və bir çox hallarda aşağı qiymətə malik olur. Deformasiya sürətinin azalması süxurların zəifləməsinə və plastik hala keçməsinə səbəb olur. Bu effekt xüsusən yüksək temperatur və təzyiq şəraitində aydın əks olunmuşdur.

Beləliklə kövrək haldan plastiki hala uyğun olan hidrostatik təzyiq deformasiyanın kiçik sürətində kiçikdir.

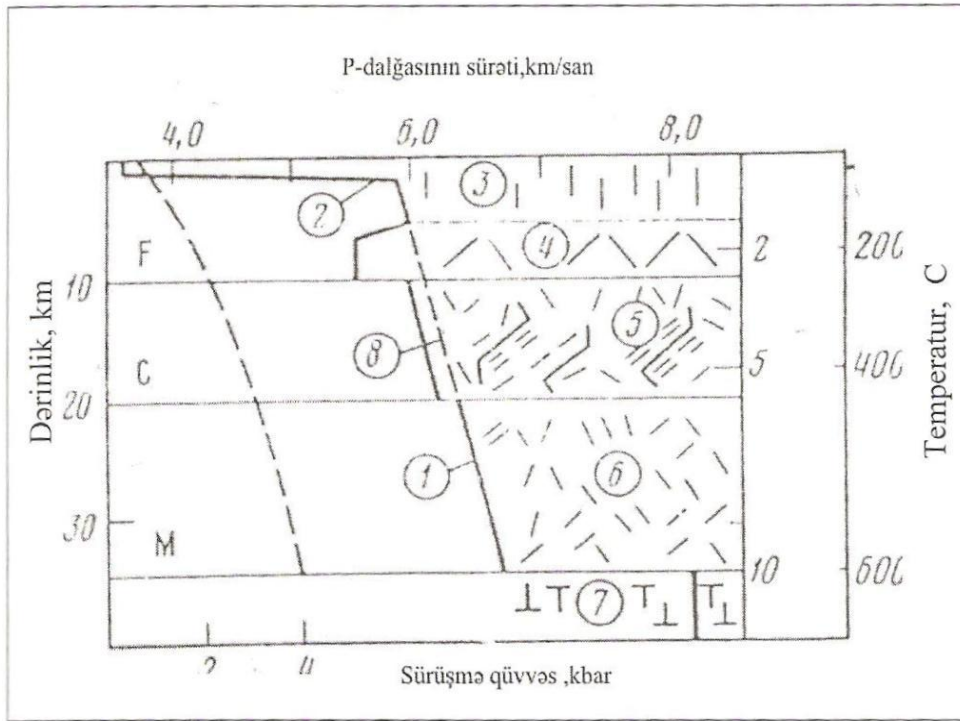
2.5. Süxurlann kövrək-dilatansion halının dərinlik hüdudlarının təyini

Zəlzələ ocaqlarının dilatansion nəzəriyyəsində dilatansiya effektinin mövcud rjnadığı sərhəddin dərinliyinin qiymətləndirilməsi vacibdir. Riyazi cəhətdən dilatansion effekt sürüşmə və həcmnin qeyri-elastiki artımının xətti rroporsionallığıdır və ya daha dar-həcmi və sürüşmə qeyri-elastiki deformasiyalar təzyiq və toxunma gərginliyinin funksiyasıdır. Bərk süxurlarda bu effekt mikro çatlar sisteminin inkişafı ilə şərtlənir və elastiklik həddini təmin etdikdə əmələ gəlir.

Yüksək temperatur və təzyiq kövrək-dilatansion çatları dəf edir. Deformasiya əqiqi-plastik xarakter alır. Plastik qeyri-sıxılma şəraitinə uyğun olan dislokasiya ^rəkətləri və başqa effektlər mikromexanizm rolunu oynayır. Mikromexanizmlərin ləyişməsi isə kövrək-dilatansion haldan əsl-plastik hala keçid göstəricisidir. iranitdə aparılan eksperimentlər göstərir ki, mineral dənələrin daxilində -ikroçatlardan dislokasiya mexanizminə keçid 600°C temperaturlarda baş verir. Ölçüləri dənələrinin ölçülərindən böyük olan çatlara həm temperatur həm də təzyiq təsir edir.

600°C temperatur və 10 kbar təzyiqdə və ya 500 °C temperatur və 15 kbar -.əztiqdə çatlar qapanır (bağlanır), deformasiya dislokasiya hesabına baş verir.

Normal kontinental qabıqda təzyiq və temperaturun paylanması haqqında -.əlumatlara görə 10 kbar təzyiq və 600°C temperatura 35 km. dərinliyə uyğun gəlir. Yer qabığının təkində kövrək-dilatansion effektin başlanması buradan baş verir. Moxoroviç (M) sərhəddindən yuxarıda süxurlar kövrək, çatlı halda olur. i:da isə deformasiya olunma plastiklik xarakteri daşıyır. Güman edək ki, süxurların laboratoriya sınaqlarında müşahidə olunan dağılma tiplərinin xarakterik növbələşməsi qabıqın daxilində də qırılmaqdadır. Klasik kəsilişlə müqayisə bu ideyanı təsdiq edir (Şəkil 2.22). Belə ki, C-Konrad sərhəddi 5-6 kbar təzyiq və 400 °C temperaturada fasiləli sürüşmədən fasiləsiz sürüşməyə, kövrək dağılmadan psevdoplastik dağılmaya iə uyğun gəlir. Konrad sərhəddindən aşağıda çatların yanları arasındakı quru sürüşmə süxurun bütöv materialının bərkliyindən dəfələrlə böyük olduğuna görə makroçatların əmələ gəlməsi istisnalıq təşkil edir. Lakin həcmnin kövrək-dilatansion fması mümkündür.



2.22. Normal kontinental qabıqda və çatlılıq zonasında uzununa dalğaların sürəti. 1- Konrad sərhəddinə düzəlişlə sürətin müşahidə olunan epyurası; 2-çökmə qatın sərhəddi; 3-şaquli qırılmalar: dalğaötürən maili çatlar zonası; 5-qranit qat deformasiyalannın (iri və xırda çatlar) lokallaşma zonası 6 -bazalt qatı psevdoplastik (xırda çat şəbəkəsi) zonası kimi; 7-eklogit üst mantiyası (həqiqi plastiklik); 8-bütöv qranitdə sürətlər epyurası; ştrixli xətt-temperatur nəzərə alınmadan bütöv qranodioritdə dilatansiyanın başlanğıcı üçün lazım olan sürüşmə qüvvələri.

Konrad sərhədindən yuxarıda dilatansiyon çatlar dağılma makroçatlarının yaranması və təsirin "kövrək" düşüşü ilə başa çatan zolaqlarda lokallaşmaya gəlir. Bu zonada çat yanlarında quru sürtünmə və bütöv süxurun möhkəmliyi eyni tərtiblidir. Bütün qeyd olunan keçidlər səlisdir. Süxurların tərkibinin iəyişməsi haqqında fərziyyələrlə yanaşı qabıqın müasir kəsilişlərinin təhlilində onları nəzərə almaq faydalıdır.

Əgər qabıqdakı toxunan gərginliklər dilatansiyon ərazilərə uyğun gəlirsə, yəni iştostatik təzyiqin xeyli hissəsini təşkil edirsə, onda miqyaslara uyğun çatlar açıq olacaqdır. Tektonik qüvvələr çatlar boyunca blokların yerini dəyişir, u\ğunlaşmadıqda dağılma əmələ gətirir. Qabıqda üç tip zəlzələ ocağı ayırmaq olar:

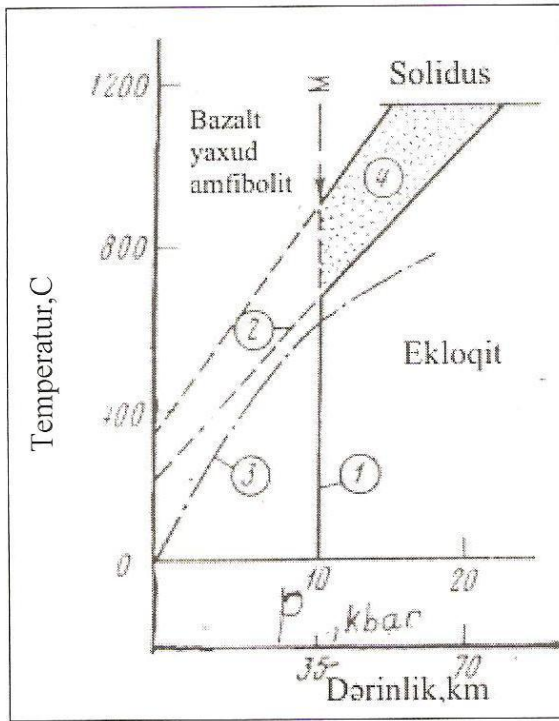
- İlk mikroçatlar (nisbətən böyük toxunma qüvvələri və kiçik təzyiqlər) olmadan makroqırılmaların əmələ gəlməsi ilə;
- Magistral qırılmaların ayrılması ilə çat əmələ gəlmə (aralı hal);
- Zəlzələ yarıqları-magistral qırılma olmadan çat əmələ gəlmə (nisbətən kiçik toxunma qüvvələri və böyük təzyiqlər.)

Aralıq hal deformasiyaların zolaqlara lokallaşmasına uyğun gəlir.

Xırda çatların ocaqda yaranması ilə əlaqədar akustik emissiya və seysmik dalğaların sürətinin 10-20 % -ə qədər düşməsi ikinci tip zəlzələlərin öncədən xəbər vericisidir və üçüncü tip zəlzələlərə uyğun gəlir. Məlumdur ki, qlobal seysmoaktiv ərazilər də qabıq sükunətli ərazilərə nisbətən bir qədər aşağı seysmik sürətlərə uyğundur. Bununla belə, digər amillər nəzərə alınmadan Moxoroviç sərhdində sürətin sıçrayışını (1,5 km/san) izah edə bilməz.

3. Su ilə təmasda süxurların səth enerjisinin düşməsi ilə əlaqədar geomateriallərin kövrəkləşməsinin maksimal dərinlikləri hələlik hidrat birləşmələrinin olduğu dərinliklərə uyğundur. Lakin belə hesab etmək olar ki, su ancaq çatların olduğu dərinliklərdə aktiv rol oynayır. Onda, Moxo sərhdində su buxarının təsirinin dərinlik həddidir. Aşağıda yerləşən plastik süxur su keçirməyən süxürdür.

Aşağıdakı səbəbə görə sürətin lazım olan sıçrayışını təmin edən bazalt, qabbro-ekloqitin, faza keçidi haqqındakı fərziyyəsini kontinental qabıq üçün qəbul etməmək: bütün qabıq üçün səciyyəvi olan temperatur və təzyiqlərdə suyun olmaması haqqında Qrin-Rinqvud faza diaqramına uyğun olaraq bazalt deyil, ekloqit stabildir. Lakin bu müşahidə olunmur. Moxo sərhdində çatların bağlanması üst mantiyanı "quru" edir. Qranat-qranuliti aralıq fazası olmadan ondakı göstərilən faza keçidi mümkün deyildir. Su buxarının hiss olunacaq təzyiqində qabıq aşağı hissəsi amfibolitlə təmsil olunacaqdır (şəkil 2.23). Qabığın özündə su buxarının sirkulyasiyası silisium oksidinin yuxarıya daşınması və Konrad sərhdində bazalt-qranit keçidi ilə əlaqədardır.



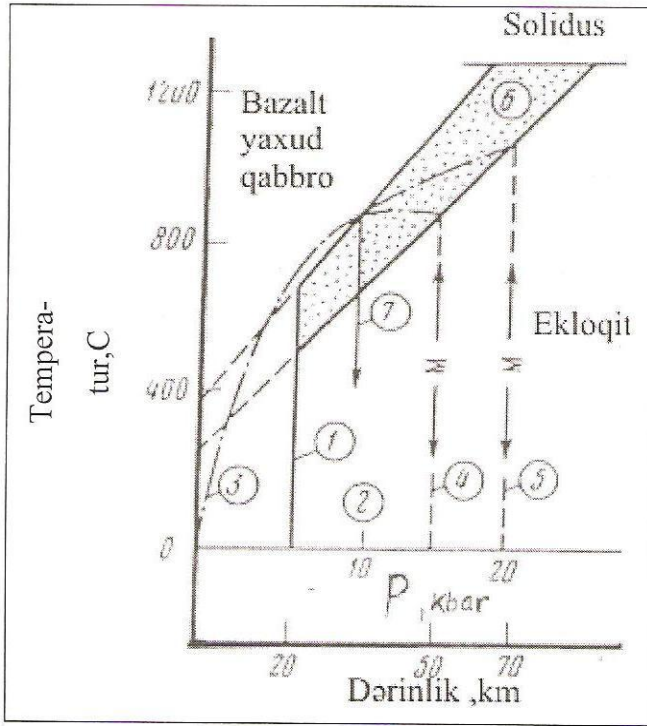
Şəkil 2.23. Normal kontinental qabıq.

1-eklogitin postulantlanan dayanıqlıq sərhəddi; 2-suyun yox olma sərhəddi; 3-geotermik qradient; 4-qranatlı qranulitin aralıq fazası.

Okean qabığımda isə olivin+su—>serpentin reaksiyası baş verir, lakin o, ancaq Moxo sərhəddindən yuxarıda gedə bilər. Lakin nəyə görə okean qabığının qalınlığı kontinental qabıqmdan xeyli azdır. Məlum izahdan başqa (Moxo sərhəddi 500°C-lik izoterm olmalıdır) digər izahda mümkündür: serpentinli süxurlar tamamilə plastikdir, yəni qranit və qabbro ilə müqayisədə xeyli aşağı təzyiqlik və temperaturda kövrək-dilatansiyon haldan plastik hala keçirlər.

Cavan qırışıq -dağlıq əylətlərində seysmoaktiv (çatlı) zona 15-20 km. dərinliyə qədər davam edir, Moxoroviç sərhdədi 50-70 km. dərinlikdə ayrılır, onlar arasında isə qabıqın plastik zonası yerləşir. Oxşar hallar dağların kökündə yüksək geotermik qradientlə izah olunur. Əslində, 20 km. dərinliklərdə 6 kbar təzyiqlik uyğun gəlir. 5 kbardan 10 kbara qədər təzyiqlərdə çatların bağlanması üçün 1000°C-dən yüksək temperatur lazımdır. Bu parametrlərlə qabbro-bazalt süxurlarının dayanıqlı (eyni zamanda plastik) halma uyğun gəlir. (Şəkil 2.24.). Su olmadıqda Moxoroviç sərhdədi, geotermik qradient əyrisinin ekloqitin davamlılıq sərhəddinin kəsişməsi ilə

təyin edilir. Bu nöqtəyə 50-70 km. dərinlik (15- 20 kbar təzyiq) və 800-1000 °C temperaturla uyğun gəlir. Bu halda bazalt və eklogit arasında qranatlı qranulit qatı olmalıdır.



Şəkil 2.24. Cavan qırıqlıq dağlıq zonada qabıq. 1-kövrək-dilatansiyon halının dərinlik həddi; 2-qabığın plastik halı; 3-geotermik qradientin iki gəimən edilən variantı; 4,5-Moxoroviç ç sərhəddinin iki variantı; 6-qranatlı qranulitin aralıq fazası; 7-qabıqda onun üst sərhəddi.

4. Aparılmış qiymətləndirmələr Moxoroviç ç sərhəddinin stabil halına uyğun gəlir. Üst mantiyanın plastik materialı böyük və nisbətən tez baş verən deformasiyalarda sükunətsiz şərait yaradır. Bu zaman kövrək dağılmaya qayıdış effekti yarana bilər (əhəngdaşmda 5 kbar təzyiqdə 40% deformasiyada). Əgər belə çatlar Moxoroviç ç sərhəddini dağıdırsa (bütövlüyünü pozursa), onda çatlar üzrə mantiyaya su daxil olacaqdır. Bu işə həcmnin xeyli artması ilə eklogit → amfibolit əks faza keçidinə gətirəcəkdir.

Yüksək təzyiq və temperaturla təmin olunan reaksiyanın kifayət qədər lazım olan sürətində ilkin çatdan maddənin tez genişlənməsi baş verər, buda onu zəlzələ ocağına çevirər.

Qabığın plastik hissəsində çatlar əmələ gəldikdə ərintilərin yuxarıya doğru soxulması mümkündür.

2.6. Dərinfokuslu zəlzələlərin fizikası haqqında eksperimental məlumatlar əsasmda bəzi mülahizələr

Dərinfokuslu zəlzələləri öyrənərkən iki əlavə problemlə üzləşilir. Birincisi çöl məlumatların kasadlığı ilə əlaqədardır. Praktiki olaraq yaxın zonanın və səthi dalğaların yayılması haqqında məlumatlardan istifadə etmək mümkün deyildir. Dərin seysmik ocaqlar haqqında yeganə informasiya mənbəyi həcmi seysmik dalğalardır. P və S dalğaların şüalanması mənzərəsinə gəldikdə, onlara görə dərinfokuslu və orta dərinlikli zəlzələlərin ocağının mexanizmi daha kiçik fokuslu zəlzələ ocağının mexanizminə analogidir. Buna görə də dərinfokuslu zəlzələlərin yaranması sürüşmə tipli müəyyən dağılmaya bəraət qazandırır, lakin bu daha kiçik zəlzələlər halında bu tipli yumuşaq dağılma olmayada bilər.

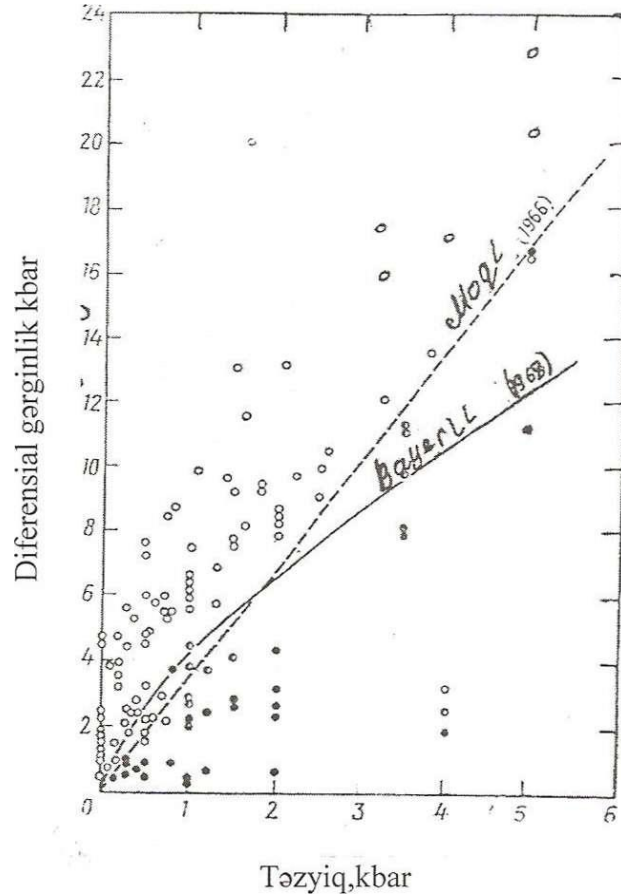
İkinci problem böyük dərinlikdə fiziki şəraitlə əlaqədardır və burada yüksək sıxılma nəticəsində aşağıdakı effektlər yaranır:

- a) Sürüşməyə mane olan həddən artıq yüksək sürtülmə;
- b) Yumuşaq plastik keçid;
- c) Plastik axında gərginliklər fərqiinin relaksasiyası.

Cefrisin, sonradan Qriqs və Xandin, Oravanın dəqiq tədqiqatları göstərdiki, sürtünmə ilə şərtlənən sürüşməyə qarşı müqavimət şübhəsiz dərinliyə proporsional olaraq yüksəlir, yəni hər hansı bir dərinlikdə o, axıcılıq həddindən və süxurların möhkəmliyindən çox ola bilər. Başqa sözlə əgər friksion dağılma baş verirsə onda, sürtünməni aşan yüksək yerdəyişmə gərginlikləri ilə yaranmalıdır. Məsələn, 600 km. dərinlikdə sürüşmə gərginliyinin səviyyəsi və uyğun olaraq süxurun möhkəmliyi ağılagəlməz dərəcədə yüksək- 400 Kbara çatır.

Qeyd olunan fərqlər bəfə nəticə almır ki, kiçik fokuslu zəlzələlərdə friksion dağılma kimi dayanıqsız davranış mexanizmini dərinfokuslu zəlzələlərə bilavasitə şamil etmək olmaz. Dərin seysmik ocaqda uyğun mexanizmləri təsvir

etmək üçün aşağıdalcı əlamətlərinə görə iki böyük qrupa ayrılan çox sayda fərziyyələr irəli sürülmüşdür. Onlarda yerdəyişmə dayanıqsızlığı mövcuddur və ya deyil. Birinci qrupu sonradan onlarda hansı kövrək və ya özülü dağılma tipindən asılı olaraq iki yarım qrupa ayırmaq olar.

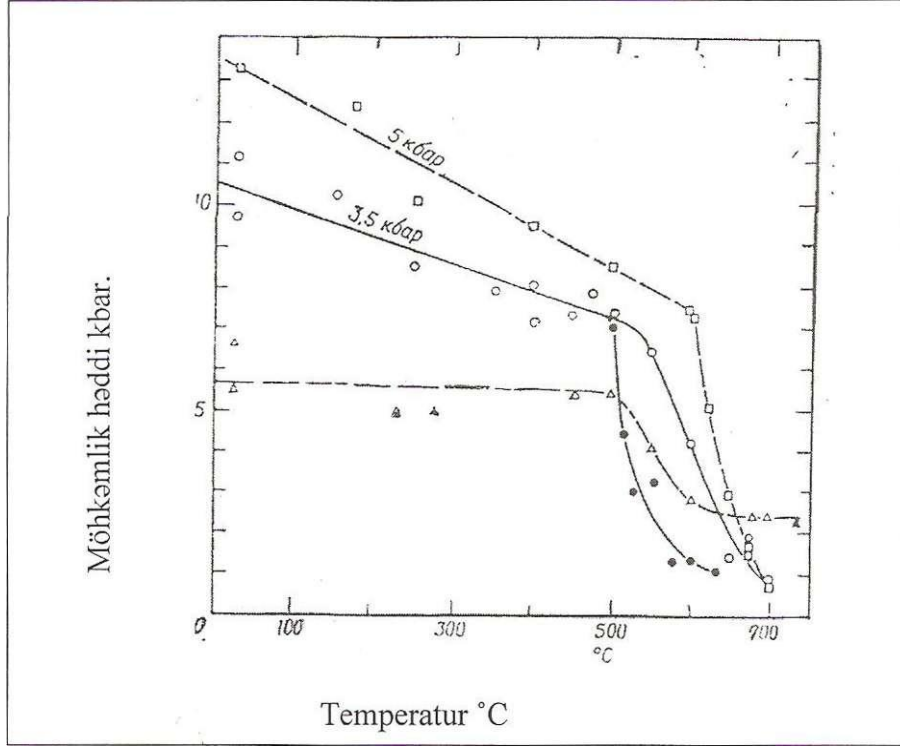


Şəkil 2.25. Silikat süxurların sıxılma təzyiqindən asılı olaraq sıxılmaya qarşı möhkəmliyi (diferensial gərginlik). Moqi və Bayerli tərəfindən qurulmuş sürtünmə məlumatlarına əsaslanan kövrək və özüllü davranış sahələri arasındakı sərhədlər uyğun olaraq ştrixlənmiş və bütöv xətlərdən ibarətdir.

Fasiləli sürüşmə: Əvvəllər fasiləli sürüşmə kiçik fokuslu zəlzələlərdə dayanıqsız davranışın əsas mexanizimi hesab olunurdu.

Sonralar Bayerli və Breys bu anlayışı genişləndirərək yüksək təzyiq şəraitində öz laboratoriya eksperimentlərində süxurların özünü aparmasına görə dərinfokuslu zəlzələlərə tətbiq etdilər. Onlar öncədən parçalanmış nümunələrdə normal gərginlik qiymətlərində 17 kbara çatan fasiləli sürüşməni müşahidə

etdilər.Fasiləli sürüşməni xatırladan kəskin titrəyiş hadisələri daha yüksək təzyiqlərdə baş vemişdi, lakin onları quru sürtünmə hesabına davamsızlığa aid etmək olarmı sualı açıq qalır.Əgər kiçik dərinliklərdə fasiləli sürüşmənin su ilə əmələ gəlməsi ilə razılaşsaq, bu effekt ~100-2001on.dərinlikdə məhdudlaşacaqdır.Çünki burada mineralların dehidratlaşması tam olacaqdır.



Şəkil 2.26. Müxtəlif temperatur və təzyiqlərdə iki müxtəlif ərazinin antiklitli-xrizolitli serpentinitlərinin möhkəmlik həddi.Dehidratlaşma nəticəsində başlanan sərtliyin düşməsi (azalması) aydın görünür.

Dehidratlaşma: Rayle və Parersonun eksperimentləri təstiqləyir ki, mayenin təzyiqi serpentinitlərin kövrək davranış sahəsinin sərhədlərini daha yüksək təzyiq tərəfə genişləndirir. Bu effekt serpentinitin dehidratlaşmasının fundamental xassəsi ilə izah olunur.Həqiqətən nisbətən aşağı temperaturlarda elastiki davranış görünür,

gərginliyin kəskin düşməsi ilə səciyyələnən kövrək davranış daha yüksək temperaturlarda dehidratlaşma ilə başlanır.Bu mexanizmin izah edilməsi üçün aşağıdakı nəzəriyələr təklif olunmuşdur

a) Dehidratlaşma məsamə təzyiqini artırmış və effektiv sıxılma təzyiqini aşağı salmışdır. Uyğun olaraq dənələrin sərhədlərində sürtünmə azalır ki, bu sürüşmə yaradır.

b) Dehidratlaşarkən ayrılan su mövcud olan çatlarm səthində isladıcı rolunu oynayır

c) Əgər qriffits çatlarmda dehidratlaşma varsa, onda çatlarm həcmnin artması kövrək dağılmaya səbəb olmaqla təpələrində lokal dartılma yaradar.

Hər hansı bir halda dehidratlaşmanın dərin süysmik ocaqlara şamil edilməsi geofizikanın fundamental sualına gətirir. Su saxlayan mineralın mantiya dərinliklərində olması mövcuddurmu və orada dehidratlaşma baş verirmi? Bu haqda aşağıda verilən fəsildə bəhs ediləcək.

III FƏSİL

Dərinfokuslu seysmikliyi izah edən modellərin təhlili

Ən çox dağıntı və tələfatı törədən hiposentri litosferin üst qatında olan zəlzələlərdir. Lakin bəzən dərin fokuslu zəlzələlər də ciddi təhlükə yarada bilərlər. Məsələn: 1940, 1977, 1986-cı illərdə ocağın dərinliyi 100 km-ə yaxın olan Rumıniyada baş vermiş və dağıntılara səbəb olmuş zəlzələni misal göstərmək olar. Bundan başqa ocağın dərinliyi 120 km olan Avaçinsk körfəzində 1971-ci ildə baş vermiş seysmik hadisəni göstərmək olar. Və bu səbəbdən dərin fokuslu zəlzələlərin baş vermə səbəblərini və ocaqda baş verən proseslərin mahiyyətini bilmək lazımdır.

Dərin fokuslu zəlzələlərin mexanizminin izahı üçün litosferdə baş verən zəlzələlərin mexanizminin tədqiqi bir sıra çətinliklərlə üzləşir. Belə ki, dərinlikdə baş verən zəlzələlərin ocaqlarına təsir edən gərginliyin qiymətləndirilməsindən müəyyən olunub ki, yarılmamanın əmələ gəlməsi və yarılmaya boyu sürüşməni təmin etmək üçün (yülcək təzyiq şəraitində) o çox zəifdir. Eksperimental məlumatlara əsasən [5] məlumdur ki, normal şəraitdə süxurda çatma yaranması üçün ~ 100 Mpa gərginlik tələb olunur. Təzyiq artdıqca isə bu rəqəm sürətlə artır. Bundan əlavə hazır yarılmaya boyu sürüşmənin baş verməsi və quru sürtülmənin müqavimətini dəf etmək üçün 10 QPa gərginlik tələb olunur. Lakin yarılmamanın tərəfləri arasında "yağlayıcı" təbəqə nəzərdə tutularsa yuxarıda qeyd olunan çətinliklər aradan qalxar.

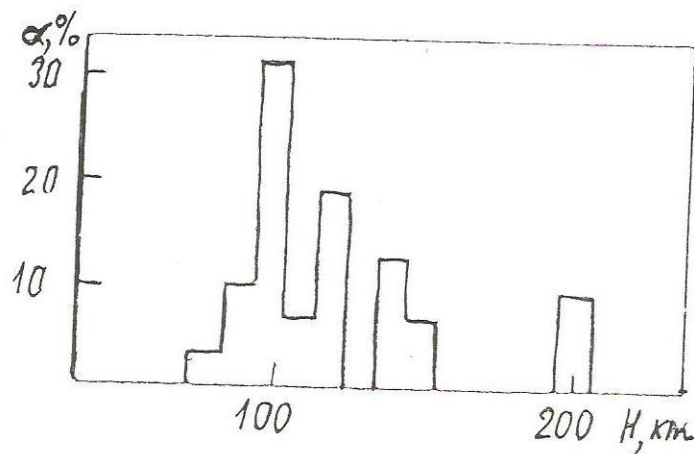
Ayzerks və Molnarm məlumatlarına görə dərin fokuslu zəlzələ ocaqlarında daha çox sıxılma oxları plitənin batan müstəvisinə paralel istiqamətlənmişdir. Mak-Kenzinin fikrinə görə dərin fokuslu zəlzələlər sürtünmə əmsalı çox kiçik olan bircinsli mühitdə qırılma ilə əlaqədardır. Kiçik sürtünmə əmsalı hamar qırılma səthini göstərir. Əvvəllər hərəkət zamanı sürtünmə gərginliyinin qırılmadakı son gərginlikdən yüksək olması fikri söylənilmişdir. Bu iki müddəanı müqayisə etməklə belə bir nəticəyə gəlmək olar ki, dərin fokuslu zəlzələ ocağında hərəkət zamanı sürüşmə gərginliyi tamamilə götürülür, bu isə süxurların əriməsi rolunu haqqında fikri qətiləşdirir.

Bütün nəticələr ilkin xarakterlidir, belə ki, gərginliyin düşməsinə və effektiv gərginliyi qiymətləndirərək xətalara nəzərə almaq lazımdır. Dərin fokuslu zəlzələləri izah edən konkret model olmasada, mövcud modellərin təsnifatına nəzər salmaq. Hal-hazırda onları şərti olaraq üç tipə ayırmaq olar:

1. "Yağlama" effektini nəzərə alan modellər
2. "Kimyəvi" modellər
3. "Faza keçidləri" modelləri.

3.1. "Yağlama" effektini nəzərdə tutan modellər

Aralıq seysmikliyin genezisi ilə bağlı olan su və digər uçucu maddələr dərin zəlzələ ocaqlarında demək olar ki, rol oynayırlar. Gömülmüş litosferdə daha geniş yayılmış susaxlayan komponentlərin dehidratasiyası üst 150-200 km. və 400-800°C-də baş verir. Azad olunan su isə plitəni asanlıqla tərk edir və adaqövsü blokun üst mantiyasına daxil olur. Seysmik aktivliyin 100-300 km. intervalında dərinliklə azalması və aktiv vulkanların sayının Benyof zonalarmın bu intervalda azalması inkişaf edən dehidratasiya ilə yaxşı korrelyasiyadır (Şəkil 3.1.).



Şəkil 3.1. Vulkanik ocaqların sayının altda yerləşən Benyof zonasının dərinliyindən asılı paylanması (vulkanizmin daha intensiv izodərinliyi üçün).

Flüidin əsas susuz mənbəyi CaCO_3 hesab olunur ki, o da $1000\text{ }^\circ\text{C}$ temperaturada CaO və CO_2 parçalanır. Lakin kalsitlər çökmə qatm tərkibinə daxilirlər və bu qatı təşkil edən süxurlar görünür kifayət qədər çox dərinliklərə daxil olurlar.

Sadalananlardan belə qənaətə gəlmək olar ki, 300-350 km. dərinliklərdə enən plitələrdə nəzərə çarpacaq sərbəst flüidlərin olmasını təxmin etmək üçün heç bir əsas yoxdur. Hər halda 350-400 və 500-600 km. dərinliklərdə uçucu maddələrin seysmikliyin maksimumuna təsirini çətin izah etmək olar.

Qriqs və Beyker ilk dəfə belə modeli 1968-ci ildə təklif ediblər. Onlar qırılma müstəvisində maddənin qismən əriməsi ideyasını irəli sürdülər. Bu ideya görə termiki aktivləşmiş axarlıq süxurların axmasına gətirir. Energetik baxımdan belə proses mümkündür. Lakin elastiki deformasiya enerjisinin istiliyə çevrilməsi üçün elastiki enerjinin dissipasiyası ilə müşayiət olunan yerdəyişmələrin mövcudluğu vacibdir. Buradan belə nəticə çıxır ki, böyük dərinliklərdə quru qırılma üzrə sürüşmə mümkün deyildir. Bu mexanizm qırılma müstəvisində plastik axm baş verdikdə təsir göstərə bilər.

Oravana əsasən dərin zəlzələ ocağında yerdəyişmənin hasan baş verməsi dayanıqsız sürüşmənin inkişafına əsaslanır.

Bu mülahizənin məğzi ondadır ki, bərk cismin adi şəraitdə qeyri-elastiki deformasiyası onun möhkəmlənməsinə səbəb olur. Bu da kristallik strukturun müxtəlif növ pozulmaların əmələ gəlməsi və onların qarşılıqlı təsiri ilə bağlıdır. Yerində dərin qatlarında isə belə pozulmalar baş vermir. Ona görə ki, maddənin möhkəmlənmə effekti müşahidə olunmur. Deformasiya enerjisinin dissipasiyası ilə əlaqədar olan temperaturun qiyməti deformasiyanın tezləşməsinə şərait yaradır.

Sadalanan modellər ardıcılıqla aşağıdakı təsiri göstərə bilər. İlk öncə dayanıqsız sürüşmə inkişaf edir, sonra isə sürüşmə müstəvisində qismən ərimə baş verir. Lakin yüksək təzyiqli şəraitdə mütəhərrik üfqi yerdəyişmənin genezisini izah etməyə imkan verməsinə baxmayaraq, təhlil olunan bu modellər geofiziki

məlumatlarla uyğunlaşmır. Təsvir olunan mexanizmin reallaşması maksimal üfqi yerdəyişmə deformasiyası və temperatur olan ərazilərdə mümkün ola bilər. Belə ərazilərə ilk növbədə ənənə plitənin üst sərhədi aiddir. Lakin 50-70 km.-dən başlayaraq görünür ki, bu sərhəd aseysmikdir. Plitənin az deformasiya olunmuş daxili soyuq hissələrində qismən ərimənin inkişafı daha az güman edicidir. Bunda başqa təhlil olunan modellər müəyyən dərinliklərdə zəlzələnin konsentrasiyasını izah etmir.

Təsvir olunan mexanizmin mövcudluğu subduksiya edən plitənin üst sərhəddinin aid olduğu maksimal sürüşmə deformasiyası və temperaturu olan sahələrdə ehtimal olunur.

3.2. Kimyəvi modellər

Dərinlik seysmikliyinin kimyəvi modeli ilk dəfə mantiyada seysmik ayrılma sərhədlərinin kimyəvi təbiyyəti haqqında təxminlərə əsaslanır. Modelin mahiyyəti ondan ibarətdir ki, ayırma sərhəddində yuxarıda və aşağıda sıxlıqlar fərqi mövcudluğu, mantiyanın aşağı horizontlarına batan litosferin nüfuz etməsini çətinləşdirən səddə çevrilir. Ehtimal olunur ki, sərhəd (sədd) sahəsində plitə intensiv olaraq deformasiyaya məruz qalır və dağılır. Bu, uyğun dərinliklərdə seysmikliyi şərtləndirir.

Bu modelə görə 230 və 670 km. dərinliklərdəki sərhədlər əsas sədd rolunu oynayır. Yuxarı sərhədi ancaq köhnə, soyuq və bunun nəticəsində ağır ekloqit saxlayan plitələr kəsir. Bütün plitələr üçün 670 km. dərinliyə uyğun sərhəd keçilməz güman olunur.

Bu modelin əmsal cəhəti ondan ibarətdir ki, o, 230 və 670 km. dərinliklərdə seysmiklik maksimumlarının mövcudluğunu izah edir və təqribən plitənin düşməsi üzrə istiqamətlənmiş, dərin zəlzələ ocaqlarında sıxılma gərginliklərinin üstünlüyü haqqında nəticə ilə uyğunlaşır.

Lakin bir çox işlərdə [11,12] bu modelin petroloji məlumatlarla uyğunlaşmadığı göstərilmişdir. Batan plitələr üçün 670 km. dərinliklərdə sərhəddin qeyri keçiriciliyi haqqdakı təxminlərdə təsdiq olunmamışdır, belə ki, litosfer plitələrinin 1000 km.-ə qədər nüfuz etməsi haqqında məlumatlar vardır.

3.3. Faza keçidi modelləri

Faza keçidəri modeli dərinfokuslu zəlzələləri genezisini mineral maddələrdə fiziki-kimyəvi çevrilmələr prosesi ilə əlaqələndirir. Bu modelin inkişafına təkan verən əsas amillərdən biri seysmikliyin maksimumlarının mantiyada, yəni mineralda baş verə bilən faza çevrilişlərinin dərinlikləri ilə korrelyasiya olmasıdır.

Bu model V. Kalinin başda olmaqla bir qrup alimlər tərəfindən irəli sürülüb. Beləki dərinfokuslu seysmikliyin maksimumları 350-400 və 500-650 km. dərinlikdə təsadüf edir. Bu dərinlikdə ənənə plitənin daxilində baş verməsi güman edilən faza keçidlərinin sərhədləri yerləşir. Onlardan müvafiq olaraq olvin - β -faza və $\beta \rightarrow$ faza $\gamma \rightarrow$ spinel \rightarrow postspinel keçidlərini qeyd etmək olar.

Rinqvuda (1982) əsasən ənənə litosfer plitəsinin qalınlığı 5-6 km. olan bazalt qatından təşkil olunub. Onun altında (20-30 km.) harsburgit qatı, 10 km.-ə qədər lertsolit qatı və 50 km.-ə qədər prolit qatından ibarətdir. Alt üç qat əsasən olvin, piroksin və qranatlardan ibarətdir və onların nisbi miqdarı ilə fərqlənir.

Piroksenin qranata keçidi böyük maraq kəsb edir. Bu keçid 200-500 km. dərinlikdə müşahidə oluna bilər. Piroksen-qranat polimorf keçidinin sərhəddi tərkibində Al_2O_3 miqdarı çoxaldıqca 550 km dərinlikə yaxınlaşır.

350-410 km. dərinlikdə olvin $\beta \rightarrow$ fazaya çevrilə bilər. 480-550 km intervalında spinelə keçir. Sonra isə 650 km.-ə qədər dərinlikdə postspinel fazasına keçir.

Güman edilir ki, faza ayrısının sərt meyilliyi nəticəsində olvin $\beta \rightarrow$ faza və $\beta \rightarrow$ faza $\gamma \rightarrow$ spinel çevrilməsi xeyli böyük dərinlik intervalını əhatə edir. Bir çox müəlliflərin hesab etdiyi kimi, bu çevrilmələr üçün faza ayrısının meyilliyi müsbət

olduğundan ,plitədə tarazlaşmış faza sərhədi val formasıdır və onun ən çox qalxmış hissəsi plitənin soyuq daxili sahələrinə uyğundur.

Bəzən digər müəliflər tərəfdən müsbət və mənfi faza ayrısının iki alternativ variantına baxılır.

A.Rinqvuda görə piroksenlər və qranatlar qrupunda ən mühüm çevrilmələrə 200km-dən 550 km-ə qədər geniş intervalda qranatm,təqribən 600 km.dərinliklərdə ilmenit və perovskitin əmələ gəlməsini aid etmək lazımdır.Bu nalda Al_{2O_3} _ün miqdarından asılı olaraq dərinlik üzrə yuyulmuş piroksen -qranat xəçidi Al_2O_3 -ün yüksək konsentrasiyasında 200 km dərinliyə, aşağı konsentrasiyasında 550 km dərinliyə yer dəyişəcəkdir.

Çevrilmənin digər ardıcılığı okean tipli yer qabığına xasdır.Belə güman edilirki, 100 km. dərinliyə qədər intervalda bazalt və amfibolit komplekslərinin ekloqoliltləşməsi baş verir.100 km.-dən bir qədər aşağıda kvars-koesitə,300 km.də isə stışovitə çevrilir.

Böyük dərinliklərdə okean tipli qabıqın maddəsi perovskitə,ilmenitə və bir sıra digər fazalara çevrilməsi güman edilir.

Yuxarıda qeyd olunanlara əsasən görünür ki, faza çevrilmələri ilə seysmikliyin maksimumları arasındakı korrelyasiya,həmçinin dərin zəlzələlərin ripostrlərinin plitə daxilində yerləşməsin faza çevrilmələri ilə zəlzələ arasında səbəbli əlaqənin olması ilə izah oluna bilər.

Eyni zamanda qeyd etmək lazımdırki,bərk cisimdə faza çevrilişi dedikdə hər hansı materialın temperatura və təzyiğin dəyişilməsi nəticəsində öz kimyəvi tərkibini və kristallik strukturunu dəyişməklə başqa minerala çevrilməsi nəzərdə tutulur.

Əgər bu çevrilmə yalnız mineralın strukturunun dəyişilməsi ilə nəticələnərsə ona polimorf keçid deyilir.Bərk cisimdə baş verən çevrilişlərin geofiziki effekti əksər hallarda obyektin həcmnin dəyişilməsində, çevriliş zamanı möhkəmliyin azalmasından ,sonra isə yeni fazanın ilkin fazadan mexaniki xassələrinin fərqiindən, faza sərhəddinin sürətlə hətəkətindən və s. ibarətdir

Fərz olunurki, kimyəvi tərkib baxımından bircinsli və özündə iki polimorf modifikasiyanı ayıran faza sərhəddi olan bərk makroskopik cism qeyri-hidrostatik gərginlik sahəsində yerləşir. Əgər cisimin temperaturası yüksəkdirsə faza çevrilişi kiçik həcmdə və tədricən baş verdiyindən səthəddin hərəkət sürəti və gərginlik sahəsinin dəyişməsidə tədricən baş verəcəkdir. Faza keçidi zamanı cismin plastikliyinin artması nəticəsində ümumi gərginlik sovrulacaq. Buradan aşkar ^örünür ki, gərginliyin belə yenidən paylanması zəlzələlərin səbəbi ola bilməz.

dəyişilməsi metastabil fazanın yaranmasına səbəb olur ki, onunda stabil fazaya keçidi sıçrayışvari ,yəni tez müddətli proses şəklində baş verir. Bu proses xarici termodinamik şəraitin tədricən dəyişməsi şəraitində o zaman baş verir ki, yeni əmələ gələn fazanın konsentrasiyası artdıqca faza keçidinin sürətinə avtokatolizə təsir göstərsin. Yəni bir növ stimullaşdırır.

Nəticə etibarlı ilə faza sərhəddinin böyük sürətlə hərəkəti bu prosesdə böyük həcmi iştirakına səbəb olur və bu öz növbəsində seysmik hadisənin səbəbi ola bilər.

Eksperimental şəraitdə müəyyən olunub ki, faza sərhəddinin yerdəyişmə sürəti həcmi tutarlı dəyişməsi ilə səciyyələn keçidlər üçün 100 sm/s ,əks halda isə səsin sürətinə bərabər ola bilər.

Dərinfokslu zəlzələ ocaqlarının əsas modellərinin təhlilini yekunlaşdıraraq aşağıdakıları qeyd etmək olar.

1. "Yağlama" effektini nəzərə alan modellər ocaqda hərəkətin yerdəyişmə (sürüşmə) xarakterli olduğunu izah edir, lakin seysmikliyin maksimumlarının faza çevrilmələri dərinliklərinə təsadüf edilməsini açıqlamır.
2. Faza keçidi modelləri zəlzələ ocaqlarını bu dərinliklərlə bağlayır və episentrlərin ənənə plitənin daxilində yerləşməsini izah edir. Lakin hərəkətin yerdəyişmə xarakterli olmasını açıqlamır.

IV FƏSİL

Dərinfokuslu zəlzələ ocaqlarının modeli

Xarici qeyri - hidrostatik gərginlik sahəsində yerləşən, kimyəvi tərkibinə görə bircins olan makroskopik cismi nəzərdən keçirək. Tutaq ki, cismin daxilindən iki polimorf modifikasiyanı bir - birindən ayıran faza sərhədi keçir. Kifayət qədər yüksək temperaturda o zaman ki, çevrilmə prosesinin sürəti kiçilməyib termodinamik şəraitin dəyişməsi faza sərhədinin kvazitarazlı hərəkətinə gətirir. [3] əsasən susuzlaşdırılmış silikatlarda bu proses $T=800-900^{\circ}\text{C}$ temperaturlarda gedir. Faza keçidi zamanı maddə daha plastik olur. Ona görə də faza ayrılımları sərhədinin yerdəyişməsindən asılı olaraq ona təsir göstərən qırılmaya səbəb olan gərginliklər plastik deformasiya ilə götürüləcəkdir.

Aşkardır ki, bu halda gərginliyin tədricən yenidən paylanması baş verməsi zəlzələyə gətirib çıxarmalıdır. Bu hala [14] işində baxılıb.

Əgər cismin temperaturu yüksək deyilsə və bərk cisim çevrilməsinin sürəti kiçilibsə, onda P, T - şəraitinin dəyişməsi metastabil fazanın əmələ gəlməsinə səbəb olur. Bunun stabil modifikasiyaya çevrilməsi -sıçrayışvari, daha dəqiq desək, sürətli selə oxşar proseslər halında baş verə bilər.

Bərk cisim çevrilməsinin sıçrayışvari rejiminin və bəzən bu halda yaranan yerdəyişmənin dayamqsızlığının inkişafına misal olaraq bir çox müəlliflər [15, 16 və b.] işlərində yazmışlar. Bu zaman daxili şərait kiçik sürətlə və eyni bərabərlikli dəyişir. Bərk cismin çevrilməsinin sıçrayışvari rejiminin (xarici şəraitin sürətli dəyişməsi olmadığı halda) yaranmasının əsas şərti- C' ilə yeni yaranan fazanın konsentrasiyası $-C$ arasında əks münasib əlaqənin olmasıdır. Bu cür əlaqə lokal termodinamik şəraitin və çevrilmə parametrlərinin dəyişməsi yolu ilə yaranan yeni faza reaksiyasının sürətinə katalitik təsir göstərdiyi zaman mümkün ola bilər. Sel əmələgətirən prosesə təsir edən nisbətən sadə tənlik aşağıdakı şəkllə malikdir:

$$C'=a+bc \quad (1)$$

burada müsbət a və b əmsalları termodinamik şəraitdən və çevrilmə parametrlərindən asılıdır. a və b əmsallarının qiymətini çevrilmə sürəti üçün olan daha ümumi tənlikdən (2) almaq olar:

$$C^{\bullet} = R_0 \left[\frac{kT}{\hbar} \right] \exp[-(\Delta\varepsilon + P\Delta V)/(RT)] \exp\left(\frac{\Delta S}{R}\right) \{1 - \exp[-\Delta G/(RT)]\} (1-c)$$

Faza keçidinin həqiqi vəziyyətinin tarazlıq vəziyyətindən çoxda fərqlənməməsi halını əsas və Aö-ni kiçik qiymətlə götürərək (2)-ni sadələşdirək.

$$1 - \exp[-\Delta G/(RT)] \cong \Delta G/(RT) \quad (3)$$

Bundan sonra (2) düsturunu aşağıdakı şəkilə düşər.

$$C^{\bullet} = \frac{R_0}{hN_0} \Delta G \exp\left[-\frac{\Delta E - T\Delta S + P\Delta V}{RT}\right] (1-c)$$

Burada A - verilmiş P və T -də uyğun olaraq aktivləşmiş və metastabil vəziyyətdə fiziki qiymətlər arasında fərqi ifadə edir. Sistemi xarakterizə edən fiziki parametrlər onun vəziyyətindən asılı olduğundan, metastabil fazanın ilkin mərhələsi ilə kifayətlənmək olar.

Bunun üçün C - konsentrasiyasının azlığından istifadə etməklə (4) tənliyinin sağ tərəfini C -nin dərəcələrinə görə sıraya ayırmaq və birinci dərəcələrlə kifayətlənmək lazımdır. C- üçün ifadənin (1) ilə müqayisəsindən a və b əmsalları üçün qiymətləri tapmaq olar. Lakin fiziki qiymətlərin ifadəsinə daxil olan bu ədədi qiymətlər (xüsusilə konsentrasiyaya görə törəmə) çox da məlum deyil və yaxud heç məlum deyil. Ona görə də P, T şəraitində Yer in mantiyasından

minerallarda avtokatalitik seləmələgələn çevrilmələrin yaranma şəraitini nəzərə almaq hal - hazırda mümkün deyil.

Göstərilən müzakirələr Benyof zonalarda da xarici termodinamik şəraitin tez - tez dəyişməsinin olmadığı haldakı təsəvvürlərdən irəli gəlir. Doğurdan da temperatur və təzyiq kimi xarici faktorlar Benyof zonalarda çox yavaş dəyişirlər. Ona görə də onlam dəyişməsi bərk cisim çevrilməsinin özünün avtolcatalitik effektsiz gedirsə, bu dəyişmə çevrilmənin sürətinin gözlənilmədən artmasına gətirib çıxarmır. Digər hal gərginlik vəziyyətinin mümkün variasiyalarıdır. Belə ki, [17, 18] işlərində subduksiya sürətinin nisbətən yüksək tezlikli variasiyalarının əlamətləri qeyd olunmuşdur ki, onlar da, eyni zamanda gərginlik vəziyyətinin dəyişməsinə uyğun gəlməlidirlər. Gərginlik vəziyyətinin sürətli dəyişmələri sistemi sürətli kinetika halına gətirə bilər və bununla da bərk cisim çevrilmələrinin yaranmasına təşəbbüs göstərir. Bundan başqa gərginliyin qeyri - hidrostatik komponentinin dəyişməsi, (4) ifadəsinə daxil olan bir sıra parametrlərinin ədədi qiymətinin dəyişməsinə səbəb olur. Bu da prosesin kinetikasına öz təsirini göstərir. Nəzəri olaraq bu sual zəif tədqiq olunub. Lakin qeyri - hidrostatik gərginliyin bərk cisim çevrilmələrinin sürətinə təsir göstərən eksperimental məlumatlar mövcuddur.

Söylənilən fikirlərdən belə nəticəyə gəlmək olar ki, Benyof zonalarda faza çevrilmələrini diskret olaraq, yəni birdən - birə sıçrayışlar halında baş verə bilər. Lakin burada yaranan deformasiyanın üfqi yerdəyişmə xarakterli olduğunu demək olmaz. Əvvəldə söylənilənlərə əsasən belə demək olar ki, mikrostruktur çevrilmələri zamanı - maddə daha plastik olur. Bu halda çevrilmənin zəbt etdiyi oblast reoloji yanaşmada özünü effektiv özüllüklü mayeyə analogi olaraq aparır.

$$y = \frac{1}{R} \frac{V}{\Delta V} \frac{1}{c} \quad (5)$$

Yenidən keçidlə aktivləşmiş nazik mustəvi faza sərhədi halını nəzərdən keçirək və ona bitişik olan - sabit faza bloklarının sərhədi boyu nisbi yerdəyişmənin sürətini qiymətləndirək.

$$\theta = \sigma \delta h / y \quad (6)$$

(5), (6) -də nəzərə alsaq, alarıq:

$$\theta = R(\sigma / J)(\Delta V / V)c^\circ \delta h \quad (7)$$

Tutaq ki, faza keçidi r - vaxtı ərzində baş verir. Onda $c^\circ \cong 1/\tau$ və $\delta h \cong v_f \tau$ olar (burada v_f – çevrilmə prosesi zamanı faza sərhədinin xarakterik yerdəyişmə sürətidir). $\sigma \cong J$, $\Delta V \cong 0,1$, $R \cong 10$ qiymətlərinə yazaq. Bu halda (7)

ifadəsindən alarıq:
$$v = v_f \quad (8)$$

Beləliklə, çevrilmə prosesində faza sərhədi boyu yerdəyişmənin sürəti ilə faza ayrılımları sərhədlərinin yerdəyişməsinin sürəti müqayisə olunandır. Faza sərhədlərinin yerdəyişmə sürəti geniş hədudlarda dəyişir həcmi böyük dəyişmələri ilə keçid zamanı onlar 10" sm/san [19 və b.]; sıxlıq az dəyişməsi ilə keçid üçün isə səs sürətinə yaxınlaşa bilər. Bu qiymətlər seysmik məlumatlar əsasında müəyyən olunmuş dərin zəlzələ ocaqlarındakı yerdəyişmənin sürəti ilə üst- üstə və $\leq 10^2$ sm/san təşkil edir [20, 21].

Təhlil olunan model çərçivəsində dərin zəlzələlərdə üfiqi və həcmi yerdəyişmə deformasiyalarının rolunu qiymətləndirmək mümkün olur. Faza keçidi zamanı sıxlıq dəyişməsinə əsaslanan və sərhədin normalma doğru istiqamətlənən maddi hissəciklərin yerdəyişmə sürəti təqribən $(\Delta V / V)v_f$ bərabərdir.

Bu qiyməti (8) ifadəsindəki sərhəd boyu tangensial yerdəyişmə sürəti ilə müqayisə edərək, alırıq ki, dərin zəlzələrdə deformasiyanın həcmi komponenti üfqi yerdəyişmədən 10% çoxluq təşkil edir. Qeyd etmək lazımdır ki, bu model dərinfokuslu seysmikliyi subduksiya zonaları ilə əlaqələndirir, mantiya maddəsinin mikrostruktur çevrilmələri dərinliyinə uyğun gələn zonalarda ocağın konsentrasiyasını izah edir, ocaqda hərəkətlərin üfqi yerdəyişmə xarakterinin fiziki mexanizmini açıqlayır və seysmogen gərginliyin az olmasını izah edir. Beləliklə bu model əvvəldə qeyd olunan dərinfokuslu seysmikliyin bütün xarakterik xüsusiyyətlərinə cavab verir.

V FƏSİL

Dərinfokuslu seysmikliyin geodinamik proseslərlə əlaqəsi

Son illərdə aparılmış tədqiqatlar təsdiq edir ki, aralıq okean silsiləsində mantiyanın qalxması zamanı yaranmış okean qabığı və litosfera nov-ada qövsləri sistemi altında, mantiya dərinliyində əksinə hərəkət zamanı udulur, dağılır və ya dəyişilir. Soyuq litosferin mantiyaya soxulması modeli qurulmuşdur. Bu model adalar qövsündən kontinentin altına soxulmuş plitəvari sahələrin -Benyof zonasının seysmoloji məlumatlarına əsaslanmışdır.

Nov -qövs sisteminin ilkin yerləşməsi səbəbi məlum deyildir. Ola bilsin ki, bu kənar kontinentlərlə və ya qeyri-adi qolun bazalt qabığının inkişafı ilə əlaqədardır. Belə fikir yürüdülmür ki, litosfer plitəsinin batması səbəb bazalt qabığının alt hissəsinin eklogitə ($p=3,5$) çevrilməsi hesabına baş vermiş qravitasiya davamsızlığıdır. Plitələrin temperatur rejiminin təhlili göstərir ki, plitənin daxili temperaturu ətraf mantiyaya nisbətən daha aşağı olur. Temperatur rejiminin belə qeyri-bərabərliyi çox güman ki, süxurlarda bir çox dəyişikliyin yaranmasına gətirə bilər. Eyni zamanda plitə digər növ geodinamik proseslərin təsirinə məruz qalır. Yer daxilində baş verən geodinamik proseslərin dərinfokuslu seysmik hadisələrin yaranmasına təsiri barədə sonrakı araşdırmalarımızda bəhs edəcəyik.

5.1. Subduksiya zonalarının seysmogen və qeyri-seysmogen hissələrinin fərqinin fiziki-geoloji mənşəyi

Dərinfokuslu zəlzələ modelinin özünü doğrultmasının birbaşa meyarı, onun seysmogen və qeyri - seysmogen subduksiya zonaları izah etmə qabiliyyətidir. Təhlil olunan model çərçivəsində dərin zəlzələlərin genezisinin, vacib metastabil fazasının yaranmasına səbəb olan bərk cisim çevrilməsi prosesinin tormozlanmasıdır. Enən plitələrdə çevrilmənin tormozlanması və ya tarazlıq xarakteri ilk növbədə onların temperaturuna əsaslanır. Mantıyaya 45°C altında və 8 sm/il sürətlə daxil olan plitənin temperatur rejiminin hesablanması göstərmişdir ki, plitədə 350 km dərinliyə qədər də temperatur 600°C -yə, 600 km -də isə 900°C -yə yaxın saxlanıla bilər. Bu hesablamalar Benyof zonalarında seysmik dalğaların müşahidə olunan sürət sahəsinin nəticələrinin interpretasiyası ilə təsdiqlənir. Beləliklə Benyof zonalarının seysmogen hissələrində temperaturun güman olunan qiymətləri kiçik qiymətlərə yaxın variasiya edir ($800 - 900^{\circ}\text{C}$). Bu qiymətlərdən yuxarıda, əvvəldə şərh olunan eksperimental məlumatlar əsasında qeyd olunduğu kimi, silikatlarda faza çevrilmələri tormozlanmır. Buradan belə qənaətə gəlmək olar ki, verilmiş enən plitədə zəlzələlərin olması onun temperaturuna əsaslanıla bilər. Bu fərziyyəni yoxlayaq.

Plitənin temperaturu əsasən onun enmə sürəti və qalınlığına görə təyin edilir. Buradan belə nəticə çıxarmaq olar ki, plitədə hər hansı bir kritik subduksiya sürəti olmalıdır ki, onda dərinfokuslu zəlzələ baş versin. Subduksiya sürətinin kiçik qiymətlərində plitə ehtimalən temperatur qədər qızır ki, metastabil fazanın yaranması mümkün deyildir qədər imkan olmur və beləliklə burada zəlzələ baş verməz. Bu fərziyyəni yoxlamaq üçün [22] də müxtəlif plitələrin subduksiya sürətləri müqayisə olunmuş və onlarda müxtəlif dərinliklərdə zəlzələlərin mövcudluğu göstərilmişdir. [22] məlumatları əminliklə sübut edir ki, dərin zəlzələlər üçün 7 sm/il kritik subduksiya sürəti mövcuddur. Zəlzələlər üçün bu sürət 3 sm/il qədərdir.

Dərin zəlzələlərin yayılması haqda daha tam məlumatların istifadəsi («Мировой Каталог» 1928-1984) bəzi dərinfokuslu seysmik rayonlarda məlumatların detallandırılması həyata keçirməyə imkan verir. Xüsusi maraq kəsb edən ərazilər Cənubi Amerika və İspaniyada alınmış nəticələrdir. Bu rayonların seysmikliyini təfərrüatı ilə nəzərdən keçirək.

Cənubi Amerikada dərinfokuslu seysmiklik jelob boyu qeyri-bərabər paylanmışdır. Bununla dərin zonanın bütün uzantısı boyu subduksiya sürəti demək olar ki, sabitdir. [23] də göstərildiyi kimi hərəkət edən plitə bir sıra iri qırılmalarla yarılmışdır ki, onlarda bir çox yerdəyişmələr baş vermişdir. Bunun nəticəsində enən plitənin yaşında kəskin variasiyalar yaranmışdır. Dərinfokuslu zəlzələlərin inkişaf etdiyi sahələrdə litosfer bloklarının daha qədim yaşlı hissələrinin enməsinə uyğun gəlir. Verilmiş halda subduksiya sürətinin sabit olması ilə plitənin temperaturunu müəyyən edən faktor onun qalınlığı hesab olunur. H qalınlığı yalnız xüsusi hallarda faktiki məlumatlar əsasında müəyyən oluna bilər. Adətən onun hesablanmasında solidusun səthi yerdəyişməsinin plitənin soyuma prosesində həll olunan məsələsindən çıxış edirlər. Bu həll [24] şəklinə malikdir:

$$H = a\sqrt{t} + b \quad (9)$$

Burada t - litosferin verilmiş hissəsinin geoloji yaşıdır; a , b - reper nöqtələri arasında müəyyən olunan parametrlərdir.

[24] əsasən (9) ifadəsi okean tipli plitənin qalınlığının dəyişməsi tendensiyasını yaxşı təsvir edir.

Buradan belə qənaətə gəlmək olar ki, okeanik litosferin daha qədim və qalın hissələri yavaş hərəkət edəcəkdir. Belə isə burada metastabil fazanın əmələ gəlmə şəraiti daha uzun müddət saxlanacaq və dərin zəlzələlər baş verəcək. Bu Cənubi Amerikada öz yerini göstərmişdir. Məsələn gətirilənə təhlil [23] nəticələri ilə sübut

olunur. Bu işlərdə göstəriləndəki zəlzələnin maksimal dərinliyi enən plitənin yaşının artması ilə artır.

İkinci dəqiqləşdirmə İspaniyanın cənubunda dərinfokuslu zəlzələlərlə bağlıdır. Burada 1954 və 1973 - cü illərdə 640 və 634 km dərinliklərdə baş verən iki təkan qeydə alınmışdır. Bu rayonda başqa dərin zəlzələlər qeyd olunmamışdır. Baxmayaraq ki, seysmik məlumatlar əsasmda şimal istiqamətdə meyil etmiş yüksək sürətli plitə aşkar olunmuşdur. Hal - hazırda Aralıq dənizi hövzəsində subduksiya sürəti cəmi 1 - 3 sm /il təşkil edir ki, bu da kritik subduksiya sürəti 7 sm/il dən çox kiçikdir. Beləliklə adı çəkilən iki zəlzələ istisna hesab edilir və alınmış empirik asılılıqla uyğunlaşmır. İşçi hipotez kimi belə güman etmək olar ki, keçmişdə (Afrika və Avropa plitələrinin ilkin toqquşması mərhələsində) subduksiya sürəti daha böyük olmuşdur və bununla əlaqədar Benyof zonalarının dərin hissələrində nisbətən aşağı temperatur saxlanılmışdır. Sonda qeyd edək ki, dərin zəlzələlərin temperaturdan asılı mənşəyi prosesindən asılılığı haqda anoloji nəticə [25] göstərilib ki, burada fərqli təsəvvürlər əsasında alınmışdır ki, - plitədə zəlzələlərin baş verməsi temperatur $800 \pm 1000^{\circ}\text{C}$ çatdıqda kəsilir. Qeyd olunan temperatur əvvəldə adıçəkilən temperaturların qiyməti ilə yaxşı uyğunlaşır ki, ($800 - 900^{\circ}\text{C}$) ondan yuxarı temperaturlarda susuzlaşdırılmış silikatlarda polimorf çevrilmələr tormozlanmır. Alınmış nəticə müəyyən dəqiqləşdirmə tələb edir. Məlumdur ki, 300-400km dərinliklərdə bir sıra Benyof zonaları aseysmikdir. Lakin bir səviyyədən aşağıda və yuxarıda bir çox zəlzələlər qeydə almır. Belə zonalara Peru, Çili, eləcədə çox güman İber, Yeni Britaniya, Salamon adaları və Yeni Zelandiya zonasının şimal qurtaracağı aiddir [3].

Seysmiklikdə fasilənin yaranması ya enən plitənin ayrı - ayrı seqmentlərə paralanması, yaxud da uyğun Benyof zonalarında olivin-şpinel çevrilməsinin inkişaf etməməsinə əsaslanıb. Birinci fərziyyə faktiki materiallarla təsdiq olunmayıb. İkinci variantı müzakirə edək.

Yuxarıda qeyd olunduğu kimi olivin $\rightarrow\beta$ şpinel çevrilməsi 4% -dən çox suyun iştirakı olduqda reallaşmır. Belə ki, bu şəraitdə aşağı təzyiqlərdə olivin enstatit və

kip hidrosilikata çevrilir. Beləliklə, olivin $\rightarrow\beta$ faza keçidinə uyğun gələn dərinlik intervalında zəlzələlərin olmaması burada suyun yüksək miqdarda iştirakı ilə izah olunur. 250 - 300km dərinliklərə qədər plitənin yüksək sulaşması adi dərinliklərdən fərqli olaraq daha böyük dərinliklərdə subduksiya zonalarından flüidin intensiv ayrılmasma şərait yaradır. Bu zaman yaranan vulkanik qurumlar həmçinin Benyof zonalarının daha dərin hissələrinə uyğun gəlməlidir. Aktiv zonalarda vulkanların altında Benyof zonalarının dərinliyi haqda məlumatlar söylənilən fərziyyə ilə yaxşı uyğunlaşır. Bu da 300 - 400 km dərinlikdə seysmik aktivliyin kəsilməsinin fərz olunan mexanizmin doğruluğunu sübut edir.

5.2. Zəlzələlərin təkrarlanması ilə dərinlik kvaziqırılma zonalan arasında əlaqə

Yuxarıda baxılan dərinfokuslu zəlzələ modeli enən litosfer plitələrində faza keçidi zonalarının mövcudluğu - ilə bağlıdır. Faza keçidi prosesində maddənin spesifik xassələrinin olduğundan bu zonalar mexaniki zəifləmiş hesab olunur və onlarda dərinfokuslu zəlzələlərin ocaqları konsentrasiya olunur. Analogiyaya görə yüksək seysmikliklə xarakterizə olunan səthi qırılma zonaları ilə yüksək seysmiklikli dərinlik zonalarını kvaziqırılma zonaları adlandıraraq. Buna baxmayaraq onlarda hər hansı real qırılma və çatlarm olmasını güman etmirik. Daha maraqlı kəsb edilən hal dərinlik boyu kvaziqırılma zonalarının daha detal yerləşməsinin müəyyən olunmasıdır. Adı çəkilən dərinlikdə qeyd olunan zəlzələlərin ümumi sayı ilə seysmikliyin izah olunması seysmik rejimi (daha zəif hadisələrin qeydiyyatının çətinliyindən) kifayət qədər dəqiq göstərmir. Azad olunan seysmik enerji əsasən güclü zəlzələdən təyin olunur ki, bu da daha güclü hadisələrin nadir halda təkrarlanması zamanı təhrif olunmuş mənzərəni və onların maqnitudunun təyininə xəta verə bilər. Bu səbəbdən seysmik rejimin təsvirinin optimal halı yaxşı qeyd olunan və çox tez - tez təkrarlanan orta güclü hadisələrdir. Buna uyğun olaraq Quttenberq -Rixterin təkrar olunan zəlzələlərin təkrarlanması qanununun parametrlərini seçilmişdir. Bir sıra tədqiqatlar göstərdi ki, bu sadə

empirik əlaqə məkan və zamanda seysmik rejimin variasiyasını tam ayırmağa imkan verir.

Təkrarlanan zəlzələlər qanunu iki analoji düstur şəklində yazıla bilər:

$$\lg N = a + bM \quad (10)$$

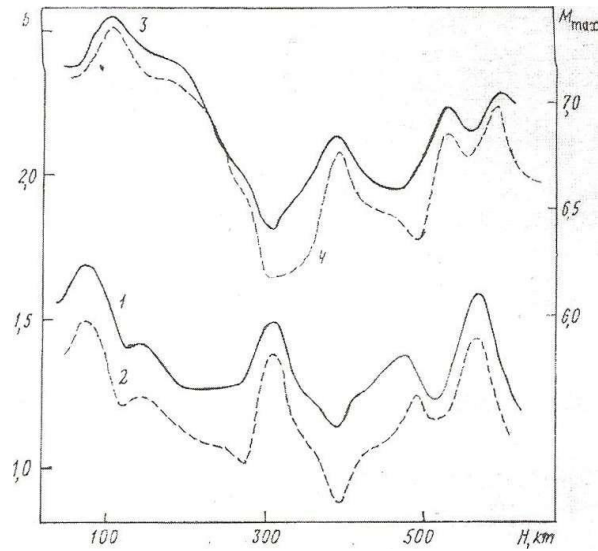
burada N - M -dən böyük maqnitudalı zəlzələlərin sayı və

$$\lg n = a' + b'M \quad (11)$$

burada n - $M \pm \Delta M$ intervalında yerləşən zəlzələlərin sayıdır. a , b və a' , b' ədədi parametrləri ən az kvadratlar üsulu ilə müəyyən olunur və mantiyanın hər 40 km qalınlıqlı layında zəlzələlərin təkrarlanma qanununun hər iki düsturu üçün ayrılıqda hesablanır.

b və b' parametrlərinin H dərinliyindən asılılığı şəkil 5.1.-də göstərilib .

Şəkildən görünür ki, b və b' - in dərinlikdən asılılığı praktiki olaraq evnidir. Parametrləri müəyyən etmək üsulundan gözlənilədiyi kimi v - nin qiyməti b' -dən az yoxdur. $b(H)$ və $b'(H)$ asılılıqlarının xarakterik xüsusiyyətlərindən onların qeyri - monoton və 50 - 70, 300 - 320, 460 - 520 və 560 - 580 km dərinliklərdə statistik əhəmiyyət kəsb edən maksimumların olmasıdır. Birinci üç maksimum aşağı seysmiklikli zonalarla yaxşı uyğunlaşır ki, onlar da kiçik. aralıq və dərin ocaqların oblastlarını ayırırlar. Ən axırmcı, dördüncü maksimumun seysmik rejimlə əlaqəsinə bir qədər sonra baxılacaq. [26] da təsvir olunmuş və hal - hazırda uğurla istifadə olunmuş b parametrlərinin interpretasiyasına əsasən belə demək olar ki. b - nin qiyməti ədədi qiymətə seysmik proseslərlə əhatə olunmuş oblastın fraktal ölçülərinin yarısına yaxındır.



Şəkil 5.1. Zəlzələnin təkrarlamna qrafikinə parametrələrinin dərinlikdən asılılığı. 1. 2 - b və b' müvafiq olaraq (10) və (11) düsturları ilə hesablanması 3.4 - müvafiq olaraq M_{max} və M'_{max} hesablanması.

Bu interpretasiya çərçivəsində güman olunur ki, forşok aktivliyi üçün xarakterik olan b -nin azalması hazırlanan əsas təkan müstəvinin sahəsində dasılmalann konsentrasiyasına uyğun gəlir. Zəlzələdən sonra b -nin qiymətinin artması bütün seysmogen həcmi dolduran pozulmaların inkişafı ilə bağlıdır. Şəkil 5.1.-nə əsasən belə söyləmək olar ki, dərin zəlzələlər üçün maksimumlar orta qiymətlə $b \approx 1,5$ -ə, minimumlar isə $b \approx 1$ -ə uyğun gəlir.

Deyilənlərə analogi olaraq b parametrinin qiymətini seysmik prosesin fraktal ölçüləri ilə əlaqələndirsək alarıq ki, zəlzələlərin maksimumlarına və ayrılan seysmik enerjiyə uyğun gələn dərinlik intervallarında seysmiklik iki ölçülü seysmogen qeyri - bircinsliklərin varlığı ilə bağlıdır. Bu maksimumlar arasında seysmiklik az müntəzəm, həcmə görə daha bərabər paylanmış xarakterə malikdir. Zəlzələnin maqnitudunun dərinlikdən asılı olaraq daha təbii alınmasının maksimal mümkün halı daha güclü hadisələrdən alınmış məlumatlar hesab olunur. Belə yanaşma [27] də reallaşdırılıb. Kuril - Kamyatka regionu və Sakit okean seysmoaktiv zolağı təmsalında maksimal qeyd olunmuş zəlzələ maqnitudunun dərinlikdən qeyri monoton asılılığı aşkarlanıb. Lakin belə

yanaşma istifadə olunan məlumatların ortalaşdırılmasına baxmayaraq, ayrı-ayrı maqnituda və dərinliyin qeyri - dəqiq təyin olunmasına çox həssasdır.

Bu şərti nəzərə alaraq [28] işdə başqa yanaşmadan istifadə olunmuşdur. Bu zəlzələlərin təkrarlanması qanununa əsaslanıb.

Aşağıdakı düsturdan M_{\max} -u təyin edək:

$$M_{\max} = a/b \quad (12),$$

hansı ki, (10) -dan formal $N=1$ və $m=M_{\max}$ şərtindən irəli gəlir. M_{\max} üçün bu cür əlaqə (11) -dən də alırıq. (10) və (11) qanunauyğunluqları seysmik rejimi ona qiymətləndirir və daha güclü zəlzələlərin təkrarlanmasını nəzərə almadıqlarından M_{\max} və M'_{\max} -un alınmış qiymətləri real qeyd olunmuş zəlzələnin ən böyük maqnitudundan bir qədər fərqlənə bilər. Baxılan məsələ üçün belə fərqlənməyə böyük əhəmiyyət kəsb etmir.

Şəkil 5.1 -də $M_{\max}(H)$ və $M'_{\max}(H)$ -in dərinlikdən asılılığı hesablanmışdır.

Orta kvadratik xəta M_{\max} üçün 0.12 və M'_{\max} üçün isə 0.19 təşkil edir. Şəkildən görüldüyü kimi bu asılılıqlar bir - birinə xarakter baxımından yaxındır. Bunu nəzərə alaraq gələcəkdə yalnız $M_{\max}(H)$ və $b''(H)$ asılılıqlarına baxılacaq və bu zaman həmçinin $M''_{\max}(H)$ və $b'(H)$ da nəzərdə tutulacaq. Dünyəvi məlumatlara əsaslanan alınmış $M_{\max}(H)$, əsas etibarilə [27] regional məlumatlarla uzlaşır. Hər iki halda kəskin qeyri monoton qeyri - monoton xarakterli asılılıq müşahidə olunur. Maksimal mümkün maqnitudaların dərinliklə bəzi azalmaları və asılılıqların maksimumlarının dərinlik intervalına uyğunluğu təqribən - 300-450 \ ə 500 - 650km -dir. Şəkil 5.1.-də verilmiş $M_{\max}(H)$ və $b(H)$ asılılıqlarını müqayisə edərək görürük ki, $M_{\max}(H)$ -m ən böyük oblastları yüksək seysmikli horizontla \ ə $b(H)$ asılılığının minimumları ilə üst - üstə düşür. Başqa sözlə desək daha güclü dərinfokuslu zəlzələlər yüksək sıxlıqlı zəlzələ ocaqları ilə xarakterizə olunan iki ölçülü kvaziqırılma zonalarına uyğun dərinliklərdə baş verir. Alınmış

qanunauyğunluq baxılan dərin fokuslu zəlzələ modeli ilə tam uyğunluq təşkil edir və onun sübutuna empirik hesab olunur.

Alınmış qanunauyğunluğun vacibliyini nəzərə alaraq, ümumi qaydadan kəna: görünən hal üzərində dayanaq. Şəkil 5.1.-dən göründüyü kimi, yüksək seysmiklikli 500- 650km dərinliyə uyğun layda 560 - 580km dərinlikdə kəskin b H maksimumu iştirak edir. İstifadə olunan interpretasiyaya görə b(H) maksimum., aşağı seysmik aktivliklə əlaqədardır. Həmin bu intervalda $M_{\max}(H)$ qrafikində zəi: minimumun yaranması, həmçinin seysmik aktivliyin azalmasına dəlalət etməlidir. Zənnimizcə, $M_{\max}(H)$ və b(H) asılılıqlarının verilmiş xüsusiyyəti ənənəvi yanaşmadan fərqli olaraq, istifadə olunan bu üsulun yüksək imkanlarını izah edir. Bu üsulda asılılıqların qurulması ayrılan enerjinin dərinliyinə və zəlzələlərin sayına əsaslanıb. Aseysmik layın əmələ gəlməsi /β-şpinel və şpinel-postşpinel keçidiəri arasındakı faza qırılması ilə əlaqədar ola bilər. Əvvəldə qeyd olunduğu kimi belə çevrilmələr tərkibində $(Fe, Mg)_2 \cdot SiO_4$ olan minerallarda məhz bu dərinliklərdə bəzi verir [12].

5.3. Subduksiya zonalarında seysmotektonik proseslərin modeli

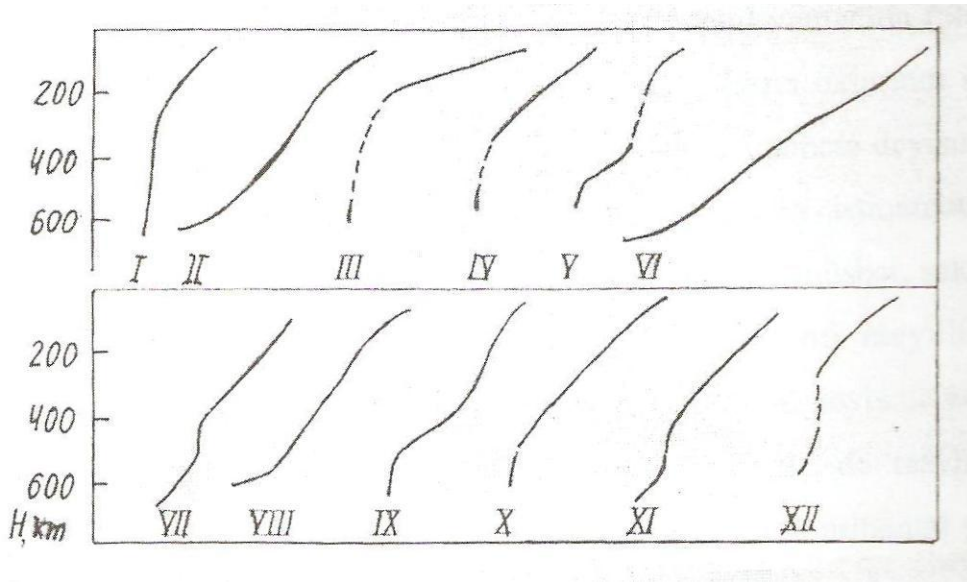
Benyof zonalarında zəlzələlərin hiposentrlərinin fəza yerləşməsi ənənəvi litosfer plitələrinin həndəsi formasının qeyri-adi olmasını göstərir. Ənənəvi plitənin formasının hesablanması bir çox faktorların olmasını tələb edir və çox mürəkkəb məsələdir. Müxtəlif Benyof zonalarına aid olan bu formaların yalnız bir elementini nəzərdən keçirəcəyik. Söhbət plitənin enməsi dərəcəsiindən asılı olaraq, onun üfəqə yönəlmiş meyil bucağının kəskin dəyişmələrindən gedir.

İlk dəfə dərin seysmofokal zonaların sınıması Benyof tərəfindən 1954-cü ildə aşkar edilmişdir. Lakin onun istifadə etdiyi materialda bir çox xətlər olduğundan belə nəticənin doğruluğuna şübhə yarandı. Benyof zonalarında sınıma zonalarının mövcudluğunu daha çox faktiki materialla Ayzek və Molnar sübut etmişlər. Sonradan digər müəlliflər tərəfindən də alınmışdır [5]. Şəkil 5.2.-də müxtəlif Benyof zonalarında vertikal kəsilişlər göstərilmişdir. Şəkildən görüldüyü kimi bəzi dərinliklərdə plitələr sanki öz meyil bucağını sıçırayışla dəyişərək sınırlar. Sadə həndəsi qiymətləndirmədən belə demək olar ki, plitə əyilmə yerində on faizlərə çatan böyük defonnasiyaya məruz qalır. Deməli plitənin kifayət qədər dar deformasiya olunan hissəsi hududunda maddə anomal yüksək plastikliyə malik olmalıdır. Fəza lokallaşmasma və plitənin materiallarının reoloji xassəsinin bu qədər dəyişməsinin daha təbii səbəbi onun maddəsində fəza keçidinin olması ola bilər.

Plitənin sınımasının daha detal prosesini fəza ayrısının müsbət meyilliyi ilə fəza keçidi misalında nəzərdən keçirək. Bu halda plitənin daxilində fəza ayıran sərhəd vəl formasına malikdir. Plitənin enməsi zamanı fazalara ayıran sərhəd mantiyaya nisbətən tərpənməz qalır. Plitənin maddəsi isə bu sərhədi keçərək bir fazadan digərinə keçir. Çevrilmə zamanı maddə anomal plastik olduğundan plitənin daxilindəki fəza sərhədi hərəkətin asan baş verdiyi səthə çevrilir. Əyilmə momentinin təsiri, ilə ayrılma sərhədinə üstədən və altından təmasda olan plitə seqmentləri bir - birinə nəzərən sürüşürlər, bu da plitənin sınımasına gətirib çıxarır.

Şəkil 5.3-də bu prosesin sxemi göstərilmişdir. Qırıq - qırıq oxlarla sahillərin nisbi yerdəyişməsi göstərilmişdir.

Bundan əvvəl baxılan dərinfokuslu zəlzələ ocağı modeli də faza çevrilmələri prosesində plitənin plastikliyinin dəyişməsinə və fazaları ayıran sərhəd boyu hərəkətə əsaslandığı üçün bu iki modeli subduksiya zonalarının dərinlik hissəsində seysmotektonik proseslərin kompleks modelində cəmləşdirmək təbii olardı. Belə kompleks model çərçivəsində plitənin sınıması kimi, zəlzələ də eyni bir faza ayrılması sərhədinin səthinin hərəkəti nəticəsində baş verir. Bu isə onu göstərir ki, plitənin dönməsinin elementar aktları zəlzələlərlə müşayiət olunmalıdır. Belə ki, bu cür zəlzələlərin ocağında hərəkətin istiqaməti enən plitənin əyilməsinin istiqaməti və faza əyrisinin tarazlıq vəziyyətindən meyl bucağının qiyməti ilə müəyyən olunur.



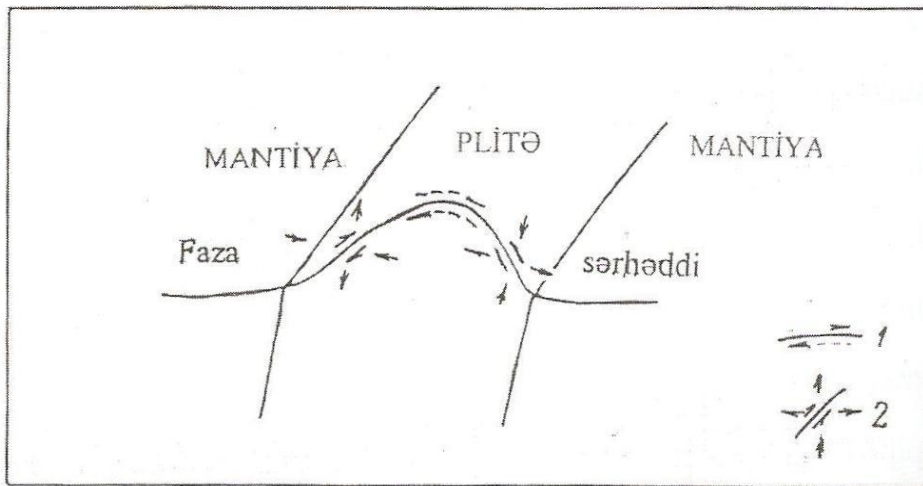
Şəkil 5.2. Bir sıra Benyof zonalarının morfolojiyası.

I-Marian; II-İdzu; III- Peruan; IV – Yeni Zelland; V-Somolin; VI- Band dənizi; VII-XI Tonga-Kermadək; XII-Yeni Britaniya

Şəkil 5.3.-də iki zəlzələ ocağında hərəkətin nəzəri istiqaməti göstərilib. Onlardan biri ayrılma sərhədinin səthinin böyük bucaq altında okeanik yamacına (plitənin sağ tərəfi), digəri isə bu səthin hamar kontinental yamacına

(plitənin sol tərəfi) uyğun gəlir. Hər bir zəlzələ üçün sıxılma və gərilmə oxlarının istiqaməti göstərilmişdir. Aydındır ki, plitənin meyl bucağının əks istiqamətə dəyişməsi və ya faza əyrisinin digər işarəsində zəlzələ ocağında hərəkətin istiqaməti dəyişir. Şəkil 5.4.-də mümkün dörd hal göstərilmişdir: Şəkil 5.4.a, b müsbət, şəki 5.4.c, -d isə faza əyrisinin mənfi meyl istiqamətinə uyğundur. Mənfi meyillik halında plitənin daxilində ayrılma faza sərhədinin səthi aşağı üfqi yerdəyişmə edir və çala formasına malikdir ki, bu sxematik olaraq şəkil 5.4.c, d -də təsvir olunub. Şəkil 5.4.a-d -dəki sol sxemlər ayrılma sərhədinin səthinin kontinental yamacında yerləşən zəlzələ ocaqlarında hərəkətin və uyğun olaraq sıxılma və gərilmə oxlarının istiqamətini göstərir. Bu şəkillərin sağ sxemləri həmin səthin okeanik yamacında yerləşən ocaqlara aiddir. Qeyd edək ki, jelob boyu plitənin əyilməsi zamanı ocaqda hərəkətin fəza istiqamətlənməsi şəkli daha mürəkkəb olacaq. Xüsusi ilə hərəkətin komponenti şəkil 5.3. və 5.4.-ün müstəvisinə normal olacaq.

Seysmotektonik proseslərin kompleks modelindən belə nəticəyə gəlinir ki, dərinlik kvaziqırılma zonalarını müəyyənləşdirmək subduksiya zonalarının formalarının kəskin dəyişməsi faza çərçəməsi ilə mümkündür. Model yüksək seysmikliyin faza korrelyasiyasını və plitənin kəskin sınımlarını, eləcə də dərin zəlzələlərin fokal mexanizmlərinin və plitənin dönməsinin istiqamətinin uyğunluğunu nəzərdə tutur.



Şəkil 5.3. Enən litosfer plitəsində fazaları ayıran sərhəd yaxınlığında baş verən hərəkətlərin sxemi

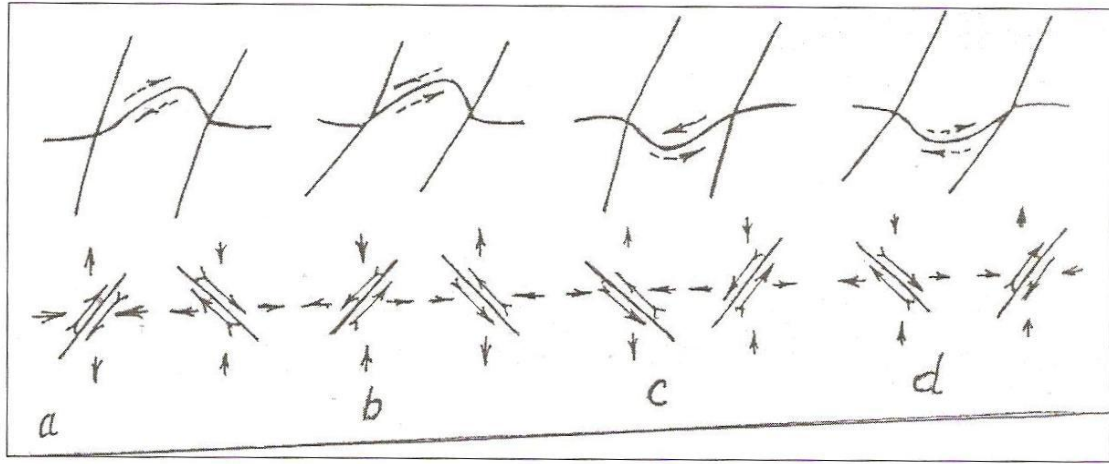
1-sürüşmənin istiqaməti; 2 – fokal mexanizmlər.

5.4. Benyof zonalarının morfolojiyasının məlumatlarma əsasən kvaziqınlmaların aşkarlanması

Benyof zonalarının forması bu zonaların şaquli kəsilişi müstəvisində zəlzələrin hiposentrinin yerləşməsi ilə öyrənilmişdir. Yeni Zelandiya, Cənub: Amerika, Yaponiya, Kuril - Kamçatka, Marian, Tonqa - Kermadek və Rvukyu Benyof zonalarının uzantısmm perpendikulyar istiqamətidə onlarla profil qurulmuşdur. Pofillərin qurulması zamanı Dünyəvi kataloqlardan istifadə olunmuş və yalnız dərinliyi 60 km-dən az olmayan ocaqlar nəzərə alınmışlar. Benyof zonalarının kəsilişləri dərin dəniz jelobunun oxundan ləçən şaquli müstəvidə. dərinlik - məsafə koordinatlı birmənalı proqramlama qurulmuşdur. Kəsilişlərin qurulması metodikasını və alınmış nəticələr [29] işin əsasında, şərh olunmuşdur Kuril Benyof zonasının morfolojiyasını bir çoxları tərəfindən tədqiq olunmuşdur [30, 10] işlərində təqdim olunan geniş profillər, Kuril zonasına perpendikulyar halda istiqamətləniblər. Profillər boyu sınımlar qeyd olunmayıb, yalnız dərinliklə zonasının meyilliyinin artması göstərilib. Qeyd edək ki, [31] məlumatlarma əsasən Benyof zonalarının sahəsi laylanmaya görə bircins deyillər. Benyof zonalar: sahəsinin morfolojiyasına görə fərqlənən bir profilə proyeksiyalama zamanı yaranan təhrifləmə izah etmək olar [32] də göstərilən Kuril jelobuna kəsişən istiqamətdə olan bir çox ensiz profillər (100 km -ə qədər eninə) Benyof zonasının sınımlarını ayırmağa imkan verirlər. Belə halda bu, hər bir ayrıca profil informasiyanın azlığı nəticəsi kimi izah edilə bilər.

Göstərilən məhdudiyyətləri nəzərə alaraq dərin dəniz jeloblarmın düz xətt kəsilişinə uyğun Benyof zonaları təsdiq olunmuşdur. Kuril jelobunun mərkəz: hissəsi iki belə diizxətli kəsimə malikdir və onlar 43.5 və 45.0°N və 46.0 və 50.5°N arasındadır. Şimal kəsiminin uzunluğu 700 km , cənub isə 350km -ə

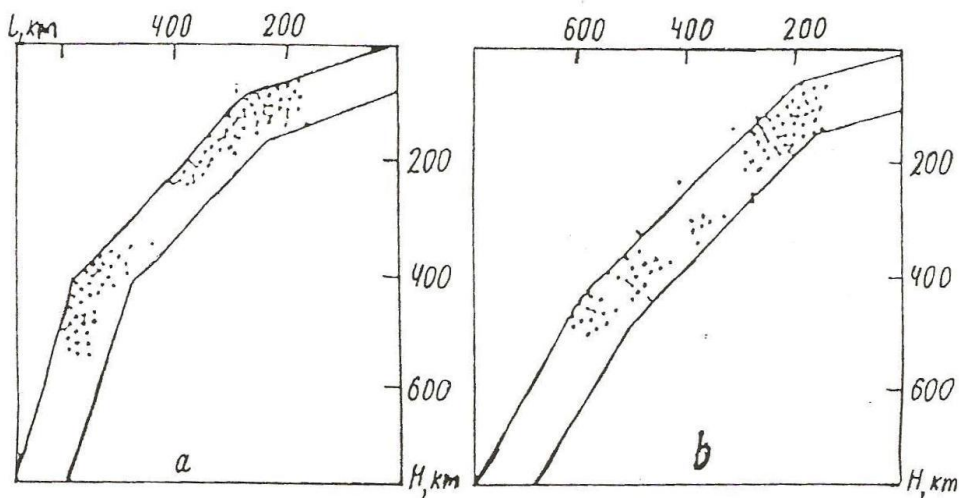
qədərdir. Öncə Benyof zonasına kəsişən istiqamətdə olan dar (110 km enlikdə) profilləri nəzərdən keçirək. Bəzi dar profillərdə Benyof zonasının aşağı hissəsində pitənin sımması qeyd olunur, lakin ayrı - ayrı profillərdə ocaqların sayının az olmasından bunu tam müəyyənliliklə söyləmək olar. Kuril Benyof zonasının morfolojiyası haqda adekvat təsəvvür almaq üçün daha geniş profillərdən istifadə etmək lazımdır.



Şəkil 5.4. Enən plitədə seysmodeformasiya prosesinin mümkün sxemi (işarələr şəkil 5.3-də verilib)

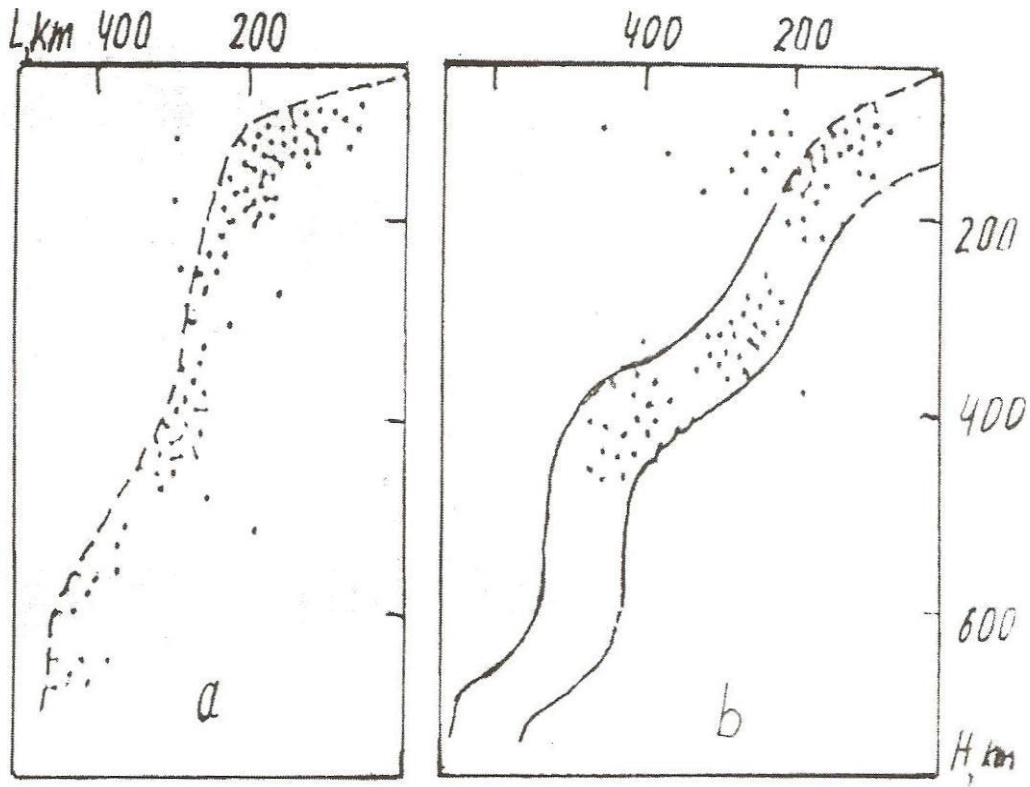
Şəkil 5.5. a, b -də Benyof zonasının bircins sahələrinin kəsilişləri verilib ki, onlar da Kuril jelobunun mərkəzi hissəsinin şimal ilə cənub düzxətli parçalanma uyğundur. Bu şəkillərdən görüldüyü kimi Benyof zonaları dərin zəlzələ ocaqlarının ayrı ayrılıqda toplanmasından ibarətdir və bir - birindən nisbətən aseysmik aralıqla ayrılırlar.İstifadə olunan ocaq modelinə əsasən, bu toplanmalar fəza çevirilmələri oblastına uyğun gəlir.Şəkil 5.5. a-da seysmik aktivləşmə oblastı ilə üst - üstə düşən plitənin sımması açıq-aşkar görünür. Bir qədər kəskin sımma (həmçinin seysmik aktivliklə əlaqədardır) şəkil 5.5. b -də qeyd olunub. Qeyd edək ki, alınmış nəticələr ayrı - ayrı zəlzələ hiposentrlərinin dəqiq koordinatları və yüksək sürətli enən zonanın formasının tədqiqi yolu ilə alınmış [1] də Kuril

Benyof zonasının dərinlik quruluşunun forması haqqındakı nəticələrinə tam uyğunlaşır. Tonqa - Kermadek Benyof zonası Kuril zonasından istər seysmikliyin daha yüksək səviyyəsi, istərsə də jelobun yatımı boyu qeyri - bircinsliyi ilə fərqlənir [31]. Nisbətən bircins Benyof zonaları dərin dəniz jelobunun düzxətli kəsiminə uyğundur və 23,5 və 26,8 və 30,5 və 36.0° məhdudlaşır. Şəkil 5.6 a,b -də Benyof zonasma çarpaz istiqamətdə olan və bu sahələrin oblastından keçən seysmik profillər göstərilib. Tonqa - Kermadek dərinfokuslu zonasının bir qədər çox seysmik və qeyri - bircins olması ilə əlaqədə: olaraq bu zona üçün optimal profillərin Kuril zonasına nisbətən daha az olmalıdır. Bunu nəzərə alaraq şəkil 5.6 a, b -də göstərilən profillərin eni 120km götürülüb.



Şəkil 5.5. Benyof zonasının Kuril hissəsinin şimal (a) və cənub (b) zonalarının morfoloqiyası (nöqtələr-hiposentrlərin vəziyyətinin proyeksiyası; xətlər-yüksək sürətli zonanın təxmini vəziyyəti)

Şəkildən görünür ki, baxılan Benyof zonası Kuril zonası kimi ayrı - ayrı dərin zəlzələ ocaqlarının toplanmasından ibarətdir. Şəkil 5.6.-nm hər iki profilində Benyof zonalarının sınımları ayrılır. Bu zaman sınma oblastları dərin və ya aralıq zəlzələ ocaqlarının topladığı hissəyə uyğun gəlir. Qonşu profillər analoji nəticə verirlər. Ayrı- ayrı cəmlənməsi hesabına alınmış Tonqa - Kermadek Benyof zonasının konfigurasiyası digər nəticələrlə yaxşı uyğunlaşırlar [10,33].



Şəkil 5.6. Tonqanın Benyof zonasının morfolojiyası. A-mərkəzi hissəsi; b-şimal hissə; xətt-yüksək sürətli zonanın təxmini vəziyyəti; qırıq xətt-plitenin üst sərhəddinin təxmini vəziyyəti.

NƏTİCƏ

1. Dərinfokuslu seysmiklik modelləri təhlil edilib və onların əsas cəhətləri müəyyən olunub.

a) "Yağlama " effektini nəzərdə tutan modellər- ocaqda yerdəyişmə hərəkətini izah edir, lakin seysmikliyin maksimumlarınm faza çevrilmələri dərinliklərinə aidiyyatmı açıqlamır.

b) Faza keçidi modelləri - zəlzələ ocaqlarını bu dərinliklərlə əlaqələndirir və ənənə plitədə zəlzələlərin hiposentrinin yerləşməsini izah edir, lakin hərəkətin yerdəyişmə xarakterli olmasını və zəlzələ ocağında onun kiçik deviator gərginlik şəraitində baş verməsini açıqlamır.

2. Dərinfokuslu seysmikliyi subduksiya zonası ilə əlaqələndirən, mantiya maddəsinin mikrostruktur çevrilmələri dərinliyinə uyğun gələn zonalarda ocaqların konsentrasiyasını izah edən, ocaqda hərəkətin üfqi yerdəyişmə xarakterinin fiziki mexanizmini açıqlayan model təklif olunub.

3. Olivin -faza keçidinə uyğun gələn dərinliklərdə (250-300km) zəlzələlərin baş verməsi səbəbləri izah olunub.

4. Benyof zonalarının formasının kəskin dəyişən hissəsinin fəzada məkanca yerləşməsindən istifadə edərək dərinlik kvaziqırılma zonalarının aşkarlanması imkanı göstərilmişdir.

Yekunda qeyd etmək lazımdır ki, mövcud laboratoriya və geofiziki məlumatlar ümumiyyətlə təklif edilən modeli təsdiqləsədə müzakirə edilən konsepsiyanın bəzi müddələrinin etibarlı əsaslandırılmasına imkan vermir. Bu birinci növbədə geomaterialların mikrostruktur keçid prosesi zamanı onların fiziki xassələrinin dəyişməsinin zəif öyrənilməsindədir. Beləki xarici amillərin keçid prosesi zamanı süxurların fiziki xassələrinin dəyişməsinə və xarakterinə təsiri haqda eksperimental məlumatların kifayət qədər olmadığı üçün bu istiqamətdə nəzəri işlərin aparılmasına maneçilik törədir və istifadə olunan modellər fenomenoloji xarakter daşıyır. Gələcəkdə qeyd etdiyimiz problemlərlə bağlı eksperimental

məlumatların toplanması istiqamətində elmi tədqiqatların davam etdirilməsi zəruridir.

ƏDƏBİYYAT

1. Creager K.S., Jordan T.H. Siab penetrations into the lower mantle beneath the Mariana and other islands areas of the northwestern Pacific // *Ibid.* 1986. Vol. 91, N 3. P. 3573- 3589.
2. Gough D.I. Magnetotelluric evidence for subduction of seafloor sediments // *Nature.* 1986. Vol. 321, N 6070. P. 566 -568.
3. Рингвуд А.Е. Состав и петрология мантии Земли. М. Недра , 1981. 584 с.
4. Liu L. Effects of H₂O on the forsterite - enstatite system at high and temperature and implications for the Earth // *Ibid.* 1987. Vol. 40, N 1/2. P. 142- 167.
5. Giardini D., Woodhouse J.H. Deep seismicity and modes of deformation in Tonga subduction zone // *Nature.* 1984. Vol. 307, N 5951. P. 505 -509.
6. Fucao Y., Kikuchi M. Source retrieval for mantle earthquake by iterative deconvolution of long - period P -waves // *Geophys.* 1987. Vol. 144, N 1/3. P. 249- 269.
7. Могги К. Разрывы и течения в горных породах //Верхняя мантия. М. Недра , 1975. 234- 276 с.
8. Griggs D. T., Baker D.W. The origin of deep focus earthquakes // *Properties of matter under unusual circumstances.* N.Y., 1968. P. 23 -42.
9. Orowan E. Mechanism of seismic faulting // *Rock deformation.* N.Y., 1968. P. 323 - 345.
10. Isacks B., Molnar P. Distribution of stress in the descending lithosphere from a global survey of focal - mechanism solution of mantle earthquakes II *Rev. Geophys. and Space Phys.* 1971. Vol. 9, N 1. P. 103 -174.
11. Lui L. On the interpretation of mantle discontinuity // *Phys. Earth and Planet. Inter.* 1980. Vol. 23, N 4. P. 332 - 336.
12. Ringwood A.. E. Phase transformation and differentiation in subducted-lithosphere: Implications for mantle dynamics, basalt petrogenesis and crystal evolution // *J. Geol.* 1982. Vol 92. N 6. P. 611 -643.

13. Кусков О.Л., Хитаров Н.И., Термодинамика и геохимия ядра и мантии Земли. М. Недра, 1982. 278 с.
14. Магницкий В.А., Артюшков Е.В., Некоторые общие вопросы динамики//Тектоносфера Земли. М. Недра, 1978, 487-525 с.
15. Петропавлов Н.Н., Мнюх Ю.В. Исследование процесса полиморфного перехода в гексахлоретане Кристаллизация и фазовые превращения. Минск: Наука и техника, 1971. С. 46 -53.
16. Шкловский В.А. Тепловая неустойчивость фронта фазового превращения при распаде замороженных метастабильных состояний //ДАН СССР, 1981. Т. 216.
17. Beaven J., Bilham R., Hurst K. Coherent tilt signals observed in the Shumagin seismic gap: detection of the time-dependent subduction at depth // J.Geophys.Res.B. 1984 Vol.89, N6, P4478-4492.
18. Левченко О.В., Мерлин Л.Р., Шрейдер А.А. Структурно-геодинамические особенности Зондского желоба // Геотектоника. 1986. №3. С. 91 - 99.
19. Кристиан Дж. Теория превращений в металлах и сплавах. М.: Мир, 1978. 807 с.
20. Коган С.Я., Поликарпова Л.Н. Определение динамических параметров очагов глубокофокусных землетрясений Фиджи - Тонга по спектрам продольных волн // Изв. АН. СССР. Физика Земли. 1983. № 7. С. 34 -48.
21. Москвина А.Г. Р - волны и параметров очагов глубокофокусных землетрясений Фиджи - Тонга по спектрам продольных волн // Изв. АН. СССР. Физика Земли. 1984. №7. С. 38 -54.
22. Ле Пишон К., Франшто Ж., Бонин Ж. Тектоника плит. М: Мир, 1977. 188 с.
23. Wortel M.J.R. Spatial And temporal variations in the Andean subduction zone // J. Geol Soc. 1984. Vol 141. pt 5. P. 783 - 791.
24. Теркот Д., Шуберт Дж. Геодинамика: Геологические приложения физики сплошных сред. М.: Мир, 1985. 732 с.

25. Molnar P., Freedman D., Shin I.S.F. Length of intermediate And deep seismic zones And temperature in downgoing slab of lithosphere // J. Geophys. Roy. Astron. Soc. 1979. Vol. 56, N 1. P. 41 -54.
26. Aki K. The use of a physical model of fault mechanics for earthquake prediction /7 A collection of papers of International symposium «On continental seismicity And earthquake prediction». Beijing: China seismol. press. 1984. P. 653 - 659.
27. Тараканов Р.З. О возможной роли сейсмофокальных зон в формировании и развитии структур островной дуги /7 Строение сейсмофокальных зон. М.: Наука, 1987. С. И -29.
28. Калинин В.А., Родкин М.В. Вариации параметров графика повторяемости землетрясений с глубиной //ДАН. СССР. 1985. Т. 284. № 1. С. 82 - 89.
29. Родкин М.В. О морфологии зон Веньофа // Актуальные проблемы геофизики. М.: ИФЗ. АН. СССР.1985. № 7. С. 115 - 125.
30. Токарев П.И. Сейсмическая активность фокального слоя Камчатки и ее связь с вулканизмом // Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связи с вулканизмом на Камчатке. Новосибирск: Наука. 1974. С. 166 - 176.
31. Plata - tectonic map of the Circum - Pacific region / Circum - Pacific Conclil for Energy And Miner. Resour., Scale 1: 10 000 000. Oklahoma, USA, 1981.
32. Тараканов Р.З., Ким Чун Ун, Сумохлинова Р.П. Закономерности пространственного распределения гипоцентров Курило - Камчатского к Японского регионов и их связь с особенностями геофизических полей геофизические исследования зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1977. С. 67 - 77.
33. Bock G. P - wave travel times from deep and intermediate depth earthquakes to local seismic stations and the subducted slab of oceanic

lithosphere beneath the Tonga island are //J. Geophys. Res. B. 1987. -Vol. 92, N 13. P. 13863 - 13877.

34. Мамедов А.Л. Новрузов А.Р. //Экспериментальное исследование роли физических процессов в формировании глубокофокусной сейсмичности.//Девятые геофизические чтения им. В.В. Федынского. 01-03 март 2007 г.Москва.

35. Уилсон // Раздвижение океанического дна.

36. Касахара К. // Механика землетрясений // Мир 1985 г. 264 с.

37. Eyvazova A. H. //Dərinfokuslu zəlzələlərin yaranmasında "Suyun dehidratasiyasının rolu // Ə.H.Əsgərovun 100 illik yubileyinə həsr olunmuş elmi konfransın materialları.Bakı 2007.s.5-6

38. Eyvazova A.H. //Dərinfokuslu seysmiklik modellərinin əsas xüsusiyyətləri // XII Respublika Tələbə Elmi Konfransı. Bakı 2007 .s-40

XÜLASƏ

Mürəkkəb gərginlik şəraitində baş verən keçidlər zamanı bərk cismin fiziki xassələrinin anomaliyaları haqda məlumatlar ümumiləşdirilib.

Subduksiya zonaların dərin hissələrində dərinfokuslu zəlzələlərin genezisinin və seysmotektonik proseslərin fiziki interpretasiyasının əsasma geoloji-geofiziki məlumatların təhlili qoyulmuşdur.

Müasir dərinfokuslu seysmiklik modellərinə baxılmışdır. Dərinfokuslu zəlzələ ocağının modeli təklif olunmuşdur.

Benyof zonasının morfoloqiyasının mantiya maddəsində baş verən fiziki-kimyəvi proseslərlə əlaqəsi göstərilmişdir.

РЕЗЮМЕ

Обобщены данные о проявлении твердыми телами аномальных физических свойств в процессе превращений в условиях сложно - напряженного состояния.

Анализ геолого-геофизических данных положен в основу физической интерпретации сеймотектонических процессов, генезиса глубокофокусных землетрясений в глубинных частях зон субдукции.

Рассмотрены современные модели глубокофокусной сейсмичности. Предложена модель очага глубокофокусного землетрясения.

Указано на возможную связь морфологии зон Бенъоффа с физико-химическими процессами в мантийном веществе.

SUMMARY

It has been generalized information about anomalies of the physical properties of the hard body at the time of passages happening in the condition of complex tension.

Geological and geophysical information have been put the analysis base of the physical interpretation of the genesis of the deep earthquakes in deep parts of the subduction zones and seismotectonic processes.

It has been considered model of modern deep focus seismicity. Model of the fireplace of deep focus earthquake has been offered.

It has been shown the possible connection with physical and chemical- processes happening in the mantle matter of the morphology of the Benioff zone.