РАЗРАБОТКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕФТИ И ГАЗА

© R.Ə.Musayev, T.K.Cəbrayılova, S.Z.Cəfərli, 2009

SÜXURUN HİDROFİL VƏ HİDROFOBLUĞUNUN SU TƏCRİDİNƏ TƏSİRİ

R.Ə.Musayev, T.K.Cəbrayılova, S.Z.Cəfərli

Azərbaycan MEA Geologiya İnstitutu
AZ1143, Bakı, H.Cavid pr., 29A

Süxur səthinin hidrofil və hidrofobluğunun lay suyunu selektiv təcrid etməyə təsiri təcrübi tədqiqatlarla öyrənilmiş və müqayisə edilmişdir. Eyni zamanda su axınına qarşı hidrofil və hidrofob xassəli məsaməli mühitdə yaranmış ekranın davamlılığına təzyiq qradiyentinin təsiri öyrənilmişdir. İstifadə edilmiş kvars qumu səthi müxtəlif islatma qabliyyətinə malik olan səthi-fəal maddə məhlulları ilə işlənilmişdir.

Məlumdur ki, hasilat quyularının vaxtından əvvəl lay suyu ilə sulaşması məhsulda neft miqdarını azaltmaqla yanaşı, lay enerjisinin də səmərəsiz istifadəsinə səbəb olur. Quyudibinə su ötürücü kanalların yaranma şəraitinin mürəkkəbliyi təcrid işlərinin səmərəliliyinə öz təsirini göstərir.

Su axınına qarşı istifadə edilən kimyəvi maddələrin ən səmərəlisi neftli sahənin keçiriciliyini dəyişməməklə su ötürücü makrokapillyarları təcrid etmə qabiliyyətinə malik olanlardır. Selektiv üsulda istifadə edilən bu kimyəvi maddələr layın sulaşmış sahəsinə təsir etməklə yanaşı, digər müsbət xüsusiyyətlərə də malik olduqlarından təcrid-təmir işləri xeyli sadələşir.

Cari ədəbiyyatın təhlili ilə müəyyən olmuşdur ki, hazırda geniş istifadə olunan, silikat məhluluna müxtəlif xassəli maddələrin əlavə edilmiş qarışığı ilə sulaşmaya məruz qalmış hasilat quyularında təcrid-təmir işlərinin aparılması və onların neft veriminin artırılması daha məqsədəuyğundur.

Qeyd edilir ki (Старшов və b., 1997), natrium silikat digər çöküntü verən maddələrə nisbətən hazırkı dövrdə daha tez tapılan, qiyməti ucuz, texnoloji cəhətdən isə tətbiqi çətin olmadığı üçün neft və bitum yataqlarının işlənməsində, eləcə də hasilat quyularının sulaşmasına qarşı mübarizədə geniş istifadə oluna bilər.

İstismar quyularında su axınını təcrid etmək üçün işlənmiş kaustik soda (80-92%) və maye şüşə (2-20%) əsasında tərkib işlənmişdir (Хлебников və b. 1997a). Bu məqsəd üçün 5%-li işlənmiş qələvi və 60-95%-li poliqlikol su məhlulları da istifadə oluna bilər (Хлебников və b., 1997b).

İşlənilmənin son mərhələsində olan qeyri-bircins layların neft verimini stabilləşdirmək və yaxud artırmaq üçün su vurucu quyulara ardıcıl olaraq qələvi, poliakrilamid və ikivalentli metal duzları məhlulları vurulması tövsiyə edilmişdir (Бриллиант və b., 1998).

Kiçik təzyiqli layların maye udmaya malik olan sahəsini təcrid etmək üçün natrium silikat və polimer maddələrinin kimyəvi reaksiyasını tənzimləmək və müəyyən çöküntü miqdarına nail olmaqla yanaşı, müxtəlif doldurucu (taxta ovuntusu, elastiki sintetik maddə və s.) maddələrdən istifadə edilməsi təklif olunur (Айдуганов və b., 1998).

Neftlə birlikdə istehsal edilən lay suyunun həcmini azaltmaq üçün quyudibinin neftli sahəsinə hidrofoblaşdırma qabliyyətinə malik olan məhlul, bunun əksinə, sulaşmış zonaya isə natrium silikat tipli maddə məhlullarının vurulması (Старковский, 1998) təklif olunur.

Qeyri-bircins layların hasilat quyularında su axınına qarşı yüksək davamlığa malik olan təcrid edici kütlənin alınması mümkünlüyü qələvi və ikivalentli metal xlorid duzları əsasında tədqiq edilmişdir (Старкова, 1998).

Kənar su axınına qarşı maye şüşə (8-10%), bitum (50-60%), polivinil spirti (1,2-2,0%), kömür tozu (1,5-2,0%) və karbohidroqenli həlledici əsasında tərkib işlənmişdir (Новомлинский və b., 1998). Bu məqsəd üçün maye şüşə və kalsium xlor duzu məhlullarının birlikdə kəmər arxası lay zonasına da vurulması təklif olunmuşdur (Комаров və b., 1998).

Qeyri-bircins laylarda neftin su ilə sıxışdırılmasının rəvan getməsini təmin etmək üçün

təyyarə istehsal edən zavodların qələvi tullantı suları, kraxmal və alüminium metal duzu əsasında tərkib məsləhət görülmüşdür (Кочетков və b., 1998).

Təcrid-təmir işlərində 10%-li silikat məhlulunun səmərəliliyini artırmaq üçün ona 0,01-0,5% polimer, 0,01-3,0% taxta ovuntusu əlavə edilməsi təklif olunur (Горбунов, 1999).

Silikat əsaslı qarışıq maddələrlə su axınına qarşı mübarizə üsullarının səmərəliliyini artırmaq üçün əvvəlcə quyudibi zonanın xlorid turşusu məhlulu və yaxud doymamış karbohidrogenli həlledicilərlə təmizlənməsi məsləhət görülür (Старшов, 2000). Bu məqsəd üçün yüksək minerallaşma dərəcəsinə malik olan (100-250q/l) suda hazırlanmış 4-5%-li silikat məhluluna 0,4-0,6% oksietilsellüloza da əlavə edilməsi təklif olunur (Патент 2160363 Россия).

Silikat (10,3-12,9%) məhlulunun məsaməli mühiti təcridetmə qabliyyətini artırmaq üçün məhlula 2,2-8,5% çoxatomlu spirt, 2,3-4,6% alüminium xlorid və 0,2-0,3% şüşə mikroqırıntıları əlavə edilməsi təklif edilir (Цыцымушкин və b., 2001). Silikat və qələvi maddələrinin ayrılıqda, eləcə də qarışıq məhlullarının çöküntü vermə mexanizmi tədqiq edilmiş (Musayev və b., 2004) və korrelyasiya üsulu ilə çöküntü miqdarının komponent tərkibindən asılılıq modeli verilmişdir. Müəyyən edilmişdir ki, silikat və qələvi qarışıq maddələrinin maksimal çöküntüsü onların 3:2 nisbətindəki məhlullarının cod və yaxud qələvili lay suları ilə qarışdıqda baş verir. Lay suyu tərkibində olan birvalentli natrium və kalium qeyri-metal duz ionları ilə məhlulda olan qələvi və silikat molekulları arasında gedən kimyəvi reaksiya nəticəsində əmələ gələn duzlar suda həll olaraq heç bir çöküntü vermirlər. Amma ikivalentli kalsium və maqnezium xlorid duzları kristallik çöküntü verirlər. Kalsium xlorid duzu maqnezium xlorid duzuna nisbətən daha çox çöküntü yaratma qabliyyətinə malikdir.

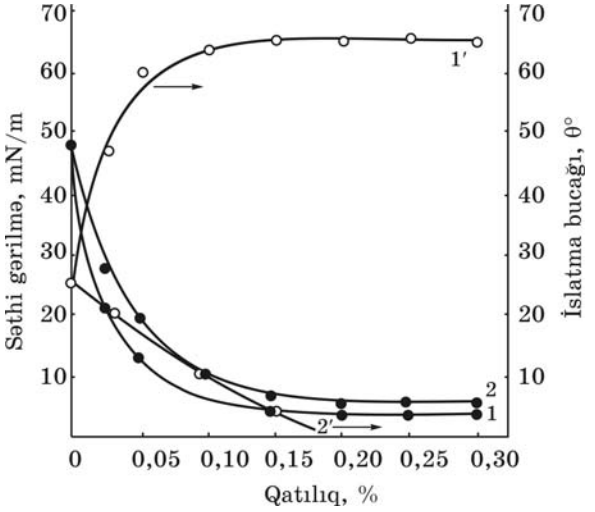
Qeyd edilir ki (Musayev və b., 2007), temperaturun yüksəlməsi zamanı silikat məhlullarının müxtəlif tip lay suları ilə qarışması nəticəsində əmələ gələn qeyri-üzvi çöküntünün miqdarı azalır. Bunun əksinə olaraq, qələvi və silikat-qələvi məhlulları ilə lay suları duzları arasında gedən kimyəvi reaksiya nəticəsində əmələ gələn çöküntünün miqdarı artır. Yuxarıda göstərilən hər iki şərait üçün isə çöküntünün çökmə vaxtı azalır.

Aparılmış çoxsahəli tədqiqatlarla müəyyən edilmişdir ki, silikat-qələvi maddələrinin 3:2 nisbətindəki qarışıq məhlulları ilə vaxtından əvvəl sulaşmaya məruz qalmış hasilat quyularında təcrid-təmir işləri aparmaq daha səmərəli və məqsədəuyğundur (Musayev və b., 2004; Musayev və b., 2007) . Bu qarışıq məhlul ilə «Abşeronneft» NQÇİ-nin 4 quyusunda aparılmış təcrid-təmir işləri neftə görə hasilatı artırmağa və bunun əksinə, neftlə birlikdə istehsal edilən lay suyunun azalmasına imkan vermişdir.

Şübhəsiz ki, təcrid-təmir işlərinin səmərəliliyinə quyudibi məsaməli mühit səthinin hidrofil və hidrofobluğunun təsiri olmalıdır. Bu amil bu günə kimi öyrənilməmişdir. Bu məqsədlə silikat-qələvi qarışıq maddə məhlulları ilə yaradılmış ekranın davamlılığına məsaməli mühitin hidrofil və hidrofobluğunun təsiri tədqiq edilmişdir.

Tədqiqat üçün seçilmiş şkonau WON və katapin-A səthi-fəal maddə məhlullarının polyar hissəciklərdən təmizlənmiş kerosin sərhədində səthi-gərilmə və kvars lövhəsi səthini islatma qiymətləri təyin edilmişdir (1-ci şəkil). Səthi-gərilmə əmsalı qiymətlərinin məhlulun qatılığından asılılıq əyrilərinin təhlili (əyri 1 və 2) ilə müəyyən olur ki, süxur səthini hidrofil və hidrofobləşdırmaq üçün bu maddələrin suda 0,15%-li məhlulları daha məqsədəuyğundur. Seçilmiş qatılıqlı məhlullar suyun polyar hissəciklərdən təmizlənmiş kerosin sərhədində səthi-gərilmə qiymətlərini 47,3 mN/m-dən 5 mN/m-ə qədər aşağı salır. Qatılığın sonrakı artımı səthi-gərilmə qiymətlərini praktiki olaraq dəyişmir. Bu maddə məhlullarının kvars lövhəsi səthini islatma qabliyyətlərinin (əyri $1^{/}$ və $2^{/}$) təhlili ilə müəyyən edilmişdir ki, ionlaşmayan şkonau WON səthi-fəal maddə məhlulları səthi hidrofilləşdirmə qabliyyətinə malikdirlər. Bu maddənin 0,15%-li məhlulu praktiki olaraq kvars səthini təmiz isladır. Bunun əksinə, kationları fəal olan katapin-A maddəsi məhlulları hidrofoblaşdırma qabliyyətinə malik olduğu üçün səthin su ilə islanmasını pisləşdirir və məhlulla islanma bucağı suya nisbətən 40^0 artır.

Süxur səthinin hidrofil və hidrofobluğunun təcrid üçün yaradılan ekranın davamlığına təsirini öyrənmək üçün uzunluğu 1,0 m, diametri 0,025 m quyudibi lay modellərində təcrübələr aparılmışdır. Süxur nümunəsi olaraq kvars qumu götürülmüşdür. Düzəldilmiş modellərin məsaməliliyi 29-27%, Kür suyuna görə keçiriciliklərı isə 1,5-1,4 mkm^2 arasında olmuşdur. Hazırlanmış modellərdən sabit təzyiq düşgüsündə 0,15%-li səthi-fəal maddə məhlulları süzülmüş və 48 saat dincə qoyulmuşdur.

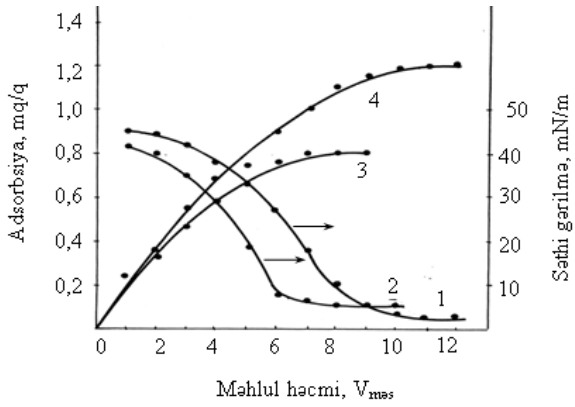


1-ci şəkil. Katapin –A (1) və şkonau WON (2) məhlulları qatılığından asılı olaraq islanma bucağının (1′,2′) və səthi-gərilmənin (1,2) dəyişmə dinamikası

Quyudibi lay modellərindən məhlul süzülməsi prosesində dinamiki adsorbsiya amili də öyrənilmişdir (2-ci şəkil). Şəkildə verilmiş 3 və 4 əyrilərinin təhlili göstərir ki, kationları fəal və səthi hidrofoblaşdırma qabliyyətinə malik olan katapin-A səthi-fəal maddəsinin 0,15%-li su məhlulundan kvars qumundan hazırlanmış məsaməli mühit səthinə polimolekulyar fiziki adsorbsiya miqdarı ionlaşmayan şkonau WON maddəsinə nisbətən 0,4 mq/q çoxdur. Qeyd etmək lazımdır ki, bu maddələrin süxur səthində monomolekulyar adsorbsiya miqdarı 0,25 mq/q-dən çox olmamalıdır. Lakin tədqiqat nəticəsində katapin-A və şkonau WON maddələri üçün müvafiq olaraq alınmış 1,2 və 0,8 mq/q adsorbsiya miqdarları göstərir ki, kvars qumundan hazırlanmış məsaməli mühit səthində çoxqatlı adsorbsiya prosesi baş verir. Qeyd etmək lazımdır ki, məsaməli mühitdən 7 həcm 0,15%-li şkonau WON məhlulu keçdikdən sonra adsorbsiya son doyma miqdarına (0,8mq/q) çatır və modeldən çıxan məhlul qatılığının kerosin sərhədində səthi-gərilmə qiyməti (2-ci şəkil, əyri 2) praktiki olaraq öz ilkin qiymətinə (5,0mN/m) bərabər olur. Bu xüsusiyyət katapin-A məhluluna da aiddir (2-ci şəkil, əyri 1).

Quyudibi lay modelindən şkonau WON və katapin-A məhlulları süzülməklə məsaməli mühitdə hidrofil və hidrofob xüsusiyyətli səthlərin yaranmasına nail olunmuşdur.

İkinci seriya tədqiqatlarda süxur səthi hidrofil və hidrofobluğunun silikat-qələvi qarışığı məhlulunun suyu təcridetmə səmərəliliyinə təsiri tədqiq edilmişdir. Müəyyən edilmişdir, ki silikat və qələvi məhlullarının 3:2 nisbətindəki komponent tərkibi maksimal çöküntü vermə qabliyyətinə malikdir (cədvəl).



2-ci şəkil. Səthi-gərilmə (1,2) və adsorbsiyanın (3,4) məhlul həcmindən dəyişmə dinamikası. Katapin-A (1,4) və şkonau WON (2,3) məhlulları

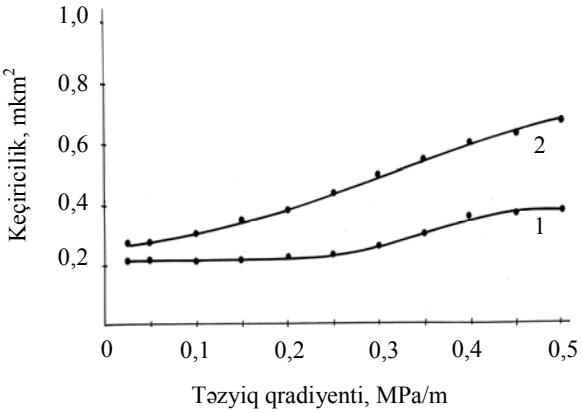
Çöküntü miqdarı, mq/l

Maddə	Təmas suyu	Məhlul qatılığı, %			
		1,0	2,0	3,0	4,0
Qələvi	Qələvili	100,0	120,0	240,0	250,0
	Cod	600,0	800,0	900,0	1150
Silikat	Qələvili	90,0	100,0	210,0	225,0
	Cod	450,0	600,0	850,0	950,0
Silikat-qələvi (1:1)	Qələvili	140,0	180,0	320,0	320,0
	Cod	650,0	1000,0	1750,0	2100,0

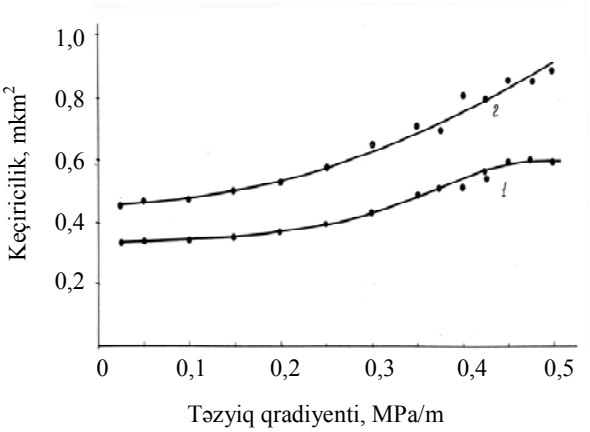
Tədqiqatlara hazırlanmış hidrofil, hidrofob səthli modellər cod və ya qələvi lay suyu ilə doydurulduqdan sonra onlara 3%-li 3:2 nisbətində silikat-qələvi məhlulu vurulmuş və 48 saat saxlanıldıqdan sonra müxtəlif təzyiqlər fərqində suya görə keçiricilik təyin edilmişdir. Tədqiqatdan alınan məlumatlar öz əksini 3 və 4-cü şəkillərdə tapmışdır.

3-cü şəkildə keçiriciliyin təzyiq qradiyentindən asılılıq əyrilərinin təhlili göstərir ki, hidrofil xassəli məsaməli mühitdə sulaşmaya qarşı 3%-li silikat və qələvi maddələrinin 3:2 nisbətindəki məhlulu ilə aparılmış təcrid işi nəticəsində alınan əyrini 3 hissəyə bölmək olar. Birinci hissədə təzyiq qradiyentinin 0,05-dən 0,2 MPa/m-ə kimi artmasına baxmayaraq, məsaməli mühitin Kür suyuna görə keçiriciliyi sabit qalaraq 0,2 mkm^2 təşkil edir. İkinci hissədə təzyiq qradiyentinin 0,2-dən 0,45 MPa/m-ə kimi artması ilə suya görə keçiricilik 0,15 mkm^2 artır. Bundan sonra təzyiq qradiyentinin artmasına baxmayaraq, suya görə keçiricilik praktiki olaraq dəyişmir. Qeyd etmək lazımdır ki, hidrofil xassəli cod lay suyu ilə doymuş modeldə silikat-qələvi məhlulu ilə təcrid işi aparıldıqda suya görə keçiricilik 1,5 mkm^2-dan 0,20 mkm^2-a kimi azalır. Təzyiq qradiyentinin (0,5 MPa/m) təsiri ilə isə suya görə keçiricililik yalnız 0,2 mkm^2 bərpa olunur. Bunun əksinə olaraq, hidrofob xassəli məsaməli mühitdə silikat-qələvi məhlulu ilə aparılmış təcrid işindən sonra lay modelinə düşən təzyiq qradiyentinin artması ilə suya görə keçiriciliyin daha böyük artımı baş verir (3-cü şəkil, əyri 2). Eyni qanunauyğunluq qələvili lay suyu ilə doymuş quyudibi lay modellərində də müşahidə edilir (4-cü şəkil). Hidrofil xassəli mühitdə təzyiq qradiyentinin 0,15 MPa/m qiymətindən sonra məsaməli mühitin suya görə keçiriciliyinin artımı monoton xarakterli olaraq təzyiqin 0,45 MPa/m qiymətində 0,58 mkm^2-ə kimi bərpa olunur. Üçüncü və dördüncü şəkillərdə verilmiş əyrilərin müqayisəsi göstərir ki, təcrid prosesində qələvi lay suyundan istifadə edildikdə səmərəlilik cod suya nisbətən təqribən 15%-ə kimi azdır. Bu isə təcrid işlərinin cod lay suyu ilə, yəni tərkibində iki və üçvalentli qeyri-üzvi metal duzları olan sularla aparılmasının daha məqsədəüyğun olduğunu göstərir.

Aparılmış tədqiqatlarla müəyyən edilmişdir ki, silikat-qələvi qarışıq məhlulu ilə təcriddən sonra quyudibi lay modelinə təzyiq qradiyentinin 0,1MPa/m-dən 0,5 MPa/m-ə kimi artmasına baxmayaraq, hidrofil xassəli şəraitdə məsaməli mühitin suya görə ilkin keçiriciliyi su tipindən asılı olaraq 57,0-78,0% azalır. Bu azalma hidrofob xassəli mühitə nisbətən 22,0-28,0% çoxdur. Alınmış məlumatların təhlili göstərir ki, süxur səthinin islanma qabiliyyəti silikat-qələvi qarışıq maddə məhlulları ilə sulaşmaya qarşı yaradılmış ekranın davamlılığına əhəmiyyətli dərəcədə təsir edir. Məhlulda olan maddə və lay suyu tərkibindəki qeyri-üzvi metal duzlarının molekulları arasında gedən kimyəvi reaksiya nəticəsində əmələ gələn gelvari çöküntü hidrofil xassəli süxur səthi ilə daha çox fiziki adqeziya qüvvəsinə malik olmasını göstərir. Bu qələvi və silikat maddə molekulları polyar tərəfləri ilə hidrofil xarakterli kvars qumu dənəcikləri səthi ilə, zəif də olsa, kimyəvi reaksiyaya girərək suya görə keçiriciliyi qismən azaldır.



3-cü şəkil. Cod lay suyu mühitində təcriddən sonra keçiriciliyin qradient təzyiqindən asılılıq əyriləri; hidrofil (1) və hidrofob (2) xassəli mühitlər



4-cü şəkil. Qələvi lay suyu mühitində təcriddən sonra keçiriciliyin qradiyent təzyiqindən asılılıq əyriləri; hidrofil (1) və hidrofob (2) xassəli mühitlər

Beləliklə, aparılmış laboratoriya tədqiqatları əsasında aşağıdakıları qeyd etmək olar:

- məsaməli mühit səthinin hidrofil və hidrofobluğu silikat-qələvi məhlulu ilə su axınına qarşı yaradılmış ekranın davamlılığına əhəmiyyətli dərəcədə təsir edir;
- silikat-qələvi molekulaları ilə su daxilində olan iki və üçvalentli duzlar arasında gedən kimyəvi reaksiya nəticəsində əmələ gələn çöküntülər hidrofil xassəli süxur səthi ilə daha çox fiziki adqeziya qüvvəsinə malik olduğunu göstərir;
- təzyiq qradiyentinin təsirində su axınına qarşı yaranmış ekranın dağılması hidrofob xassəli mühitdə daha intensiv gedir;
- şkonau WON və katapin-A səthi-fəal maddə məhlullarının islatma, səthi gərilmə və adsorbsiya qiymətlərinin təyin edilməsi ilə məsaməli mühiti hidrofil və hidrofoblaşdırmaq üçün səmərəli məhlul qatılığı seçilmişdir.

ƏDƏBİYYAT

MUSAYEV, R.Ə., CƏBRAYILOVA, T.K., MƏMMƏDOV, R.N. 2004. Kimyəvi maddə kompozisiyalarının təcrid-təmir işlərində çöküntü vermə mexanizminin tədqiqi. *AMEA Xəbərləri, Yer Elmləri*, 4, 121-126.

MUSAYEV, R.Ə., CƏBRAYILOVA, T.K. 2007. Temperatur və su tipinin kimyəvi maddə kompozisiyalarının çöküntü vermə mexanizminə təsiri. *ANX,* 3, 31-35.

АЙДУГАНОВ, В.М и др. 1998. Состав для блокирования водоносных пластов. Патент 2103498, Россия, опубл. 27.01.98.

БРИЛЛИАНТ, Л.С. и др. 1998. Способ разработки неоднородных нефтяных пластов. Патент 2103491, Россия, опубл. 27.01.98.

ГОРБУНОВ, А.Т. 1999. Способ разработки послойно-неоднородных нефтяных месторождений. Патент 2128768, Россия, опубл. 10.04.99.

КОМАРОВ, А. А. и др. 1998. Способ восстановления герметичности эксплуатационных колонн. Патент 2116432, Россия, опубл. 27.07.98.

КОЧЕТКОВ, В.Д. и др. 1998. Состав для вытеснения нефти из неоднородного нефтяного пласта. Патент 2117754 Россия, опубл. 20.08.98.

НОВОМЛИНСКИЙ, И. А. и др. 1998. Состав для ликвидации межколонных перетоков флюидов в нефтяных и газовых скважинах. Патент 2117758, Россия, опубл. 20.08.98.

ПАТЕНТ 2160363, Россия, опубл. 10.12.2000. Состав для заводнения неоднородно-проницаемых нефтяных пластов. Авт: Нефтегазодобыв. управление "Альметьевнефть" ОАО «Татнефть».

СТАРКОВА, Н.Р. и др. 1998. Способ увеличения охвата неоднородных пластов заводнением. Патент 2114288, Россия, опубл. 27.06.98.

СТАРКОВСКИЙ, А.В. 1998. Способ обработки призабойной зоны добывающей скважины. Патент 2105144, Россия, опубл. 20.02.98.

СТАРШОВ, М.И. и др. 2000. Способ изоляции водопритоков в скважину. Патент 2158350, Россия, опубл. 27.10.2000.

СТАРШОВ, М.И., СИТНИКОВ, Н.Н., ИСХАКОВА, Н.Т. 1997. Анализ отечественных и зарубежных данных в области водоизоляционных работ при разработке залежей тяжелых нефтей и природных битумов тепловыми методами. *Депонир. ВИНИТИ, 11.04.97*, 11-79, 16.

ХЛЕБНИКОВ, В.Н. др. 1997a. Состав для регулирования проницаемости пласта и изоляции водопритоков. Патент 2097539, Россия, опубл. 27.11.97.

ХЛЕБНИКОВ, В.Н. и др. 1997b. Состав для регулирования проницаемости пласта и изоляции водопритоков. Патент 2097541, Россия, опубл. 27.11.97.

ЦЫЦЫМУШКИН, П.Ф. и др. 2001. Россия, опубл. 27.10.2001. Состав для изоляции водопритока в скважину. Заявка 2001116401/03.

Məqaləyə t.e.d. A.S.Strekov rəy vermişdir

ГЕОГРАФИЯ

© Р.М.Мамедов, З.И.Татлыева, Н.И.Ахмедов, 2009

ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ ЖЕСТОКИХ ШТОРМОВ В АКВАТОРИИ АБШЕРОНСКОГО РАЙОНА КАСПИЙСКОГО МОРЯ

Р.М.Мамедов, З.И.Татлыева, Н.И.Ахмедов

Институт географии им. академика Г.А.Алиева НАНА
AZ1143, Баку, просп. Г.Джавида, 31
ramiz.mamedov@geo.ab.az

В статье исследованы причины возникновения в акватории Абшеронского района штормов северных и северо-западных направлений различных интенсивности и продолжительности при развитии одного и того же типа синоптических процессов. Также рассматриваются условия теплообмена между морем и атмосферой, необходимые для развития в указанном районе жестокого шторма.

Введение. Одной из актуальнейших проблем современности является проблема глобального потепления климата, приводящего к нарушению природной экосистемы, в т. ч. возникновению опасных явлений природы и разрушительных стихийных бедствий.

Согласно (Голосова, 1978), размеры стихийных явлений в морских акваториях определяются следующими факторами:

- уровнем экономического и социального развития района, который определяет его уязвимость;
- географическим положением;
- общей распространенностью, продолжительностью и интенсивностью явления;
- сочетанием с другими процессами.

Исходя из этих положений, Каспийское море, особенно его средняя часть, по сравнению с другими морями бывшего Советского Союза является наиболее уязвимым. Этот регион в соответствии с заключенным в 1994 году «контрактом века» превратился в зону «жизненных интересов» крупнейших мировых держав. По оценкам экспертов уже к 2010 году здесь планируется добыча 50-60 млн. тонн нефти.

Кроме того, этот район является транспортным коридором для выхода в Центральную Азию Великого Шелкового пути. Для обеспечения эффективной деятельности на море без нанесения ущерба его окружающей среде необходимы достоверные данные о фактическом и ожидаемом состоянии природной среды, а также о возникновении опасных и стихийных гидрометеорологических явлений.

К стихийным гидрометеорологическим явлениям на Каспийском море относятся: ветер скоростью 30 м/сек. и более; волнение с высотой волны 8м и более; колебания уровня моря ниже или выше опасных отметок, при которых прекращается судоходство, гибнет рыба, повреждаются суда, затопляются населенные пункты, береговые сооружения и другие народнохозяйственные объекты; появление ледяного покрова или припая в ранние сроки; напор и интенсивный дрейф льдов, угрожающие морским портовым, нефтепромысловым и береговым сооружениям; быстрое и очень быстрое обледенение судов, а также загрязнение морской воды промышленными и бытовыми отходами.

Постановка задачи. Целью настоящей работы является исследование штормовой деятельности в акватории Абшерона Каспийского моря, активно здесь развивающейся и охватывающей иногда (в зависимости от условий образования) все море. Причем анализу подверглись жестокие штормы. По С.Д. Кошинскому (1975) шторм относится к жестокому, если в период его действия в открытой

части моря скорость ветра дстигает 24 м/сек. и более и шторм продолжается не менее четверти суток. За начало и окончание такого шторма принимается скорость ветра 10 м/сек.

Хотя стихийные бедствия в большинстве случаев не могут быть предотвращены даже при полной возможности заблаговременного их предсказания, однако размеры приносимых ими материальных потерь и количество человеческих жертв можно значительно уменьшить в случае своевременного их прогнозирования и предупреждения.

Также следует отметить, что таким исследованиям посвящено множество работ, продолжение которых и впредь необходимо в силу их научной и практической значимости.

Методика исследований. В статье использованы материалы наблюдений за штормовыми ветрами и другими гидрометеорологическими элементами на станции Нефт Дашлары за период с 1952 г. (открытие станции) до 2006 г. Кроме этого, для анализа каждого шторма рассматривались так называемые «кольцевые карты» у поверхности земли и на изобарической поверхности 500 гПа.

Для решения поставленных задач применялись синоптический и гидродинамический методы, при вычислении характеристик ветра различной обеспеченности использован физико-статистический метод.

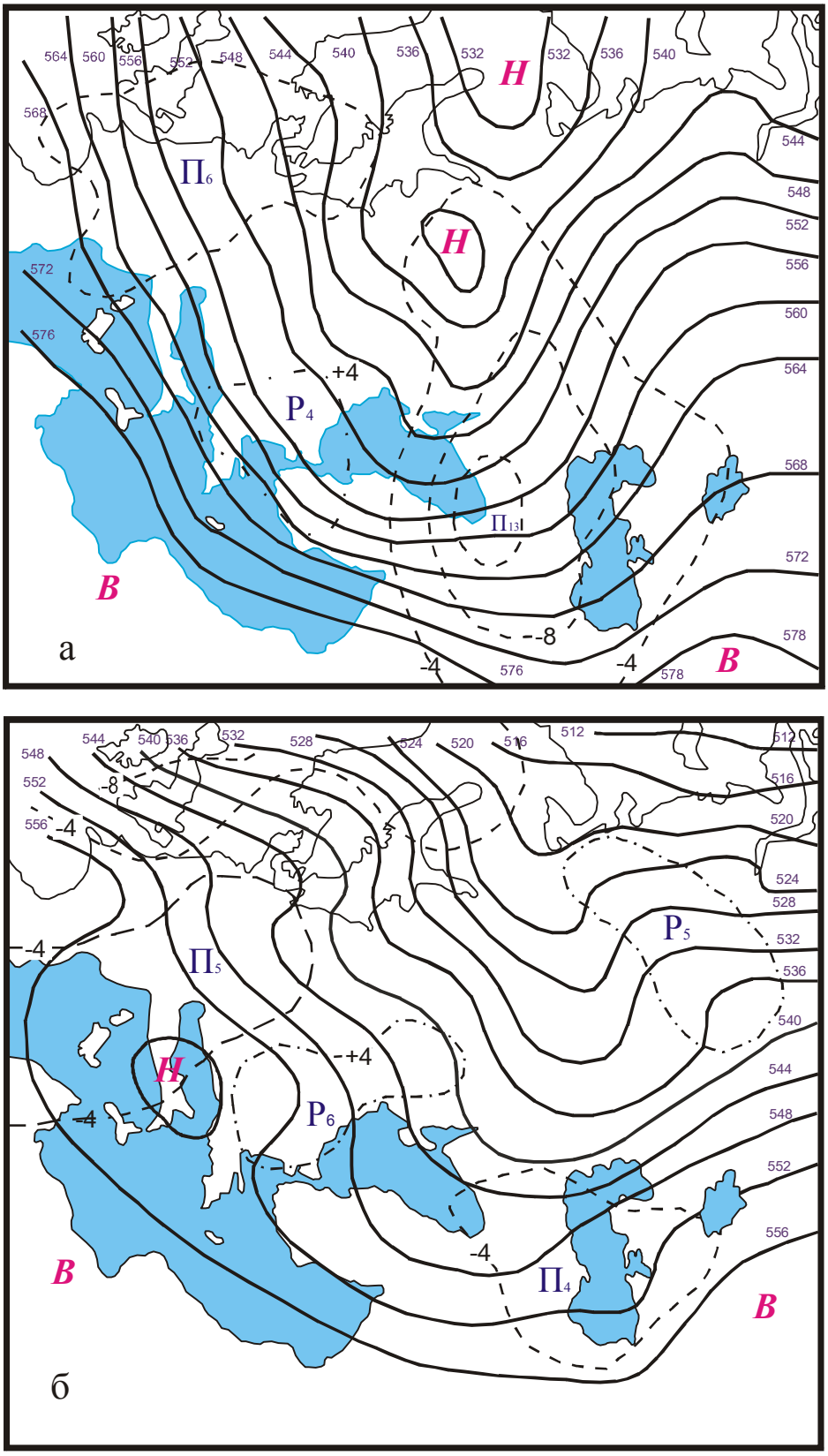
Обсуждение полученных результатов. В связи с физико-географическими особенностями район Абшеронского полуострова более других районов на Каспийском море подвержен действию сильных штормовых ветров. Это является следствием обтекания Абшеронского полуострова воздушными потоками и сближения линий тока у его оконечностей, параллельности береговой линии и горных хребтов восточного склона Главного Кавказского хребта, т.е. сочетания орографического и мысового эффектов.

К аналогичным штормовым регионам на Каспийском море относятся районы Форта Актау, Махачкалы и в меньшей степени полуострова Челекен. Для этих штормовых районов наиболее волноопасные направления (СЗ, С, СВ и ЮВ) приходятся на максимальные расстояния пути ветрового потока над морем (разгона волны) – до 500-700 и более км.

Разнообразие ветровых условий на Каспии обусловлено его большой меридиональной протяженностью, различиями в физико-географических условиях побережья и преобладанием различных типов атмосферной циркуляции в разных районах (Керзиев и др., 1992). Все многообразие синоптических процессов сведено к конкретному числу типовых траекторий антициклонов и циклонов.

Однако в реальной обстановке при развитии одного и того же типа синоптических процессов на Каспийском море и, в частности в районе Баку-Абшерон, в одних случаях могут наблюдаться жестокие штормы, обуславливающие высокие волны, а в других штормы силою менее 20 м/сек.

Для выяснения причин возникновения при развитии одного и того же типа синоптических процессов штормовой деятельности различной интенсивности и продолжительности нами отобрана группа штормов в районе Баку-Абшерон северо-западных и северных направлений. Из этих штормов выделены те, которые вызваны активизацией циклонической деятельности над югом Европейской территории бывшего Советского Союза (ЕТС) и Каспийским морем и распространением гребней азорских антициклонов через Западную Европу на Балканы и Черное море. Такой тип синоптических процессов обуславливает совершенно различные ветровой и волновой режимы в Абшеронском районе Каспийского моря. Далее нами анализу подверглись карты приземной и высотной барической топографии за одни, двое и более суток до возникновении шторма. Анализ показал, что в среднем за двое суток до установления в Абшеронском морском районе жестокого шторма и шторма значительно меньшей интенсивности структура высотного барического поля (АТ 500 гПа) над Европой и Азией почти идентичная. Более заметное различие в структуре и характере преобразования высотного барического поля проявляется за 1,5-1,0 сутки до установления штормовой деятельности различной интенсивности. Для большей наглядности на рисунке приводится схема высотного (АТ 500 гПа) барического поля в день установления жестокого шторма и шторма меньшей интенсивности.



Типовые схемы АТ 500гПа в день установления в районе Баку-Абшерон: а) жестокого северного шторма, б) шторма меньшей интенсивности

Из анализа данных по штормам следует, что перед установлением жестоких штормов процессы преобразования высотного барического поля над южными широтами протекают более активно, чем перед установлением умеренных штормов. Далее, на картах высотного барического поля перед жестокими штормами отмечается значительное увеличение барических градиентов почти над всеми южными широтами Европы. Другое различие состоит в том, что непосредственно перед установлением жестокого шторма благодаря более мощному вторжению холода на Балканы, Украину, Черное море, а затем в пределы Кавказа и более мощному выносу тепла в Закавказье, Каспийское море и Среднюю Азию, осуществляемому по всей нижней и средней тропосфере, происходит и значительное обострение высотной фронтальной зоны над перечисленными районами. Также перед установлением жестоких штормов вторжение холодных воздушных масс происходит не только с большой мощностью, но и значительно быстрее.

Таким образом, процессы преобразования высотного барического поля и процессы перераспределения воздушных масс, различных по термическому режиму в предштормовой период, по существу идентичны по направленности, но резко отличаются по интенсивности: перед жестокими штормами процессы выражены в среднем вдвое активнее и протекают вдвое быстрее, чем перед северными штормами меньшей силы.

Не менее важными в образовании опасной синоптической ситуации являются условия теплообмена между морем и атмосферой: в предшествующий шторму период температура воды в море на 2°С и более выше приповерхностного воздуха. Это условие для образования энергии влажной неустойчивости, когда благодаря восходящему движению воздуха происходит преобразование больших количеств тепловой энергии в кинетическую. Как правило, оно всегда существует над внетропическими морями в переходный и холодный сезоны года, когда море наиболее интенсивно отдает тепло атмосфере (Иконникова, 1980) .

Действительно, анализ «исторических» жестоких штормов северных и северо-западных направлений на Каспийском море и, в частности, Абшеронском морском районе показал, что в большинстве своем при их прохождении вода была теплее воздуха. Самые жестокие штормы, развивавшие сильное волнение (с высотой волны 8 и более метров) и приводящие к человеческим жертвам и значительным разрушениям гидротехнических сооружений, имели место в указанные сезоны года. Это следует из приведенной ниже таблицы штормов по наблюдениям на специализированной гидрометеостанции Нефт Дашлары за период с 1952 (открытие станции) до 2006 года.

Дата шторма	Направление ветра	Максимальная скорость, м/сек	Максимальная высота волны, м
11-14. II.1952г.	СЗС	28	10
1-2. III. 1952г.	ССЗ	40	11
20-21.XI.1957г.	С	40	12
17-18.X II.1965г.	СЗ	34	8,9
13-14.I.1975г.	СЗ	28	9,0
17-18.X.1976г.	ССЗ	30	9,5
21-22.II.1978г.	СЗ	30	8,3
15-16.V.1980г.	ССЗ	32	8,8
4-6.XI.1980г.	ССЗ	40	6,1
11.I.1982г.	ССЗ	24	8,3
31.I.1987г.	С	34	7,5
24-26.XI.1992г.	С	30	7,5
12-14.XI.1993г.	С	25	8,0
11.XI.1996г.	С	30	7,4
22-23.XI.1998г.	С	34	7,2
17-18.XI.2001г.	С	28	7,2
12.XI.2002г.	С	27	8,2

23.XI. 2004г.	СЗ	30	8,0

В самый жестокий за всю историю наблюдений на Каспийском море шторм 20-21.XI.1957 г. разность температур вода-воздух за сутки резко возросла от 2,4 до 10,4 °С.

Следует отметить, что штормы с высотой волны до 8,0 м могут наблюдаться и в другие сезоны года, но наибольшую угрозу для жизни людей и гидротехнических сооружений они представляют именно в переходный и холодный сезоны года.

Расчетные характеристики ветра по силе, направлению и продолжительности, а также экстремальные значения ветра, возможные один раз в заданное число лет, подробно приводятся в работе (Керзиев и др., 1992).

Здесь уместно отметить, что значения расчетных характеристик ветра, экстраполированные в область малых обеспеченностей, зависят от ряда и периода наблюдений.

По нашим расчетам, произведенным на основании четырехсрочных наблюдений в сутки на гидрометеостанции Нефт Дашлары за 1952-2006 гг. скорость ветра, равная 24м/сек., может повторяться в среднем 1 раз в полтора года. Расчетная скорость ветра, возможная 1 раз в 5 лет, составила 28м/сек., 10 лет – 30м/сек., 25 лет – 32м/сек. и 50 лет – 34м/сек. Причем данные по ветру, полученные с помощью флюгера Вильда, пересчитаны на показания ветра по анеморумбометру М-63.

Необходимо заметить, что расчетные значения скоростей ветра получены в среднем, т.е. когда мы говорим, например, что в Абшеронском морском районе возможная скорость ветра 1 раз в 50 лет составляет 34м/сек., то это значит, что такая скорость ветра может наблюдаться здесь и 2 года подряд, однако потом в течение ста лет не иметь места.

Заключение. Таким образом, синоптическая обстановка в период установления штормовой деятельности северных направлений в Абшеронском морском районе характеризуется наличием больших контрастов температур воздуха в центрах атмосферного действия и градиентов давления, а также определенной интенсивностью процессов перераспределения различных по термическому режиму воздушных масс над южными районами Европы.

Вторым условием, необходимым для развития жестокого шторма, является наличие аномально теплой воды. Термодинамический фактор играет значительную роль в образовании опасной синоптической ситуации на море, особенно в осенний период, когда море наиболее интенсивно отдает тепло атмосфере.

Такие жестокие штормы являются причиной возникновения волн, достигающих критерий стихийных бедствий, и их предсказание крайне важно для выработки действенных механизмов защиты организациями, чья деятельность связана с морем.

ЛИТЕРАТУРА

ГОЛОСОВА, В.В. 1978. Стихийные бедствия: изучение и методы борьбы. Прогресс. Москва.

ИКОННИКОВА, Л.Н. 1980. Ураганы на морях в средних широтах и их последствия. *Метеорология и гидрология*, 2, Гидрометеоиздат.

КЕРЗИЕВ, Ф.С., КОСЫРЕВ, А.Н., КЕРИМОВ, А.А. 1992. Гидрометеорология и гидрохимия морей. Том I – Каспийское море. 1. Гидрометеорологические условия. Гидрометеоиздат. Санкт-Петербург.

КОШИНСКИЙ, С.Д. 1975. Режимные характеристики сильных ветров на морях Советского Союза. Ч.I. Каспийское море. Гидрометеоиздат. Ленинград.

© M.A.Abduyev, 2009

AZƏRBAYCANIN DAĞ ÇAYLARINDA İLLİK İON AXIMI TƏRƏDDÜDLƏRİNİN TƏDQİQİ VƏ QİYMƏTLƏNDİRİLMƏSİ

M.A.Abduyev

Azərbaycan MEA akad. H.Ə.Əliyev adına Coğrafiya İnstitutu
AZ1143, Bakı, H.Cavid prosp., 31

Məqalədə illik ion axımının tərəddüdü 1970-2006-cı illərin məlumatına əsasən qurulmuş fərq inteqral əyrilərinə görə tədqiq olunmuşdur. Nəticədə müəyyən olunmuşdur ki, illik ion axımının tərəddüdündə sikillik mövcuddur. Tərəddüdün əsas göstəricisi variasiya əmsalı qəbul edilərək, su və ion axımının faktiki sıralarına əsasən hesablanmış variasiya əmsalı arasındakı $C_{vi}=f(C_{vq})$ əlaqəsi yoxlanılmışdır. Əlaqələrdən alınmış riyazi ifadələrlə variasiya əmsalının hesablanmış qiymətləri faktiki qiymətlərlə müqayisə edilmişdir. Yalnız 17 halda xəta faktiki qiymətlərdən 15% fərqləndiyi üçün alınmış riyazi ifadələr öyrənilməmiş çayların ion axımının variasiya əmsalının qiymətləndirilməsi üçün təklif olunmuşdur.

Giriş

Çayların ion axımı tərəddüdünün tədqiqi problemi su ehtiyatlarının öyrənilməsinin əsas tərkib hissələrindən biridir. İon axımının tərəddüdü çoxillik dövr ərzində insanın təsərrüfat fəaliyyətinin təsiri altında təbii proseslərin dəyişməsini əks etdirir. İon axımı tərəddüdünün tədqiqi həm də su ehtiyatlarının kompleks istifadəsi məsələlərində də mühüm əhəmiyyət kəsb edir. Belə ki, müxtəlif təsərrüfat sahələrinin, xüsusilə suvarma, su təchizatı və s. su ilə təminatında çay sularının keyfiyyət göstəricilərindən olan ion axımının tərəddüdünə dair məlumatların olmaması istehlakçıların haqlı narazılığına səbəb olur. Odur ki, çay sularının səmərəli istifadəsi yalnız suyun kəmiyyət göstəricilərinin deyil, həm də keyfiyyət göstəricilərinin çoxillik tərəddüdünün sinxronluğunun və asinxronluğunun müəyyən edilməsini tələb edir.

Bununla belə, çayların ion axımının tərəddüdünə həsr olunmuş tədqiqat işləri ədəbiyyatlarda azdır. Bunun səbəbi kimyəvi təhlil üçün çaylardan götürülmüş su nümunələrinin çox vaxt ilin bütün aylarını əhatə etməməsi, müşahidələrin fasilələrlə aparılması və ümumilikdə, kimyəvi axım məlumatlarının məhdud olması ilə izah olunur. Bir sıra regional tədqiqatlarda (Şalatova, 1972; Nikanorov, 1989; Qaçeçiladze, 1989 və s.) ion axımının tərəddüdünə dair bəzi məlumatlar verilsə də, Azərbaycan çaylarında bu problem, ümumiyyətlə, öyrənilməmişdir.

Tədqiqat obyekti və istifadə olunmuş materiallar

Tədqiqat obyekti kimi respublikanın dağlıq ərazilərindən axan su və kimyəvi axım üzərində 10 ildən artıq paralel müşahidələr aparılmış çayməntəqələri seçilmişdir. Bu çayların ion axımının tərəddüdünü tədqiq etmək üçün Ekologiya və Təbii Sərvətlər Nazirliyi Ətraf Mühit üzrə Milli Monitorinq Departamentinin (keçmiş Dövlət Hidrometeorologiya Komitəsi) Qarabağ və Kiçik Qafqazın cənub yamacı çaylarında 1970-1992-ci illər ərzində apardığı çoxillik müşahidə məlumatlarından, digər ərazi çaylarında isə 1980-2006-cı illərin məlumatlarından istifadə olunmuşdur.

Tədqiqat metodu

İllik ion axımının ehtimal olunan tərəddüdünü müəyyən etmək üçün qısa müşahidə sıralarının uzadılmasına imkan verən riyazi statistikanın metodları tətbiq olunmuşdur. Bu zaman illik ion axımının çoxillik orta qiyməti, variasiya və asimmetriya əmsalları kimi statistik xarakteristikalardan istifadə edilməklə, ion axımı tərəddüdünün əsas göstəricisi variasiya əmsalı qəbul edilmişdir.

Tədqiqatın nəticələri

Mərkəzi Asiyadakı Kaşkadərya və Zərəfşan çaylarının minerallaşmasını və kimyəvi axımını öyrənən L.İ.Şalatovanın (1972) tədqiqatına görə, ion axımının variasiya əmsalı Kaşkadərya hövzəsində 0,8-1,8 arasında, Zərəfşan hövzəsində isə 0,60-0,76 arasında dəyişir. A.M.Nikanorov (1989) qeyd edir ki, Latviya çaylarında ion axımının variasiya əmsalı 0,22-0,28 arasında dəyişir. Q.A.Qaçeçiladzenin (1989) tədqiqatına görə, Gürcüstan çaylarında ion axımının variasiya əmsalı 0,60-0,91 arasında tərəddüd edir.

Tədqiq olunan çaylarda müşahidə sıralarının variasiya əmsalı momentlər, qrafoanalitik və ən çox həqiqətə bənzər üsulla hesablanmışdır (Abduyev, 2007). Alınmış məlumatlar göstərir ki, illik ion axımının variasiya əmsalının qiyməti 0,43-1,63 arasında dəyişir. Bununla belə, tədqiq olunan çayların, demək olar ki, əksəriyyətində ion axımının variasiya əmsalının alınmış qiymətlərinin 0,5-dən böyük olması aydın nəzərə çarpır (1-ci cədvəl).

1-ci cədvəl

İllik ion axımının variasiya əmsalının faktiki və hesablanmış qiymətləri

№	Çay-məntəqə	Kimyəvi axım üzərində müşahidə aparılmış illərin sayı	Çoxillik orta		Faktiki variasiya əmsalı		Hesablanmış variasiya əmsalı	Xəta%
			Minerallaşma, mq/l	Su sərfi, m^3/s	İon axımı, C_{Vi}	Su, C_{VQ}		
1	2	3	4	5	6	7	8	9
1.	Qusarçay-Küzün	13	306	4,33	0,47	0,18	0,57	+21
2.	Qudyalçay-Qırız	17	312	7,17	0,53	0,19	0,58	+9
3.	Qudyalçay-Küpçal	18	330	7,87	0,57	0,23	0,60	+5
4.	Xınalıqçay-Xınalıq	11	325	0,51	0,49	0,25	0,62	+26
5.	Ağçay-Cek	14	280	2,24	0,53	0,35	0,68	+28
6.	Qaraçay-Ryük	13	318	1,85	0,51	0,22	0,60	+18
7.	Çaqaçukçay-Rustov	15	343	0,90	0,83	0,45	0,75	-10
8.	Vəlvələçay-Nohurdüzü	16	375	2,69	0,55	0,21	0,59	+7
9.	Vəlvələçay-Təngialtı	17	377	4,38	0,60	0,26	0,62	+3
10.	Xarmidorçay-Xaltan	12	386	0,30	0,74	0,48	0,77	+4
11.	Şabrançay-Zeyva	11	334	0,40	0,96	0,74	094	-2
12.	Ataçay-Altıağac	12	671	0,06	0,88	0,45	0,75	-15
13.	Sumqayıtçay-Perekişkül	12	835	1,54	0,91	0,47	0,76	-16
14.	Ceyrankeçməz-Sanqaçal	11	1685	0,15	1,02	0,77	0,97	-5
15.	Pirssatçay-Poladlı	13	487	2,24	1,06	0,47	0,76	-28
16.	Balakənçay-Balakən	24	391	4,32	0,69	0,30	0,65	-6
17.	Katexçay-Qəbizdərə	16	254	9,81	0,48	0,22	0,60	+25
18.	Talaçay-Zaqatala	17	303	4,50	0,55	0,23	0,60	+9
19.	Kürmükçay-Sarıbaş	14	310	1,65	0,83	0,31	0,66	-20
20.	Kürmükçay-İlisu	15	336	5,38	0,72	0,19	0,58	-19
21.	Əyriçay-mənsəbə yaxın	18	500	19,9	0,75	0,29	0,64	-15
22.	Damarcıq- mənsəbə yaxın	13	349	1,37	0,61	0,22	0,60	-2
23.	Çuxadurmaz-mənsəbə yaxın	12	320	0,51	0,64	0,21	0,59	-8
24.	Qaynar-mənsəbə yaxın	12	364	0,23	0,71	0,33	0,67	-6
25.	Əlicançay-Xanabad	13	859	5,00	0,80	0,28	0,64	-20
26.	Türyançay-Savalan	17	552	17,1	0,65	0,25	0,62	-5
27.	Oğuzçay-Oğuz	14	306	0,52	0,62	0,26	0,62	0
28.	Dəmiraparançay-Qəbələ	15	243	5,11	0,64	0,28	0,64	0
29.	Göyçay-Buynuz	13	290	8,72	0,70	0,29	0,64	-9
30.	Göyçay-Göyçay	16	587	12,1	0,62	0,20	0,58	-7
31.	Axoxçay-Xanagah	24	336	1,61	0,77	0,32	0,66	-14
32.	Girdimançay-Qaranohur	17	437	5,28	0,67	0,25	0,62	-8
33.	Ağsuçay-Ağsu	21	585	1,84	0,79	0,31	0,66	-17
34.	Ağstafaçay-Əyrikörpü	35	649	9,73	1,54	0,33	1,46	-5
35.	Əsrikçay-Əsrik Cırdaxan	14	493	0,26	0,68	0,31	0,66	-3
36.	Zəyəmçay-Ağbaşlar	15	315	4,17	0,56	0,33	0,67	+20
37.	Şəmkirçay-Yuxarı Çaykənd	14	314	8,19	0,60	0,25	0,62	+3
38.	Qoşqarçay-Daşkəsən	36	561	0,40	1,41	0,26	1,44	+2
39.	Gəncəçay-Suqovuşan	13	230	1,65	0,57	0,21	0,59	+4
40.	Gəncəçay-Zurnabad	17	288	4,32	0,59	0,23	0,60	+2
41.	Dəstəfürçay-Qaraqullar	14	219	0,45	0,61	0,24	0,61	0
42.	Kürəkçay-Çaykənd	15	287	2,85	0,66	0,22	0,60	-9
43.	Kürəkçay-Dozular	18	305	4,26	0,67	0,27	0,63	-6

1-ci cədvəlin davamı

1	2	3	4	5	6	7	8	9
44.	Ağsu-Göygölə tök.yer	23	213	0,23	0,59	0,22	0,60	+2
45.	Gorançay-Ağcakənd	19	238	2,40	0,64	0,20	0,58	-9
46.	Tərtərçay-Kəlbəcər	17	300	5,18	0,43	0,17	0,56	+16
47.	Tərtərçay-Madagiz	19	347	20,0	0,57	0,25	0,62	+9
48.	Levçay-Qamışlı	15	299	5,66	0,63	0,22	0,60	-5
49.	Qarqarçay-Ağakörpü	15	497	2,05	0,76	0,37	0,70	-8
50.	Oxçuçay-Qafan	21	743	9,81	1,63	0,27	1,44	-12
51.	Bazarçay-Eyvazlar	19	296	20,0	0,65	0,20	0,58	-11
52.	Həkəriçay-Laçın	17	300	10,0	0,77	0,33	0,67	-13
53.	Köndələnçay-Qırm.Bazar	18	478	0,53	0,80	0,58	0,84	+5
54.	Arpaçay-Areni	16	294	19,8	0,72	0,27	0,63	-12
55.	Naxçıvançay-Qarababa	28	254	5,70	0,86	0,39	0,71	-18
56.	Cəhriçay-Payız	14	342	1,50	0,74	0,45	0,75	+1
57.	Əlincəçay-Ərəfsə	15	279	1,31	0,62	0,30	0,65	+5
58.	Gilançay-Bist	13	222	2,00	0,56	0,27	0,63	+13
59.	Gilançay-Başdizə	16	319	4,09	0,61	0,31	0,66	+8
60.	Ordubadçay-Nüsnüs	17	225	0,40	0,84	0,38	0,70	-17
61.	Viləşçay-Yardımlı	19	369	1,29	0,83	0,42	0,73	-12
62.	Viləşçay-Şixlar	21	536	5,17	0,52	0,29	0,64	+23
63.	Mətələçay-Xəlfələr	20	422	1,29	0,64	0,37	0,70	+9
64.	Lənkərançay-Lənkəran	30	361	12,6	0,77	0,33	0,67	-13
65.	Vəşərü-Daştətük	14	369	4,19	0,55	0,35	0,68	+24
66.	Təngərü-Vaqo	13	359	2,77	0,57	0,25	0,62	+9
67.	İstisuçay-Alaşa	23	806	1,39	0,73	0,30	0,65	-11

Tədqiqatlara əsasən (Bloxinov, 1974; Məmmədov, 1989) sübut olunmuşdur ki, illik axımın variasiya əmsalının qiyməti 0,5-dən böyük olduqda qarışıq qiymətlərin alınması ilə əlaqədar momentlər metodunun istifadəsi məqsədəuyğun sayılmır. Belə vəziyyət respublikanın dağ çaylarının illik ion axımının dəyişkənliyinin təhlili zamanı da alınmışdır. Odur ki, variasiya əmsalının qrafoanalitik üsulla hesablanmış nəticələri əsas kimi qəbul edilmişdir. Hesablamaların nəticələri 1-ci cədvəldə verilmişdir. Variasiya əmsalının ehtimal olunan xətası τ $C_{Vi}=\sqrt{\frac{1+Cvi}{2n}}.100$ % düsturu ilə təyin olunmuşdur.

Hesablamaların nəticələri göstərir ki, illik ion axımı variasiya əmsalının ehtimal olunan xətası maksimum ±28% təşkil edir. Variasiya əmsalının ən böyük xətası 11 illik müşahidə sırasına malik olan Ceyrankeçməzdə alınmışdır. Qeyd edək ki, ion axımı variasiya əmsalının 0,5-dən kiçik qiymətləri Qusarçay, Xınalıqçay, Tərtərçay və Katexçayda müşahidə olunmuşdur. Bu, Qusarçay, Xınalıqçay və Tərtərçay hövzələrinin dağlıq hissələrinin digər hövzələrlə müqayisədə yüksək sutoplayıcıya malik olmaları (hövzələrinin orta yüksəkliyi 2600 metrdən çoxdur) ilə təsərrüfatda istifadəyə daha az cəlb edilmələri səbəbindən təbii rejiminin kəskin pozulmaması, Katexçay hövzəsində isə meşə örtüyünün geniş sahə tutması nəticəsində səthi axımın təbii tənzimlənməyə daha çox məruz qalması ilə izah oluna bilər.

İon axımı variasiya əmsalının 1-dən böyük qiymətləri Ceyrankeçməz, Pirsaatçay, Ağstafaçay, Qoşqarçay və Oxçuçayda müşahidə olunur. Bununla belə, son üç çayda variasiya əmsalı daha böyük qiymətə malik olur. Tranzit çaylar olan Ağstafaçay və Oxçuçaya Ermənistan ərazisindən axıdılan çirkab suları bu çayları çirkləndirməklə yanaşı, həm də ion axımının variasiya əmsalının daha böyük qiymət almasına şərait yaradır. Bu səbəbdən də qeyd edilən çaylarda variasiya əmsalının qiyməti respublika çayları arasında ən böyük kəmiyyətlə (müvafiq olaraq 1,54 və 1,63) səciyyələnirlər.

Hövzəsində dəmir filizi hasilatı ilə əlaqədar pozulmuş landşaftların yayılması mineral - maddələrin yuyulmasını asanlaşdırdığından və Daşkəsənin çirkab suları axıdıldığından Qoşqarçayda da ion axımının variasiya əmsalının qiymətinin 1,41-ə çatmasına səbəb olmuşdur.

İsti, quraq iqlim şəraitilə əlaqədar yüksək buxarlanma qabiliyyətinə və az yağıntıya malik olan Abşeron-Qobustan çaylarının hövzə səthləri müxtəlif duzlar və mineral maddələrlə zənginləşir. Yağıntılı dövrdə həmin duzlar və mineral

maddələr səthdən yuyularaq çayların mineral-laşmasını və kimyəvi axımını artırır. Nəticədə ion axımının tərəddüd amplitudu artdığından variasiya əmsalının qiyməti də artır. Bu səbəbdən Ceyrankeçməz və Pirsaatçayda da variasiya əmsalı 1-dən böyük qiymət alır. Ümumiyyətlə, quraq ərazilərdə mənsəbə doğru axım azalır, onun dəyişkənliyi isə həmin istiqamətdə artır.

Kimyəvi axım üzərində müşahidələrin fasilələrlə aparılması qısa sıralara əsasən hesablanmış variasiya əmsalının çayda uzunluq boyu mənbədən mənsəbə doğru dəyişməsi barədə konkret fikir söyləməkdə müəyyən çətinlik yaradır. Belə ki, Qudyalçay, Vəlvələçay, Gəncəçay, Tərtərçay və Gilançayda variasiya əmsalı mənbədən mənsəbə doğru artdığı halda, Kürmükçay, Göyçay və Viləşçayda onun azalması müşahidə olunur. Respublikanın müxtəlif ərazilərində yerləşən çay məntəqələri üçün hesablanmış illik ion axımının variasiya əmsalı suyun variasiya əmsalı ilə müqayisədə kifayət qədər böyük aralıqda dəyişir. Bu, ion axımının formalaşma şəraiti ilə əlaqədardır.

Məlumdur ki, illik axımın tərəddüdündə sikliklik mövcud olur, yəni iqlimin dəyişmə siklindən asılı olaraq azsulu və çoxsulu faza ardıcıl bir-birini əvəz edir. Müəyyən müşahidə dövründə azsulu və çoxsulu fazaların aşkarlanması məqsədilə modul əmsalının fərq inteqral əyriləri tərtib edilir. Çayın sululuğu ilə ion axımı sinxron dəyişdiyindən illik ion axımının tərəddüdündəki siklikliyin müəyyən edilməsində də modul əmsalının fərq inteqral əyrilərindən istifadə olunmuşdur.

Modul əmsalının fərq inteqral əyriləri illik ion axımı tərəddüdünün xarakteri haqqında əyani təsəvvür yaradır. Bu əyrilərdə müxtəlif davamiyyətli az və çox ion axımlı fazalar dövrü aydın seçilir.

Kiçik Qafqaz və Naxçıvan çayları üçün qurulmuş fərq inteqral əyrilərindən görünür ki, 1969-2000-ci illəri əhatə edən dövr ərzində illik ion axımının tərəddüdündə az və çox ion axımlı fazaları özündə birləşdirən iki sikl ayrılsa da, bu sikllərin sərhədləri bütün çaylar üçün eyni deyildir. Məsələn, Bazarçayda 1-ci siklin 1969-1980-ci illəri, 2-ci siklin isə 1981-1990-cı illəri əhatə etdiyi aydın göründüyü halda, Ağstafaçay, Şəmkirçay, Kürəkçay, Levçay və Tərtərçayda 1-ci sikl 1969-1985-ci illəri əhatə edir. Əgər Bazarçay, Levçay, Qarqarçay və Tərtərçayda 1990-cı ildən müşahidələrin dayandırılması ilə əlaqədar məlumatların olmaması ayrılmış sikllərin Bazarçayda başa çatmasına mane olmasa da, digər çaylarda 1986-cı ildən başlayan 2-ci siklin tamamlanmasına imkan verməmişdir. Qarqarçay və Gəncəçayda 1-ci sikl 1969-1983-cü illəri, 2-ci sikl isə 1984-1999-cu illəri əhatə edir. Ümumiyyətlə, birinci siklin davamiyyəti 12-15 il arasında, ikinci siklinki isə 7-16 il arasında dəyişir. Ayrılmış sikllərin ilk 5-10 ilini əhatə edən birinci fazası az ion axımı ilə, sonrakı 7-8 ili əhatə edən 2-ci fazası isə çox ion axımı ilə səciyyələnir.

Böyük Qafqaz çaylarının ion axımının 1980-2005-ci illəri əhatə edən məlumatlarına əsasən qurulmuş fərq inteqral əyrilərinin təhlili göstərir ki, bu çayların illik ion axımının tərəddüdündə də iki sikl ayrılır. Böyük Qafqazın şimal şərq yamacı çaylarında 1-ci sikl 1980-1994-cü illəri, 2-ci sikl isə 1995-2005-ci illəri əhatə edir. Bu çaylarda 1-ci siklin davamiyyəti 10-15 ilə, ikincininki isə 11-16 ilə çatır. Birinci sikldə 1980-1985-ci illər çox, 1986-1994-cü illər isə az ion axımlı faza kimi səciyyələnir. 2-ci sikldə isə 1995-1996-cı illəri çox, 1997-2005-ci illəri isə az ion axımlı faza kimi qiymətləndirmək olar.

Böyük Qafqazın cənub yamacı çaylarında davamiyyəti 17 ilə çatan 1-ci sikl 1980-1996-cı illəri əhatə edir. Qeyd edilən 17 ilin birinci 6 ili (1980-1985) çox ion axımlı fazaya, yerdə qalan 11 ili (1986-1996) isə az ion axımlı fazaya aid olur. Çayların ion axımının tərəddüdündəki 2-ci sikl 9 il davamiyyətə malik olmaqla 1997-2005-ci illəri əhatə edir. Burada 1997-2001-ci illər çox ion axımlı fazanı, 2002-2005-ci illər isə az ion axımlı fazanı göstərir.

Respublikanın digər regionlarından fərqli olaraq Lənkəran vilayəti çaylarının ion axımının fərq inteqral əyrilərində nisbətən qısa davamiyyətli üç sikl ayrılır. 1-ci sikl 1980-1989-cu illəri, 2-ci sikl 1990-1998-ci illəri, 3-cü sikl isə 1999-2005-ci illəri əhatə edir. Göründüyü kimi, respublikanın digər region çaylarının ion axımının fərq inteqral əyrilərindəki ayrılmış sikllər 17 illik davamiyyətə malik olduğu halda, Lənkəran çaylarında bu sikllərin davamiyyəti 10 ili keçmir. Ayrılmış sikllərdə 1980-1985, 1990-1995 və 1999-2002-ci illərdə az ion axımlı faza, 1986-1989, 1996-1998 və 2003-2005-ci illərdə isə çox ion axımlı faza müşahidə olunur.

Ədəbiyyatlarda (Lopatin, 1952; Axundov, 1973; Xmaladze, 1978; Əyyubova, 1997 və s.) sülb axımının tərkib hissəsi olan asılı gətirmələr axımının dəyişkənliyini müəyyən etmək üçün suyun və asılı gətirmələr axımının variasiya əm-

salları arasındakı $C_{VR}=f(C_{VQ})$ əlaqələrindən istifadə edilməsi təklif olunur.

Həll olmuş maddələr axımının da çayların sülb axımının tərkib hissəsinə aid olduğunu nəzərə alıb, ilk dəfə olaraq su və ion axımının faktiki sıralarına əsasən hesablanmış variasiya əmsalı arasındakı $C_{Vi}=f(C_{VQ})$ əlaqəsi yoxlanılmışdır. Nəticədə müəyyən olunmuşdur ki, qeyd edilən kəmiyyətlər arasında düz xətt şəklində əlaqə mövcuddur. Ağstafaçay, Qoşqarçay və Oxcuçaya aid olan nöqtələr orta xətdən kənara yayındığından onların ayrıca qrupda birləşdirilməsi məqsədəuyğun hesab edilmişdir. Əlaqələr kifayət qədər sıx olduğundan onların aşağıdakı kimi riyazi ifadələri alınmışdır:

$$C_{Vi}=0,67C_{VQ}+0,45$$

Ağstafaçay, Qoşqarçay və Oxçuçay üçün;

$$C_{Vi}=0,28C_{VQ}+1,37$$

Burada C_{Vi}-ion axımının variasiya əmsalı, C_{CQ} isə çay axımının variasiya əmsalıdır. Düsturlarla yoxlamalar göstərir ki, ion axımı variasiya əmsalının hesablanmış qiymətlərinin faktiki qiymətlərdən xətası maksimum ±28% təşkil edir. Bununla belə, yalnız 17 halda (25%) xəta ±15%-i üstələyir (1-ci cədvəl). Ona görə də təklif olunan düsturlar öyrənilməmiş çayların ion axımının variasiya əmsalının ilkin qiymətləndirilməsi zamanı istifadə oluna bilər.

Məlumdur ki, illik axımın, eləcədə ion axımının asimmetriya əmsalını nəzəri düsturla hesablamaq üçün uzun müşahidə sıraları tələb olunur. Çayların ion axımının müşahidə sıraları qısa olduğundan asimmetriya əmsalı hesablanmamışdır. Qrafiki seçmə metodunun tətbiqi ilə müəyyən olunmuşdur ki, respublikanın dağ çaylarının ion axımının asimmetriya əmsalı daha çox variasiya əmsalının iki mislinə, yəni $C_S=2C_V$-yə uyğun gəlir. Bunun təsdiqi üçün variasiya əmsalının müxtəlif qiymətlərinə malik olan və respublikanın müxtəlif coğrafi rayonlarında yerləşən çaylar üçün empirik və analitik təminat əyriləri qurulmuşdur. Empirik təminatlar S.N.Kritski, M.F.Menkelin (1972) düsturu ilə hesablanmışdır. Sıranın birinci və ikinci üzvünə aid olan və daha çox yayınan nöqtələr isə M.Ə.Məmmədovun (1989) təklif etdiyi düsturla hesablanmışdır. Bəzi xarakterik çayların ion axımının ehtimal olunan tərəddüdünün qiymətləndirilməsində istifadə olunan empirik təminat əyrilərindən çoxillik dövr ərzində ion axımının tərəddüd amplitudunu tam xarakterizə edən 1, 10, 25, 50, 75 və 90%-li təminatlar təyin edilmişdir (2-ci cədvəl).

2-ci cədvəl

İllik ion axımının müxtəlif təminatları

Sıra sayı	Çay-məntəqə	Təminatlar					
		1%	10%	25%	50%	75%	90%
1.	Qudyalçay-Küpçal	300	160	120	81	50	30
2.	Vəlvələçay-Təngialtı	75	64	58	52	40	28
3.	Talaçay-Zaqatala	64	55	48	43	37	24
4.	Türyançay-Savalan	650	430	350	297	220	170
5.	Göyçay-Göyçay	440	323	268	224	185	126
6.	Gəncəçay-Zurnabad	76	54	47	39	31	22
7.	Tərtərçay-Madagiz	435	325	263	218	157	106
8.	Naxçıvançay-Qarababa	70	61	52	45	33	20
9.	Viləşçay-Şıxlar	312	164	119	87	55	27

ƏDƏBİYYAT

ABDUYEV, M.A. 2007. Azərbaycanın dağ çaylarının illik ion axımının dəyişkənliyi. Görkəmli alim və ictimai xadim, akademik Həsən Əliyevin anadan olmasının 100 illiyinə həsr olunmuş *Akademik Həsən Əliyev və Azərbaycanda ekologiya elmi* mövzusunda elmi-praktik konfransın tezisləri. Bakı. 297-299.

АХУНДОВ, С.А. 1973. Изменчивость годового стока взвешенных наносов горных рек Азербайджанской ССР. *Изв. АН Азерб. ССР.Науки о Земле,* 3, 47-51.

БЛОХИНОВ, Е.Г. 1974. Распределение вероятностей величин речного стока. Наука. Москва. 169.

ГАЧЕЧИЛАДЗЕ, Г.А. 1989. Гидрологические аспекты

химической денудации в горных регионах. Гидрометеоиздат. Ленинград. 292.
ГИДРОХИМИЧЕСКИЙ БЮЛЛЕТЕНЬ. 1976-1983. Материалы наблюдения за загрязненностью поверхностных вод на территории деятельности УГМС Азербайджанской ССР.
ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ВОДНЫЙ КАДАСТР. 1984-2006. Ежегодные данные о качестве поверхностных вод суши.
КРИЦКИЙ, С.Н., МЕНКЕЛЬ, М.Ф. 1972. Закономерности колебаний речного стока как основа теории его регулирования и использования. *Водные ресурсы*, 2, 113-137.
ЛОПАТИН, Г.В. 1952. Наносы рек СССР. Географизд. Москва. 366.
МАМЕДОВ, М.А. 1989. Расчеты максимальных расходов воды горных рек. Гидрометеоиздат. Ленинград.183.
НИКАНОРОВ, А.М., ЦИРКУНОВ, В.В., ЛАЗНИК, М.М. 1989. Изменение гидрохимического режима и ионного стока рек Латвии. Внутригодовые изменения. *Гидрохимические материалы,* 95. 142-152.
ХМАЛАДЗЕ, Г.Н. 1978. Выносы наносов реками Черноморского побережья Кавказа. Гидрометеоиздат. Ленинград. 166.
ШАЛАТОВА, Л.И. 1972. Минерализация и химический сток рек бассейнов Кашкадарьи и Зарафшана. *Научные труды*, 421,Ташкент.188-208.
ЭЮБОВА, Ф.А. 1997. Исследование колебания годового стока взвешенных наносов рек Большого Кавказа (в пределах Азербайджанской республики). *Известия АН Азербайджана. Науки о Земле,* 1-6, 76-81.

Məqaləyə Azərbaycan MEA müxbir üzvü R.M.Məmmədov rəy vermişdir

© R.N.Kərimov, 2009

AİLƏ-NİKAH MÜNASİBƏTLƏRİNİN REGİONAL-COĞRAFİ XÜSUSİYYƏTLƏRİ (AZƏRBAYCANIN TİMSALINDA)

R.N.Kərimov

AMEA akad.H.Ə.Əliyev adına Coğrafiya İnstitutu
AZ1143, Bakı, H.Cavid prosp., 31

Məqalədə Azərbaycan əhalisi arasındakı nikah və onunla bağlı olan demoqrafik proseslərin uzunmüddətli gedişatının təhlili verilir. Tədqiqat işində nikah, boşanma proseslərinə təsir edən amillər ölkənin şəhər və kənd əhalisi üzrə öyrənilir, nikah və boşanmaların dinamikası araşdırılır. Aparılan araşdırmalar əsasında müəllif bir sıra nəticələrə gəlir.

Mövzunun aktuallığı. Nikah və boşanma hallarının, onların xarakterinin, coğrafi xüsusiyyətlərinin öyrənilməsi əhali coğrafiyası sahəsində aparılan tədqiqatlar arasında xüsusi yer tutur. Nikah və boşanma proseslərinin öyrənilməsi həm də demoqrafik proseslərin, xüsusilə doğum prosesinin, ailə planlaşdırılmasının tənzimlənməsi baxımından praktiki əhəmiyyət kəsb edir.

İnsanların nikah bağlaması ictimai zərurətdən irəli gələn mühüm sosial-demoqrafik proses olmaqla, doğuma və təbii artıma, bununla da əhalinin sayına, onun tərkibinə əhəmiyyətli təsir göstərə bilir. Nikah bağlamanın əksi olan boşanma prosesi də əhalinin kəmiyyət və keyfiyyət göstəricilərinə təsir edən amil rolunu oynayır. Nikah və boşanma proseslərinin bütövlükdə cəmiyyətin və ayrılıqda hər bir ailənin mənafeyinə uyğun nizamlanması, ailə institutunun mənəvi-əxlaqi dəyərlərinin təbliği və müdafiəsi, sağlam həyat şəraitinin formalaşdırılması Azərbaycan Respublikasının Demoqrafik İnkişaf Konsepsiyasının tərkib hissəsidir.

Tədqiqatın məqsədi son 60 illik müddət ərzində, xüsusilə son 20 ildə Azərbaycanın əhalisi arasında baş verən nikah və boşanma proseslərinin dinamikasını, bu proseslərə təsir göstərən amilləri öyrənmək, öyrənilən proseslər üzrə baş verən meyilləri aşkara çıxarmaqdır.

Azərbaycan əhalisi arasında nikah səviyyəsi 50-ci illərin ikinci yarısı və 60-cı illərin əvvəllərində, eləcə də 80-ci illərdə daha yüksək olmuşdur. 90-cı illərin əvvəllərində sosial-iqtisadi böhran, Qarabağ müharibəsi, işğal altında olan rayonların əhalisinin qaçqın və məcburi köçkünlərə çevrilməsi, əhalinin, o cümlədən gənclərin bir hissəsinin respublikadan getməsi ilə əlaqədar nikah bağlamanın səviyyəsi nəzərə çarpan dərəcədə aşağı düşmüşdü. Əhalinin 1000 nəfərə olan nikah əmsalı orta hesabla 1980-1989-cu illərdə 10,1 olduğu halda, 1990-2000-ci illərdə 7,0-a enmişdir (1-ci şəkil).

Şəhər və kənd yaşayış məntəqələri nikah və boşanmanın səviyyəsinə görə fərqlənirlər. Şəhər əhalisi arasında təhsil səviyyəsini artırmaq istəyinin daha yüksək olması, kənd və şəhər ailələrinin ictimai-məişət həyatının fərqlənməsi, şəhərlərdə mənzil probleminin daha çox müşahidə olunması, boşanmaya ictimai münasibətin kənd və şəhər yerlərində müxtəlif olması kimi amillər bu iki prosesin həmin yaşayış məntəqələrindəki gedişinə təsir göstərir. Azərbaycanda şəhər və kənd yerləri üzrə nikah bağlamanın səviyyəsi ayrı-ayrı dövrlərdə fərqlənmişdir. 80-ci illərə qədər nikah əmsalı şəhər əhalisi üzrə nisbətən çox olmuşdur. Belə vəziyyət digər respublikalarda olduğu kimi, Azərbaycanda da aparılan urbanizasiya və sənayeləşdirmə siyasəti ilə bağlı olmuşdur. Belə ki, bu siyasətin nəticəsi olaraq, kənd yerlərindən subay əhalinin bir hissəsinin işləmək, yaxud da ali və orta ixtisas təhsili almaq üçün şəhərlərə getməsi və sonralar şəhərlərdə qalaraq işlə təmin olunmaları və orada ailə qurmaları müşahidə edilmişdir. 80-ci və 90-cı illərdə nikah bağlamanın səviyyəsi tədricən kəndlərdə daha yüksək olmuşdur. 2000-2007-ci illərdə nikah əmsalı üzrə yüksəlmə tendensiyası müşahidə edilmiş ─ 1000 nəfərə 7,3 nikah düşmüşdür. Son 3 ildə, yəni 2005-2007-ci illərdə isə müvafiq göstərici 9,3-ə çatmışdır. Həmçinin son illər şəhərlər və kəndlər arasında nikah əmsalına görə olan fərq azalmışdır (2007-ci ildə müvafiq olaraq 9,6 və 9,8). Bununla belə, yenə də kənd yaşayış məntəqələrində nikah bağlama səviyyəsinin bir qədər yüksək olması diqqəti cəlb edir.

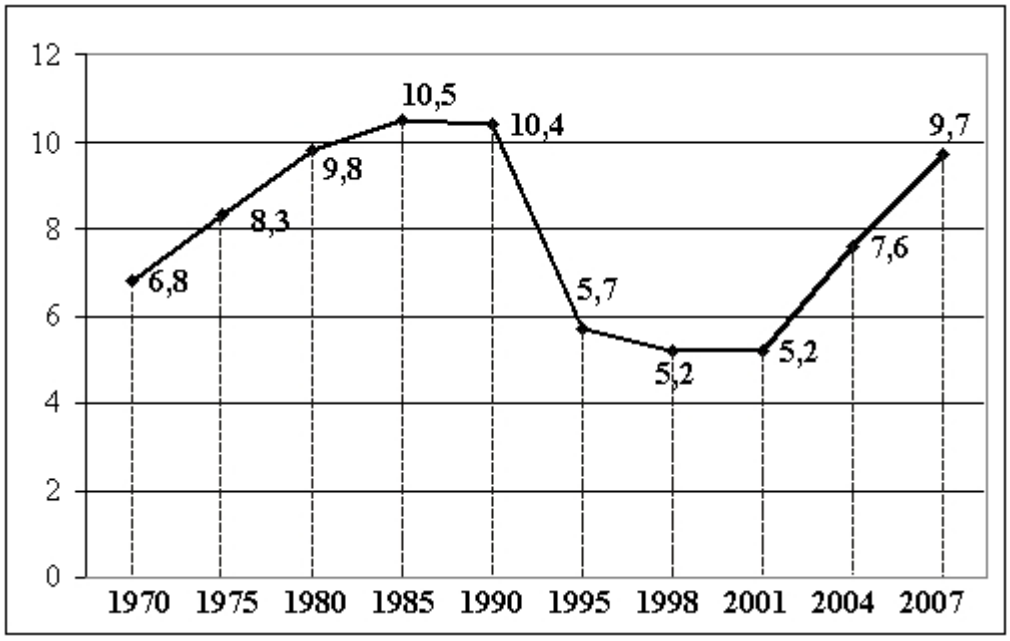
Son illərdə gənclərin ailə qurması prosesinin sürətləndirilməsi müşahidə olunur. Bunun səbəbi respublikanın sosial-iqtisadi inkişafı ilə əlaqədar əhalinin yaşayış səviyyəsində baş verən irəliləyişlərdir. Şəhərlərdə yaşayış binalarının tikintisinin genişlənməsi, tikinti materialları istehsalının, idxalının və bazarlarda satışının genişlənməsi və bununla da qəsəbə və kəndlərdə fiziki şəxslər tərəfindən fərdi yaşayış evlərinin tikintisinin sürətləndirilməsi gənclərin mənzil probleminin həll olunmasına öz müsbət təsirini göstərmişdir. Bu da öz növbəsində nikah bağlamanın səviyyəsini yüksəldən amil rolunu oynamışdır. Təkcə onu qeyd etmək kifayətdir ki, 2007-ci ildə Azərbaycanda nikah bağlama hallarının sayı 1999-cu illə müqayisədə 2,2 dəfə, o cümlədən son 5 ildə 2 dəfə artmışdır.

Qeyd etmək lazımdır ki, ölkədə aparılan demoqrafik siyasət də nikah və boşanma proseslərinə əhəmiyyətli təsir göstərir. Məsələn, ailə qurmaq hüququna malik olma üçün müəyyən edilən aşağı yaş həddinin yüksəldilməsi nikah bağlamanın səviyyəsini azaldır. Erkən nikah bağlamanın geniş yayılması doğum səviyyəsinin yüksəlməsinə səbəb olur və əksinə. Boşanma hallarının çoxalması isə doğumun səviyyəsinə mənfi təsir göstərir. Azərbaycanda 17 yaşından yuxarı qadınlar və 18 yaşından böyük kişilər nikah bağlama hüququna malikdirlər. Bununla belə, əhalinin mədəni və təhsil səviyyəsinin nisbətən yüksək olduğu Azərbaycanda erkən və nisbətən aşağı yaşda ailə quranların sayı xeyli azdır. 1999-cu ildə aparılmış siyahıyaalınmaya əsasən, ölkədə 16-24 yaşlı əhalinin 79%-ni, 16-19 yaşda olanların isə 92%-ni nikahda olmayanlar təşkil edir. Birinci nikaha daxil olanların orta yaşı 2007-ci ildə kişilər üçün 27,4, qadınlar üçün isə 23,3 nəfər təşkil etmişdir ki, bunlar da bir sıra Şərq ölkələri ilə müqayisədə aşağı göstərici hesab oluna bilməz.

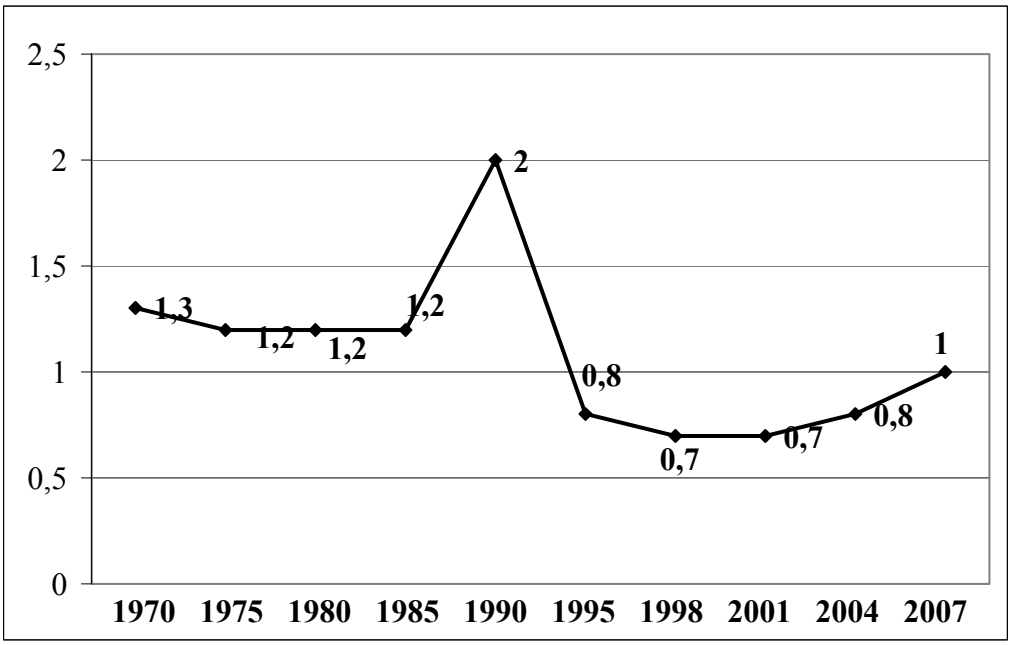
Son 50 ildən artıq müddətdə Azərbaycanın əhalisi üzrə boşanmanın səviyyəsində də dəyişikliklər baş vermişdir (2-ci şəkil). 50-ci illərdə və 60-cı illərin birinci yarısında boşanmanın səviyyəsi nisbətən aşağı olmuş, 60-cı illərin ikinci yarısında yüksəlmiş və 90-cı illərə qədərki dövrdə nisbətən sabit qalmışdır. 1990-cı ildə əhalinin 1000 nəfərinə düşən boşanmaların sayı maksimuma çatmış, 2,0-a bərabər olmuşdur. Belə vəziyyətin müşahidə olunmasına əsasən, fərqli millətlərin nümayəndələrinin birgə (Qarabağdakı məlum hadisələrdən sonra azərbaycanlılarla ermənilərin, SSRİ dağıldıqdan sonra əhalinin emiqrasiyası nəticəsində azərbaycanlılarla rusların və s.) qurduqları ailələrin dağılması, respublikadakı ictimai və iqtisadi böhran təsir göstərmişdir. Sonrakı illərdə boşanma hallarının sayı azalmış, 1993-2004-cü illərdə 1000 nəfərə düşən boşanmaların orta illik sayı 0,8-ə enmişdir. Boşanmanın səviyyəsi ölkənin şəhərlərində kəndlərə nisbətən həmişə yüksək (3-5 dəfə və daha çox) olmuşdur. Qeyd etmək lazımdır ki, boşanma əmsalının son bir neçə ildə artması müşahidə olunmuşdur. Buna xeyli dərəcədə nikah bağlamaların sayının artması təsir göstərmişdir. Belə ki, yeni ailə quranların sayının artması ilə onların bir qisminin boşanması ehtimalı da yüksəlmiş olur. Kənd yerlərində boşanma hallarının çoxalması da narahatlıq doğurur. 2004-2007-ci illərdə boşanmaların sayı 21%, kənd əhalisi üzrə xeyli çox — 72% artmışdır. Bununla belə, onu da qeyd etmək lazımdır ki, kəndlərdə boşanmanın səviyyəsi şəhərlərlə müqayisədə kifayət qədər aşağıdır.

Azərbaycanın regionlarında və iri yaşayış məntəqələrində nikah və boşanmaların dinamikasını müqayisəli şəkildə öyrənmişik. Məlum olmuşdur ki, nikah əmsalına görə, iqtisadi rayonlar arasında Abşeron (hər 1000 nəfərə 10,2), Dağlıq Şirvan (10,1), Quba-Xaçmaz iqtisadi rayonları (10,0) və Bakı şəhəri ərazi vahidi (10,0) irəlidədir. Bu göstəriciyə görə geridə qalan iqtisadi rayonlar isə Dağlıq Qarabağ (7,8) və Gəncə-Qazaxdır (8,6). Boşanma əmsalına gəldikdə isə, bu göstərici Lənkəran iqtisadi rayonunda (hər 1000 nəfərə 0,5) və Abşeronda (1,2) nisbətən aşağıdır.

İri şəhərlərə gəldikdə isə, 90-cı illərə qədər ilk növbədə Bakı, eləcə də Lənkəran, həmçinin Şirvan, Yevlax, Xankəndi şəhərləri nikah səviyyəsinin nisbətən yüksək olması ilə seçilmişlər. Bakı şəhərində nikah əmsalının yüksək olması burada iş və yaşayış yeri ilə (mənzillə) təmin olunma imkanlarının digər şəhərlərlə müqayisədə daha geniş olmasının nəticəsi idi. Oxşar vəziyyətin Lənkəranda müşahidə edilməsi isə həmin şəhərin yerləşdiyi regionun əhalisinin etnik-ənənəvi xüsusiyyətləri ilə bağlı olmuşdur. 90-cı illərdə bu və digər şəhərlərdə nikah əmsalının qiyməti 1,5-3,5 dəfə aşağı düşmüş, nikah əmsalına görə ayrı-ayrı şəhərlər arasındakı fərq azalmışdır. Bakı, Lənkəran, Yevlax, Şirvan şəhərlərində nikah səviyyəsi digər şəhər və regionlara nisbətən yüksək olaraq qalmaqdadır.



1-ci şəkil. Azərbaycanın əhalisi arasında 1000 nəfərə olan nikah əmsalı



2-ci şəkil. Azərbaycanın əhalisi arasında 1000 nəfərə olan boşanma əmsalı

Boşanma əmsalına gəldikdə isə, bu göstərici uzun müddət qeyri-azərbaycanlıların (rusların, ukraynalıların, ermənilərin və s.) xüsusi çəkisinin nisbətən yüksək olduğu Bakı, eləcə də Sumqayıt, Mingəçevir, Xankəndi şəhərlərində daha yüksək olmuşdur. 90-cı illərin əvvəllərində sosial-iqtisadi və siyasi böhranla əlaqədar olaraq, bütün yaşayış məntəqələrində boşanmanın səviyyəsi nəzərə çarpan dərəcədə artmışdır. Lakin 90-cı illərin ikinci yarısında nikah bağlamanın azalmasına uyğun olaraq, boşanmanın da səviyyəsi aşağı enmişdir. Son bir neçə ildə isə nikah səviyyəsinin artması boşanmanın səviyyəsinə də yüksəldici təsir göstərmişdir. Urbanistik həyat

tərzinin daha geniş yayıldığı Bakı, eləcə də Sumqayıt, Gəncə, Mingəçevir şəhərlərində boşanmanın səviyyəsi hazırda da nisbətən yüksəkdir.

Azərbaycanda nikah və boşanma prosesləri üzrə son illər müşahidə olunan meyillər, gəldiyimiz nəticələr aşağıdakı kimi ümumiləşdirilə bilər:

– Son 20 illik müddətdə Azərbaycanda nikah bağlamanın səviyyəsi əhalinin yaşayış səviyyəsinə düz mütənasib olaraq dəyişmişdir. Yəni əhalinin maddi vəziyyəti yaxşılaşdıqca, nikah bağlamanın səviyyəsi də müvafiq şəkildə yüksəlmişdir. Göstərilən müddətdə nikah bağlamanın səviyyəsinə görə şəhərlər kəndlərdən əsasən geri qalmışdır. Bununla belə, nikah əmsalına görə onlar arasındakı fərq hazırda nisbətən azdır.

– Ötən əsrin 90-cı illərində nikah bağlamanın səviyyəsi kəskin şəkildə (80-ci illərlə müqayisədə təxminən 2 dəfəyədək) aşağı enmişdir. Qeyd olunan dövrdə boşanma əmsalı da aşağı düşmüşdür. 2000-2007-ci illərdə nikah əmsalında 2 dəfədən də çox artım müşahidə olunmuş, müvafiq göstəricilər 90-cı illərin əvvəllərində olan göstəricilərə yaxınlaşmışdır. Bu, sosial-iqtisadi inkişafın sürətlənməsi, əhalinin maddi vəziyyətinin tədricən yaxşılaşması hesabına baş vermişdir. 2005-2007-ci illərdə istər şəhər, istərsə də kənd əhalisi arasında boşanmanın səviyyəsi artmışdır. Kənd əhalisi arasında boşanmanın ən yüksək göstəricisi (1000 nəfərə 0,5 boşanma) qeydə alınmışdır.

– Son illər ölkədə çoxlu sayda yaşayış binaları tikilib istifadəyə verilsə də, əhalinin, o cümlədən gənclərin xeyli hissəsi özlərini mənzillə təmin etməkdə çətinlik çəkir, bu da onların ailə qurması prosesini gecikdirir – nikah halları azalır. Respublikada əhaliyə ipotekaların verilməsi həyata keçirilsə də, təəssüf ki, bu proses hələ də problemin qismən həll edilməsi ilə müşayiət olunmuşdur. Bu isə ipotekaların verilməsi mexanizmi ilə əhalinin maddi vəziyyəti arasındakı uyğunsuzluqdan irəli gəlir.

– Əhalisinin yarısının kənd sakinlərindən ibarət olmasına baxmayaraq, son illər Azərbaycanda boşanmaların sayının artması istər ölkənin ailə planlaşdırılması strategiyası, istərsə də sosial və demoqrafik baxımdan arzuolunmaz haldır. Buna görə də, hesab edirik ki, boşanmanı qanuniləşdirən şərtlərin yenidən nəzərdən keçirilməsi, boşanmadan sonra uşağın himayəsi məsələsinin həm əlverişli demoqrafik situasiya, həm də cəmiyyətin mənafeyi baxımından həll olunması zəruridir.

ƏDƏBİYYAT

AZƏRBAYCAN RESPUBLIKASI əhalisinin siyahıyaalınması. 1999. I., II.1., II.2. hissələr. 2000. Bakı.

AZƏRBAYCAN RESPUBLIKASININ Demoqrafik İnkişaf Konsepsiyası. 6 dekabr, 1999-cu il.

AZƏRBAYCANIN DEMOQRAFIK göstəriciləri. 2002. Səda. Bakı.

AZƏRBAYCANIN ƏHALISI (2000-2008-ci illər). 2005. Səda. Bakı.

НЕКОТОРЫЕ ДЕМОГРАФИЧЕСКИЕ и социально-экономические показатели Азербайджанской Республики за 10 лет. 1991. Баку.

Məqaləyə akademik B.Ə.Budaqov rəy vermişdir

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА

© Ф.С.Ахмедбейли, Ф.А.Кадиров, М.И.Исаева, В.В.Коробанов, 2009

АКТИВНОСТЬ ЛИТОСФЕРЫ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ СРЕДИЗЕМНОГО МОРЯ НА НОВЕЙШЕМ ТЕКТОНИЧЕСКОМ ЭТАПЕ И ВОЗМОЖНОЕ РАЗВИТИЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Ф.С.Ахмедбейли, Ф.А.Кадиров, М.И.Исаева, В.В.Коробанов

Институт геологии НАН Азербайджана
AZ1143, Баку, просп. Г.Джавида, 29А

В статье рассмотрены вопросы активности литосферы Восточного Средиземноморья и возможное развитие геотектонических процессов в этом регионе. Приведены имеющиеся данные о литосферных перемещениях, субдукционных и коллизионных процессах, проявлении вулканизма и сейсмичности. По данным GPS-измерений на территории Турции и прилегающих к ней Эгейского и Средиземного морей выделены 3 зоны: Восточная, Центральная и Западная с различными направлениями и значениями скоростей горизонтального перемещения. Такой режим растяжения земной коры вдоль границ между этими зонами в дальнейшем может привести к образованию рифта в этом регионе.

Восточный сегмент Средиземного моря (между 20^0 и 37^0 восточной долготы) охватывает почти третью часть этого водного бассейна. По его тектонике и истории геологического развития в фанерозое опубликованы многочисленные труды (Б.Бижю-Дюваль и соавторы, А.Кэр, А.Д.Смит и Э.М.Морс, Е.В.Артюшков, А.Е.Шлезингер, А.Я.Яншин, В.Е.Хаин, В.В.Белоусов, Е.Д.Сулиди-Кондратьев, В.В.Козлов и др.), анализ которых показывает, что мнения исследователей по многим вопросам существенно разнятся.

Идеи о реликтовой природе Средиземноморья с первичной океанической корой; о новообразовании его структур в связи с растяжением и раздвиганием верхнего сиалического слоя земной коры; о роли при этом глубинных процессов преобразования континентальной коры в океаническую, по мнению некоторых исследователей (Магницкий, Артюшков, 1978; Артюшков и др., 1980), не находят своего подтверждения.

Восточное Средиземноморье существенно отличается от остальной части бассейна по геолого-геоморфологическим особенностям (рис. 1). Так, наиболее погруженные впадины с глубинами 4600 и 3310 м приурочены к его восточному сегменту, а в остальной части моря эти глубины составляют не более 2700 м. По отношению к геологической структуре рельеф дна здесь более дифференцированный. Следует также отметить некоторые особенности рельефа северных и южных бортов, обусловленные активностью тектонических процессов на новейшем этапе развития, особенно на его поздней стадии – поздний миоцен - четвертичное время.

С юга рассматриваемый сегмент ограничен докембрийской платформой (СВ Африка), покрытой осадочным чехлом фанерозоя. Вдоль бортов Красноморского рифта установлены выступы верхнего протерозоя и сравнительно небольшие поля архея. Здесь также отмечаются выходы вулканогенных образований кайнозойского возраста (Хаин, 2001).

Северный борт сегмента граничит с эллинидами и юго-западным окончанием альпийской складчатости Анатолии (Западные Тавриды). По имеющимся данным (Смит и Морс, 1977) в тектонике эллинид важную роль играют разломы, пересекающие несколько структур, или же разломы, являющиеся границей между структурами. Отмечается также восемь крупных надвиговых пластин, переместившихся в СВ-ЮЗ направлении.

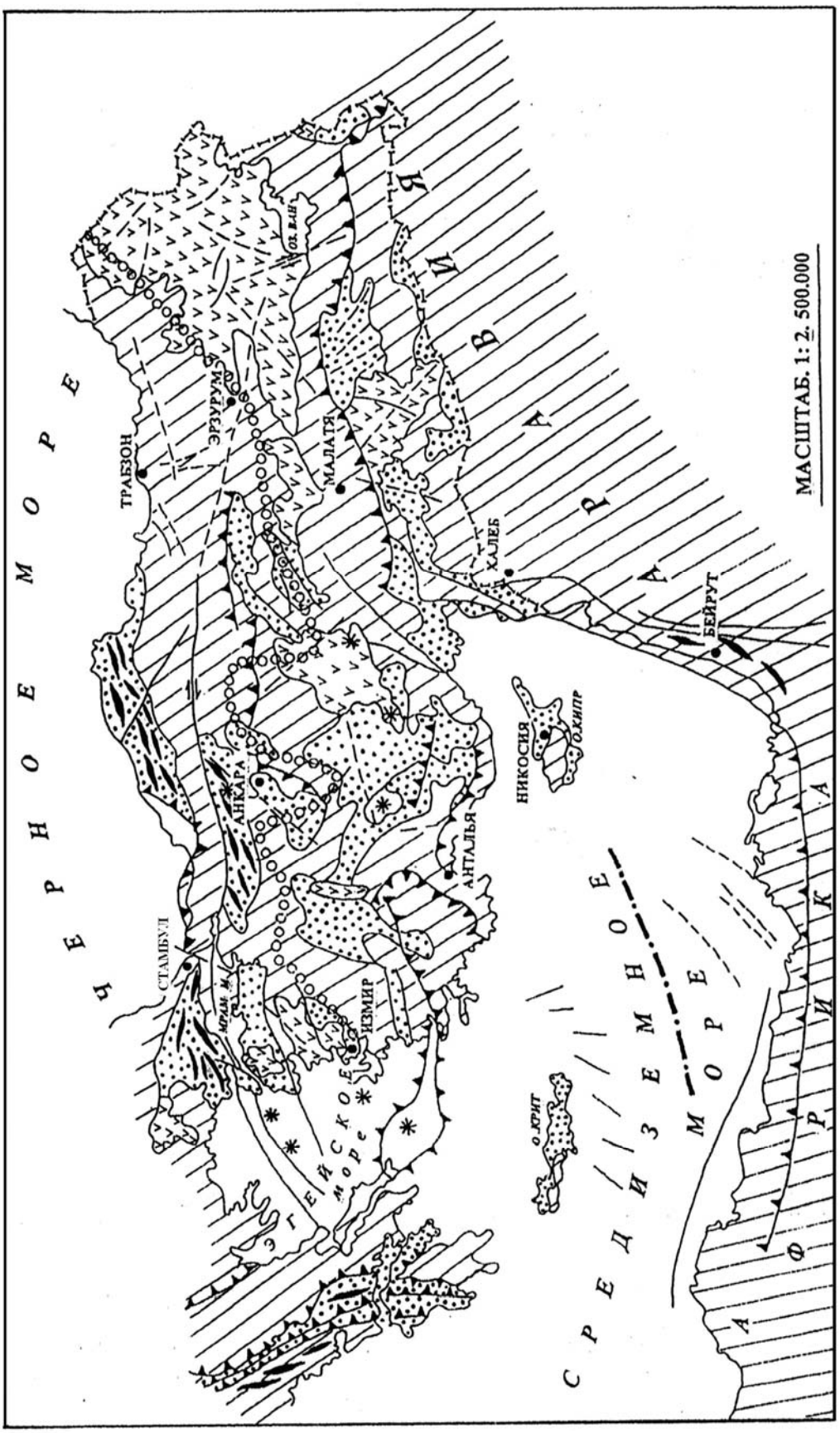
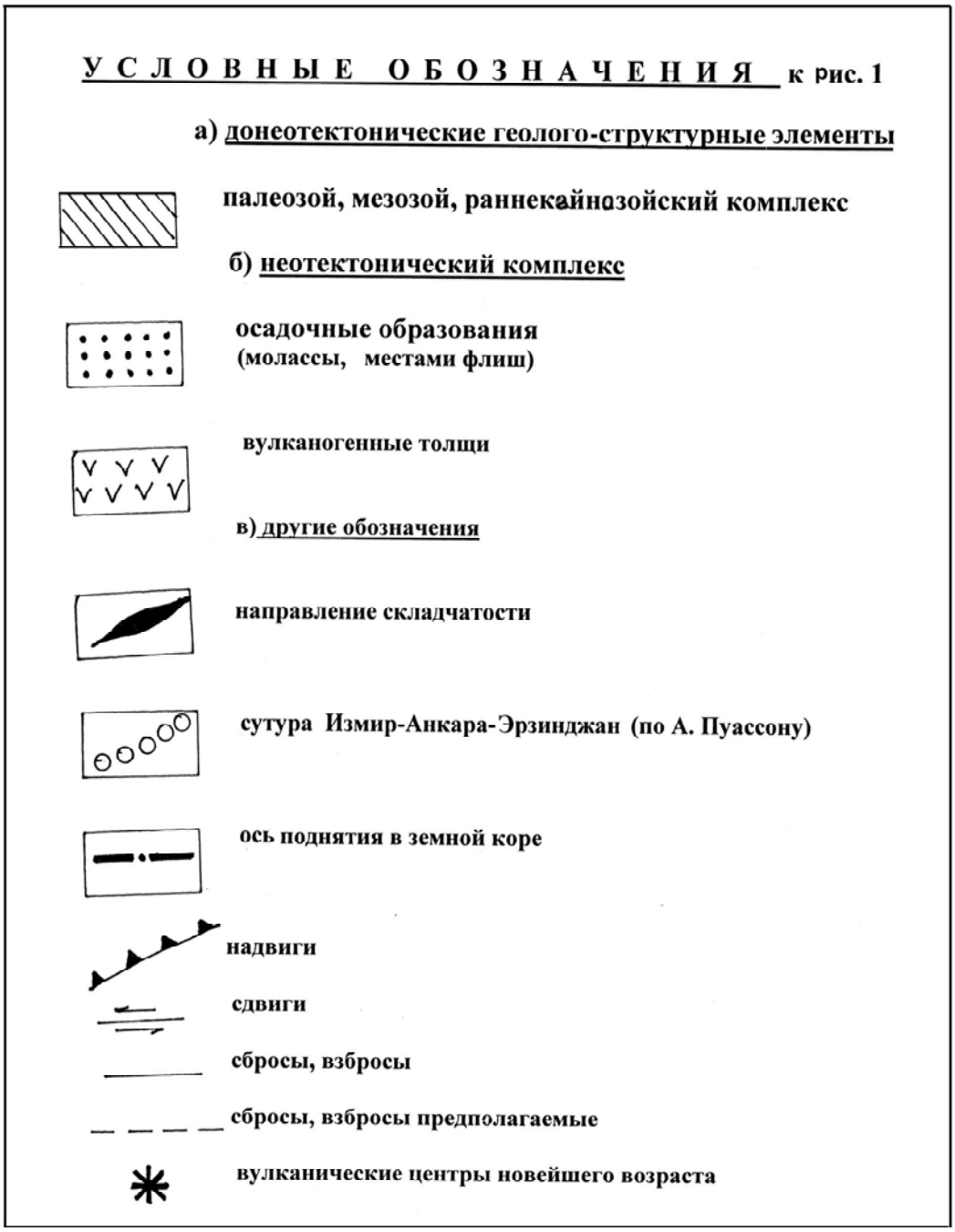


Рис. 1. Схематическая геолого-тектоническая карта восточной части Средиземного моря. Составлена на основании тектонической карты Средиземного моря М.1:5 000 000 (по Богданову и др., 1994) и геологической карты Турции М.1:2 000 000 (по Bingol, 1989)



Восточный край Средиземного моря приурочен к северному «узлу» вращения Аравийской микроплиты, которое началось после раскрытия Красноморского рифта на неотектоническом этапе. Тектоническая граница его выражена сдвигом вдоль всей границы море – континент.

По данным Е.Д.Сулиди-Кондратьева, В.В.Козлова (1980), через рассматриваемую часть Средиземного моря проходит восточный отрезок крупного Гибралтар-Оманского тектонического (офиолитового) шва, прослеженного на островах Крит, Карпата, Кипр и в западной части Ливана. В современной структуре упомянутый шов приурочен к узкой (десятки км) чешуйчато-надвиговой зоне.

Современные поперечные размеры Средиземного моря в связи со сближением

Европейской и Африканской литосферных плит продолжают сокращаться. Этот процесс охватывает длительное геологическое время, в течение которого ареал распространения палеотетиса намного уменьшился и произошел его переход в мезотетис. Современные же границы неотетиса сформировались уже на неотектоническом этапе.

На неотектоническом этапе (мезозойская эра) основные тектонические блоки восточного моря, в частности Анатолийский, занимали несколько иное положение. Палеомагнитные данные юрских известняков местности Биледжик северо-западной части Анатолии позволили установить тектонический поворот этой области на 90^0 по часовой стрелке со времени поздней юры. По данным исследований (Orbay, Baburdi, 1979) в районе Северо-Анатолийской зоны разломов структуры, сложенные туфами и дайками вулканогенных пород, в позднемеловое время испытали поворот относительно Европы на $45\text{-}50^0$ против часовой стрелки. Авторы такое развитие процесса (поворот) в Турции объясняют сближением Аравийской плиты с Евразийской; поворот около 30^0 против часовой стрелки зафиксирован в период от позднего мела до настоящего времени.

В тектонической структуре континентов, граничащей с Восточным Средиземноморьем, существенные изменения произошли в олигоцен-четвертичное время, т.е. на неотектоническом этапе, когда образовались крупные рифтовые зоны, как, например, «Восточно-Африканский рифт», а структура в районе восточного «замыкания» Средиземного моря осложнилась в результате раскрытия Красноморского рифта в миоцене.

Определенный интерес представляет восточная граница Средиземного моря. В некоторых публикациях (Хаин, 2001; Дьюи, Берд, 1974) авторы вдоль этой границы выделяют крупный субмеридиональный левосторонний сдвиг протяженностью более 600 км. Сдвиг можно рассматривать как тектоническую границу между морской и континентальной частями. В этом регионе строение дна Средиземного моря достаточно сложное. На севере его расположены впадины Родос, Анталия, Киликия-Адана, Искендерун, в осевой зоне – желобы Страбон, Кипр, а на юге – платформа Левант. Уместно отметить, что, по мнению Н.Кэлдера (1975), многочисленные мелкие острова Эгейского моря, включая остров Крит и южную материковую часть Греции, расположены на небольшой плите, движущейся в направлении Африки, в результате этого перекрывается часть дна моря, и за пределами прибрежной части острова Крит формируется глубоководный желоб.

Авторы настоящей статьи полагают*, что выделять плиты таких слишком малых размеров нецелесообразно по причинам: 1) значительной неотектонической активности, особенно на последней плиоцен–четвертичной стадии; 2) развития в восточном сегменте Средиземного моря целой серии региональных разломов новейшего возраста, особенно вдоль Гибралтарско-Оманского шва; 3) наличия обстановки сжатия, связанной со сближением Европейской и Африканской литосферных плит, в результате которой вряд ли могли сохраниться плиты слишком малых размеров; 4) движения хр. Кирения (северный Кипр) в направлении Кипрского желоба, а последнего в сторону платформы Левант. Все эти данные в совокупности свидетельствуют о том, что многочисленные острова (большей частью мелкие) – Хиос, Самос, Родос, Андрос, Тира, Крит и др. вместе с южной частью Греции входят в состав единого тектонического мегаблока, а не образуют отдельную малую плиту, как это считает Н.Кэлдер.

На высокую тектоническую напряженность восточной части Средиземного моря указывают довольно активная вулканическая деятельность и сейсмичность, особенно на поздней стадии (постмиоценовой) рассматриваемого этапа. По имеющимся хронологическим данным вулканические извержения взрывного типа периодически происходили еще до нашей эры. Интервалы времени между их активизацией были сравнительно длительными, в связи с чем энергия извержения некоторых вулканов могла достигать огромной силы.

Вышеизложенные данные показывают, что к концу неотектонического этапа развития (плиоцен – четвертичное время) восточный сегмент Средиземного моря отличался высокой тектонической активностью в связи с ус-

* Предполагаемая далее интерпретация этих данных поддерживается не всеми соавторами.

корением встречного движения его северного и южного бортов (при сравнительно быстром перемещении Европейского борта), горизонтальным смещением вдоль восточного края моря (северо-запад Аравии). Одновременно продолжали углубляться желобы Страбона и Кипрский. По нашему мнению, выделение зон субдукции (Хаин, 2001) в восточной части Средиземного моря не убедительно, так как здесь не известны глубоководные желобы, островодужные системы, а земная кора не очень мощная.

По мнению Е.Д.Сулиди-Кондратьева, В.В.Козлова (1980), утоненная континентальная кора впадины Эгейского моря в настоящее время испытывает неравномерную деструкцию. Следует отметить, что существующие позиции или идеи разных исследователей (Б.Бижю-Дюваль, Ж.Летузе и др., Е.Д.Сулиди-Кондратьев, В.В.Козлов, Л.И.Лебедев, Я.П.Маловицкий, М.В.Муратов и др.) касаются Средиземного моря в целом, в связи с чем отдельные его сегменты не детализируются.

Определенный интерес представляют идеи Д.Маккензи (Кэлдер, 1975), высказанные в отношении восточного сегмента Средиземного моря и его континентального окружения – Африки, Аравии, Турции и частично Греции. В чем суть этих идей?

Исходя из данных по сейсмичности, Д.Маккензи подтверждает горизонтальное перемещение плит, граничащих по разлому. При этом тектонические блоки, раскалываясь в результате катастрофических землетрясений, перемещаются в разные от разлома стороны. Анализ многочисленных данных по тектонике и сейсмичности территории Азербайджана (Ахмедбейли, Гасанов, 2004) свидетельствует о том, что во время землетрясения деформации в сейсмическом очаге возникают не только по граничному разлому между блоками, но нередко и во внутренних частях самих блоков (дилатансия), которые согласно геофизическим данным имеют разные формы и размеры. Нужно также отметить, что угол наклона плоскости разлома меняется с глубиной в зависимости от состава пород и в целом от строения коры. Д.Маккензи выделяет две малые плиты – Эгейскую, включающую Грецию и одноименное море, и Турецкую в пределах Анатолийского полуострова.

Необходимо отметить, что стремление многих ученых-мобилистов выделять тот или иной участок континента как литосферную плиту (микроплиту) началось вскоре после признания соответствующей теории. При ознакомлении с многочисленными литературными источниками по центральному сегменту Альпийского складчатого пояса (Иран, Турция, Кавказ, Ближний восток и др.) стало ясно, что без достаточного на то основания выделяются малые литосферные плиты. В большинстве случаев мы не обнаружили убедительных аргументов присутствия таких плит. Практически нет обоснования четких границ плит, направления перемещения и времени, когда они столкнулись или раскололись; нет также достаточно обоснованного анализа (одни только общие суждения) роли глубинных процессов в образовании малых плит. Почему одни плиты крупных размеров раскололись, а другие нет? Здесь уместно вспомнить слова В.В.Белоусова, который пишет: «Там, где геологи искали тонкие словесные оттенки для описания всего колоссального разнообразия геологических структур, стали создаваться «модели», основанные на упрощенных контрастах машинной (ЭВМ) логики» (1978), т.е. соответствующее моделирование математиков и физиков-теоретиков».

По нашему мнению, Эгейское море образовалось на неотектоническом этапе, точнее на его последней стадии (поздний миоцен – четвертичное время) в связи с погружением части суши между Турцией и Грецией, и определяющую роль в этих геотектонических процессах играли вертикальные, а не горизонтальные движения. Шельфовая зона Эгейского моря занимает значительную площадь, где глубины не превышают 1000 м, за исключением единичных точек, где она составляет 1200 м. Многочисленные небольшие острова (о-ва Лесбос, Ремнос, Хиос, Икария, Самос и др.) в Эгейском море представляют собой реликты погруженной суши, геологическое строение которых достаточно сходно с материковым зонами Турции (западной) и Греции. Их берега сильно изрезаны, образуя ряд небольших заливов и полуостровов, обнаруживая схожие с береговой полосой суши Эгейского моря геоморфологические особенности.

Ряд исследователей, включая и Д.Мак-

кензи, обосновывая свои идеи, исходили в основном из данных сейсмичности рассматриваемой территории. Они считают, что в сейсмоактивных регионах образование малых плит происходит в зонах сосредоточения многочисленных эпицентров землетрясений, т.е. вдоль разломов. Отметим, что при таком подходе не принимаются во внимание глубины очагов землетрясений, механизм их действия и т.д.

Обратимся к фактическим данным. Согласно сейсмостатистике (1999-2008 гг.) в континентальном окружении Восточного Средиземноморья большинство сейсмических очагов (в том числе и сильных землетрясений) сконцентрировано на разных глубинах (рис. 2 и 3), в пределах литосферы – значительно больше в земной коре и примерно до среднего уровня консолидированного слоя. Если учитывать мощность осадочного слоя, то можно ли говорить об образовании Эгейской и Турецкой малых плит, которые, как известно, формируются в связи расколом по всей толще литосферного слоя.

Следует принимать во внимание как важный показатель механизм очага землетрясений, который связан с деформациями типа взброс-надвиг, сброс или сдвиг (strike-slip). Каждый из них отличается некоторыми особенностями. Например, область распространения сотрясаемости с максимальной магнитудой (M), связанной со сдвиговой деформацией в очаге, на поверхности проявляется более или менее линейно – в виде вытянутого эллипса. Если деформация происходит в результате сброса, то плейстосейстовая зона сильного землетрясения будет округлой формы.

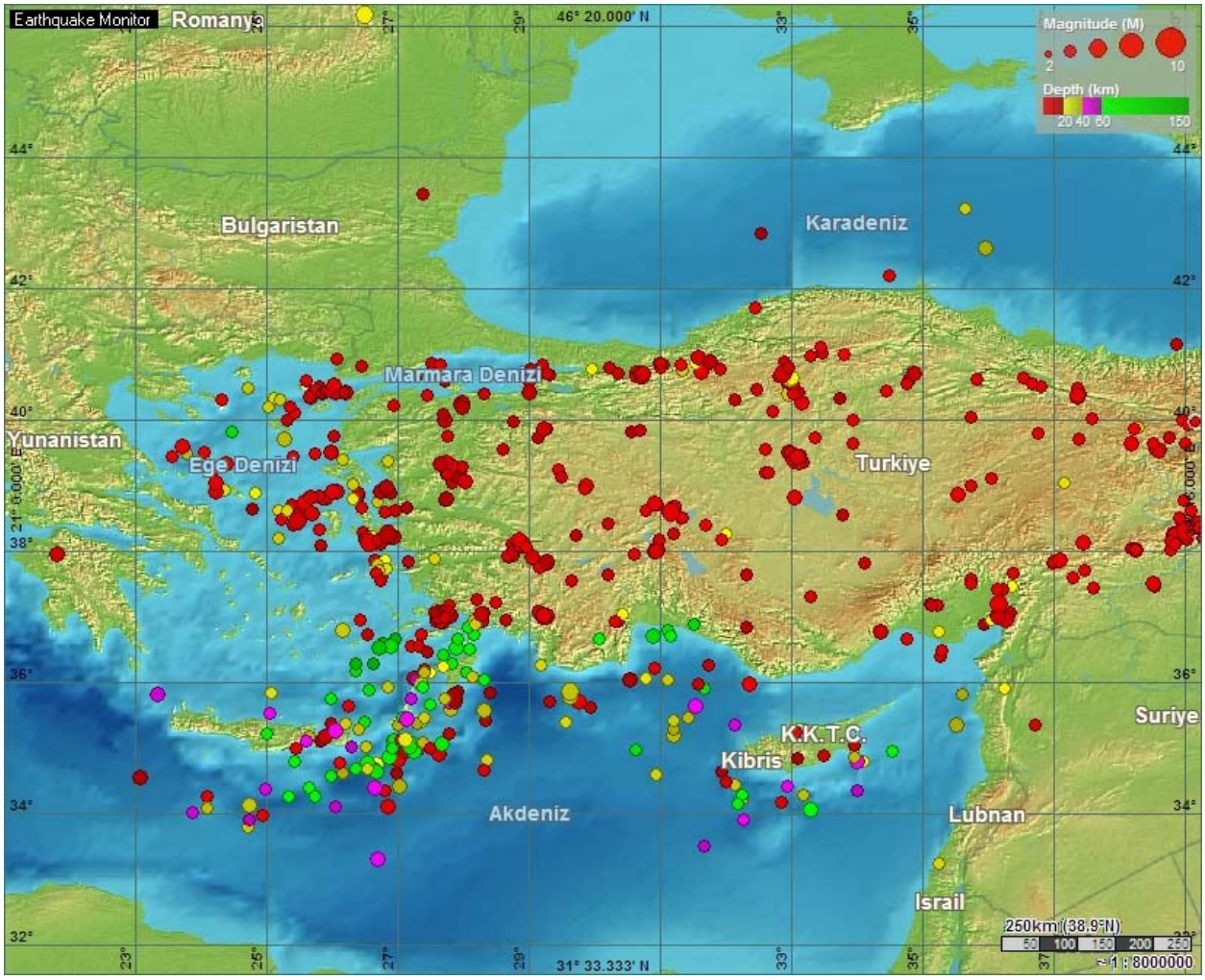


Рис. 2. Карта эпицентров землетрясений Турции и прилегающих частей Средиземного моря за 1999-2008 гг.

Очевидно, что сейсмическая активность восточной части Средиземного моря и его континентального окружения и ее изменение во времени и в пространстве являются важными факторами, позволяющими исследователям высказывать свои суждения и выдвигать новые идеи об особенностях образования и перемещения малых литосферных плит. Однако в этих процессах следует прежде всего учитывать геодинамическую обстановку в литосфере, ее изменение на разных глубинах и по латерали и в связи с этим оценивать дальнейшую тектоническую эволюцию малых плит – направление движения, деструкцию при столкновении, формирование поверхностной геологической структуры (орогенов, депрессий) и т.д.

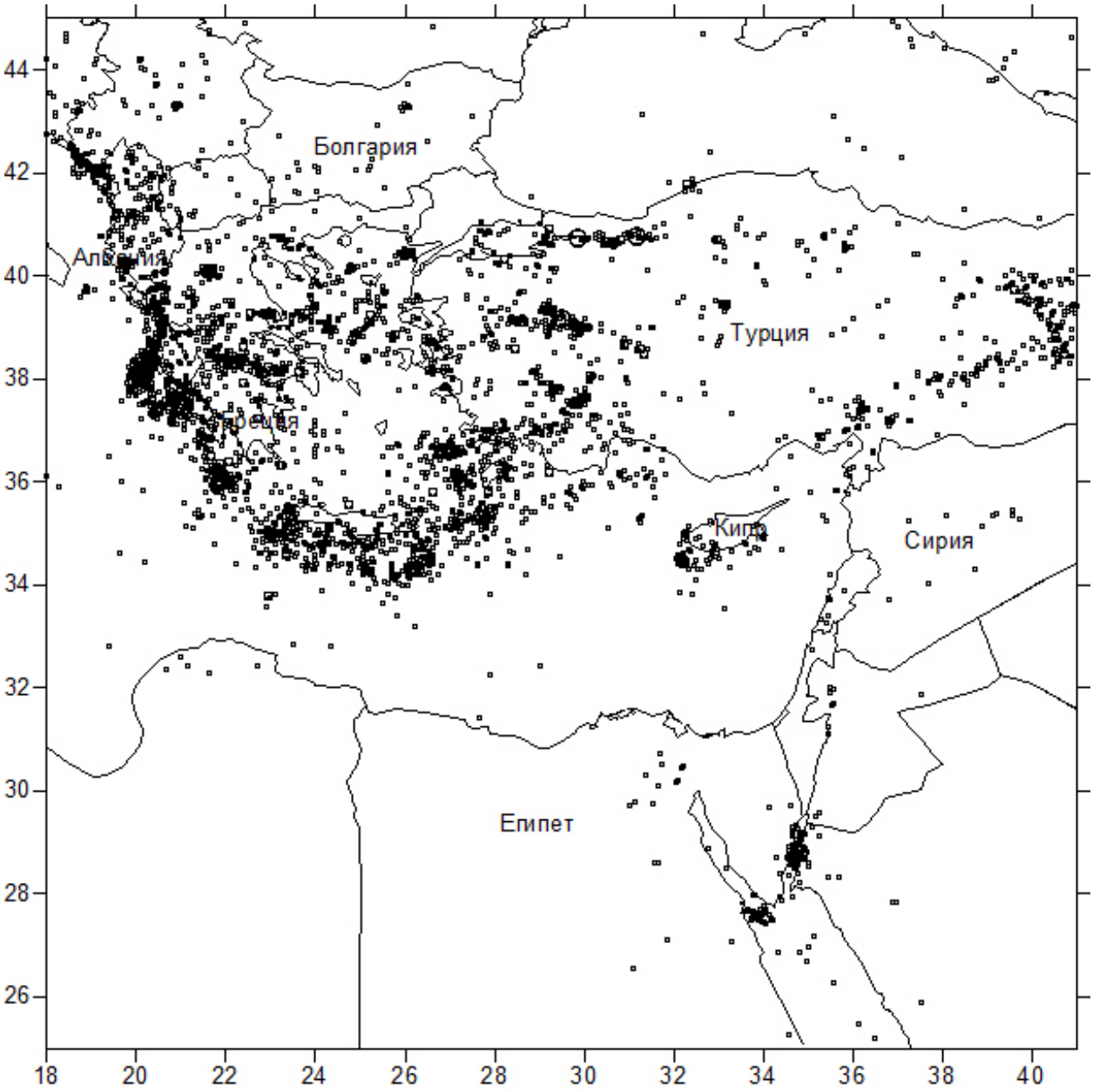


Рис. 3. Распределение эпицентров землетрясений в восточной части Средиземного моря за 1960-2008 гг.

Таким образом, интерпретация геодинамического режима литосферы должна опираться не только на сейсмическую активность, но и на другие факторы, в частности, на изменения температуры и давления вдоль разных глубинных разделов литосферы, обменные процессы между мантией и литосферой, а также учитывать взаимосвязи горизонтальных перемещений с вертикальными движениями и физико-химическим составом вещества в литосфере и т.д.

Неотектонический этап развития восточного Средиземноморья отличается высокой активностью главных тектонических структур Турции, Греции и континентальной части дна бассейна, сопровождаемой молодым вулканизмом, орогенными процессами, складкообразованием, формированием новых разломов, в общем свидетельствующих о дифференцированном характере геодинамики литосферного слоя. При этом горизонтальные и вертикальные тектонические движения имели несколько прерывистый характер, более четко выраженный в Эгейском море и местами – в его континентальной части.

С активизацией неотектонических процессов, особенно в их средней стадии (средний миоцен – плиоцен), связаны раскол Аравии и ее отход от Африки в СВ направлении; образование Красноморского рифта; дальнейший рост крупного подводного поднятия земной коры (см. рис.1); интенсивное дробление суши между Грецией и Турцией и ее устойчивое погружение с формированием Эгейского моря; активный наземный и подводный вулканизм плиоцен-четвертичного возраста. Важным тектоническим элементом этого региона является протяженный Северо-Анатолийский разлом, согласно карте активных разломов Турции М.1:2 000 000 протягивающийся широтно по всей территории страны. С ним связаны эпицентры ряда ощутимых и сильных землетрясений. Южнее этого разлома территория Турции (в основном в пределах Таврид) довольно быстро (11,5 см/г по Н.Кэлдеру) перемещается в западном направлении.

Современная стадия неотектонического развития восточной части Средиземного моря и его континентального обрамления отличается значительной активностью тектонических движений. Это выражается в продолжающемся поднятии основных горных зон (Понтические, Таврические горы), горизонтальном перемещении слоев литосферы, включая и надвиговые дислокации. В восточной, западной и сравнительно меньшей центральной части Турции, а также в Эгейском море и прилегающей акватории Средиземного моря зарегистрированы многочисленные эпицентры землетрясений с М=5-7 и отдельные катастрофические.

Представления исследователей о геодинамических и тектонических процессах литосферы на новейшем этапе значительно обогатились с началом использования космической геодезии (GPS). За сравнительно короткий период времени для рассматриваемого региона накопился огромный фактический материал, результаты анализа которого обобщены (рис.4) целой группой исследователей (28 авторов) из США, Турции, Азербайджана, Грузии, Армении, России, Украины, Греции, Египта, Саудовской Аравии, Йемена, Сирии (Reilinger et al., 2006). Как видно из рисунка пункты измерения скорости и направления современных движений в основном сконцентрированы на территории Турции, Южной Греции и на прилегающих участках Средиземного моря; меньшее количество GPS-измерений проведено вдоль береговой полосы крайнего северо-восточного окончания Африки (в районе Синайского полуострова) (рис. 4).

На основании данных GPS-измерений можно выделить следующие зоны:

а) Восточная зона Турции, где современные движения происходят в северо-западном, а в отдельных местах – субмеридиональном (ССЗ) направлениях. Скорости движений здесь большей частью равны 12-16 мм/г., только в четырех точках не превышают 2-4мм/г.;

б) Центральная зона (между долготными линиями 32^{o}-35^{o} в.д.), в которой западное направление движений во всех точках широтное, а местами и субширотное, скорости меняются от 10 до 22 мм/г., а в единичных точках – от 4 до 8 мм/г.

в) значительно от предыдущих зон отличается территория, включающая западную Анатолию, Эгейское море, южную Грецию и восточное Средиземноморье, где по результатам замеров в 31 точках направление современных движений юго-западное или юг–юго-западное.

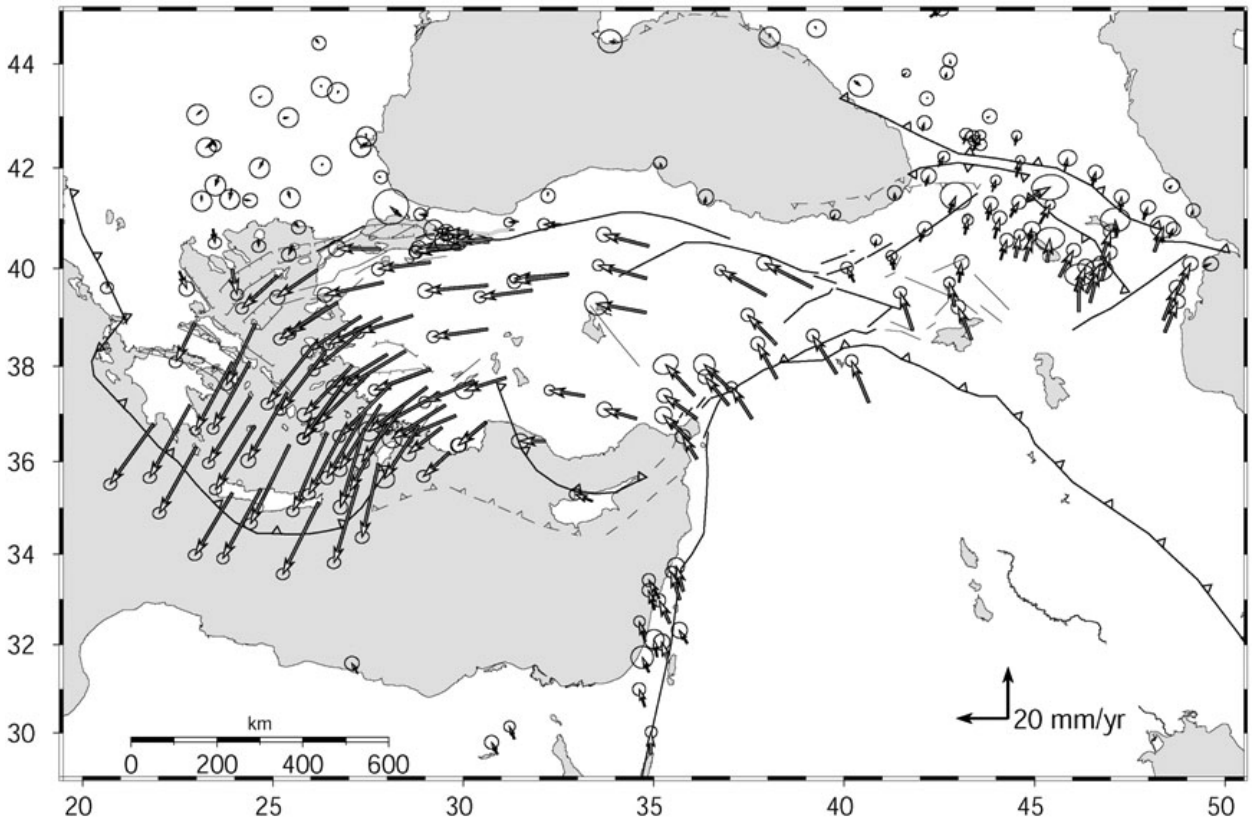


Рис. 4. GPS-скорости регионов Средиземноморья и Кавказа по (Reilinger et al., 2006)

Здесь значительно увеличены скорости, которые местами составляют 14-20 мм/г., 21-30 мм/г. и более 30 мм/г.

Направления и скорости современных горизонтальных движений определены также вдоль юго-восточного побережья Средиземного моря в Африке и Аравии. Результаты показывают, что эти скорости не превышают 2-5 мм/г. (только в одной точке 9мм/г.) с направлением перемещения на северо-запад, а в единичных точках – на север.

Эти данные указывают на вращательное движение Анатолийского, Эгейского и Греческого тектонических блоков (мегаблоков). Анатолийский мегаблок (а не плита) не играет роль «толкача» т.н. Эгейской плиты и Греческого блока, перемещающихся как будто бы на запад (по Д.Маккензи). Ротация же этих блоков четко фиксируется, начиная с западной Анатолии и далее в Эгейском море и Южной Греции. Эта зона смещается в направлении северной Африки.

Важным представляется вопрос о глубинных силах, с которыми связаны современные тектонические движения на поверхности Земли. По имеющимся представлениям они генерируются процессами на глубинах 15-17 км, т.е. в консолидированной земной коре.

Такое предположение не обосновано конкретными данными. Более того, не принимается во внимание расслоенность литосферы, которая неоднородна по глубине и латерали, поэтому геодинамика любого тектонически и сейсмически активного региона, в том числе и рассматриваемого нами, проявляется по-разному.

Глубинные процессы обуславливают напряженное состояние литосферы, проявляющееся в землетрясениях. Описываемый регион сейсмически активен. Многие очаги расположены до глубины 20 км, несколько меньшее их количество – на глубине от 20 до 40 км и отдельные гипоцентры – от 40 до 60 км. Напряжения накапливаются в зависимости от состава горных пород, структурных переходов от одного слоя литосферы к другому, тектонической расслоенности и т.д. Как видно, направление и скорости современных текто-

нических движений (по GPS-измерениям) нельзя связывать только с процессами на одних и тех же глубинах (15-17 км). Эндогенные факторы этих движений приурочены к разным глубинным уровням.

Согласно имеющимся данным, скорости современных движений больше 10мм/г. установлены: в Восточной зоне Анатолии в 14; Центральной зоне – в 13; Западной, а также в Эгейском море, южной Греции и в восточной части Средиземного моря – в 31 точке наблюдений, по которым среднее значение скоростей за один год составляет соответственно 15 мм/г., 17мм/г. и 31 мм/г. Как следует из этих данных, Центральная зона отходит от восточной зоны значительно медленнее, чем юго-западная от Центральной. Если предполагать, что такой режим растяжения земной коры вдоль границ между зонами, как тектонический процесс, сохранится более или менее продолжительное время, например, в течение четвертичного периода, то скорость в западной полосе растяжения будет в 4 раза больше, чем в восточной. Отметим, что обе полосы растяжения (рис. 5) в общем совпадают с поверхностным геологическим рисунком территории Турции, на геологической карте которой (масштаб 1:2 000 000) прослеживаются узкие, протяженные линейные полосы выходов палеозойских (местами допалеозойских) и мезозойских образований.

Намного меньше GPS-данных для побережья ЮВ части Средиземного моря – всего 15 точек наблюдения, по которым современные горизонтальные движения ориентированы на ССЗ, а их скорости составляют 2-5 мм/г. (только в двух точках 9 мм/г.).

Конкретные значения глубин, с которыми связаны направление и скорость современных горизонтальных движений, определить трудно, и некоторые суждения по данному вопросу представляют субъективное мнение исследователей, при этом не учитывается периодическое изменение активности литосферы во времени и в пространстве. Можно только предполагать, что современные движения связаны с хрупким (верхний) и пластичным (нижний) слоями земной коры, на границе (К) которых, по мнению С.Н.Иванова (1990), корни глубинных разломов выполаживаются почти до горизонтального положения и по ним происходит перемещение масс. Генерация же этих процессов на поверхность Земли неравномерна.

Как могут развиваться процессы в дальнейшем? По нашему мнению, в полосе растяжения между Центральным и Западным мегаблоками Анатолии (см. рис.5) начинается образование нового рифта типа Красноморского. Ориентировки наземного рифта и предполагаемой нами тектонической структуры (нового рифта) вполне совпадают, видимо, будут очень похожи и морфологические особенности, а также их пространственное положение. Наконец, оба рифта, и существующий и предполагаемый, совпадают по геологическому возрасту, т.е. они неотектонические образования. В крайней восточной части Средиземного моря линия заложения (раскрытая) предполагаемого рифта пересекает СЗ периклиналь крупного погребенного поднятия земной коры.

Выводы

1. На неотектоническом этапе в восточной части Средиземного моря тектонические процессы проявлялись по-разному. В северных континентальных районах они сопровождались широкомасштабным вулканизмом, сейсмичностью, образованием молодых складчатых зон, крупных надвигов и шарьяжей, имели дифференцированный характер. Южные континентальные окраины (СВ часть Африки и прилегающие районы Аравии) отличаются стабильностью геологических событий, соответственно и современные горизонтальные движения имеют скорости не более 4-5 мм/г.

2. Эгейское море не относится к числу малых плит, а образовалось в результате опускания суши между Турцией и Грецией. Опускание происходило на неотектоническом этапе, усиливаясь на его последней – миоцен-четвертичной стадии. Об этом свидетельствует значительное сходство геологического строения многочисленных малых островов Эгейского моря и близлежащих берегов Турции и Греции. Возможно, что эти острова – непогрузившиеся части опущенной суши.

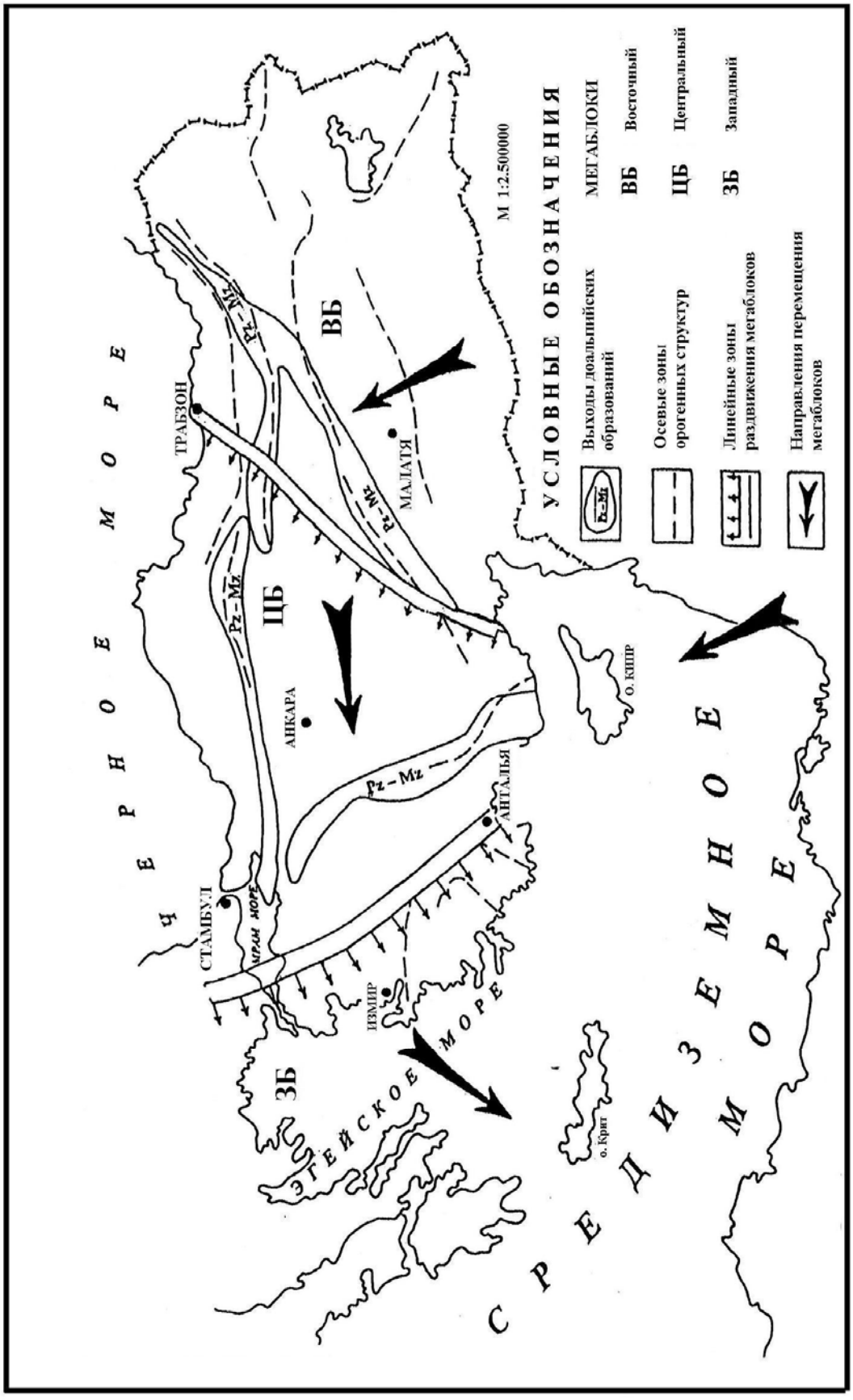


Рис. 5. Схема перемещения тектонических блоков в пределах Анатолии

3. По данным GPS-измерений на территории Турции и прилегающих Эгейского и Средиземного морей выделяются три зоны: Восточная, Центральная и Западная. В первой зоне направление современных движений северо-западное, второй – широтное, третьей – юго-западное. Согласно скоростям движений, Центральная зона отходит от Восточной медленно, а Западная от Центральной заметно ускоренно. Все три зоны относятся к крупным тектоническим блокам (мегаблокам), по границам которых происходит растяжение.

4. Накопление напряжений и геодинамическая активность в литосфере указанных тектонических блоков проявляются поразному. Более интенсивная геодинамика характерна для Западного блока, т.е. Западной Турции, Эгейского и прилегающих частей Средиземного моря, что подтверждается высокой сейсмической активностью.

ЛИТЕРАТУРА

АРТЮШКОВ, Е.В., ШЛЕЗИНГЕР, А.Е., ЯНШИН, А.Л. 1980. Механизм образования глубоководных бассейнов Средиземноморского пояса. Наука. Москва. 5-9.

АХМЕДБЕЙЛИ, Ф.С., ГАСАНОВ, А.Г. 2004. Тектонические типы сейсмических очагов Азербайджана. Элм. Баку. 129.

БЕЛОУСОВ, В.В. 1978. Задачи изучения тектоносферы Земли. В кн.: *Тектоносфера Земли*. Наука, Москва, 5-8.

БОГДАНОВ, Н.А. и др. 1994. Тектоническая карта Средиземного моря. М: 1:5000 000. Картография. Москва. 1.

ДЬЮИ, Дж., БЕРД, Дж. 1974. Новая глобальная тектоника и учение о геосинклиналях. Новая глобальная тектоника. Мир. Москва. 181-191.

ИВАНОВ, С.Н. 1990. Зоны пластичных и хрупких деформаций в вертикальном разрезе литосферы. *Геотектоника*, 2, 3-13.

ИЛЬХАН, Э. 1977. Восточная Турция. В кн.: *Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса*. *Т.I.* Мир, Москва, 234-247.

КЭЛДЕР, Н. 1975. Беспокойная Земля. Мир. Москва. 213.

МАГНИЦКИЙ, В.А., АРТЮШКОВ, Е.В. 1978. Некоторые общие вопросы динамики Земли. В кн.: *Тектоносфера Земли*. Наука, 487-521.

СМИТ, А.Д., МОРС, Э.М. 1977. Эллиниды. В кн.*: Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. Т. I.* Мир, Москва, 200-233.

СУЛИДИ-КОНДРАТЬЕВ, Е.Д., КОЗЛОВ, В.В. 1980. Деструкция земной коры в зоне сочленения Африкано-Аравийского континента и Средиземноморского складчатого пояса. Наука. Москва. 40-49.

ХАИН, В.Е. 2001. Тектоника континентов и океанов (год 2000). Научный мир. Москва. 604.

BINGOL, E. 1989. Геологическая карта Турции. M. 1:2 000 000. MTA kartografiya sepvisi. Ankara.

ORBAY, N., BABURDI, A. 1979. Paleomagnetism of dykes and tuffs from the Mesqudiye region and rotation of Turkey. *Geophys. J. Roy, Astron. Soc.*, 59, 437-444.

REILINGER, R. et al. 2006. GPS constrains on continental deformation in the Africa-Aravia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions. *Journal of Geophysical Research*, 111, B05411.

© Дж.А.Азадалиев, Э.Б.Гусейнова, 2009

МИНЕРАЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЗОНЫ ГИПЕРГЕНЕЗА ГАРАДАГСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ МЕДНО-ПОРФИРОВЫХ РУД (Гядабейский рудный район Малого Кавказа, Азербайджан)

Дж.А.Азадалиев, Э.Б.Гусейнова

Институт геологии НАН Азербайджана
AZ1143, Баку, просп. Г. Джавида, 29А

Зона гипергенеза, рассматриваемая впервые, характеризуется специфической геологической позицией, определенными минералого-генетическими и геохимическими особенностями. Она обнаружена в относительно более древних месторождениях медно-порфировых руд, связанных с малыми интрузиями кварцево-диоритово-порфиритового состава позднеюрского возраста в северо-восточной части Малого Кавказа, и представлена подзонами: 1) окисления, 2) выщелачивания, 3) вторичного сульфидного обогащения, 4) смешанных руд, которые размещены в вертикальном сечении сверху вниз и отличаются свойственными им минеральными ассоциациями.

Краткая геолого-историческая справка. В истории тектоно-магматического развития Малого Кавказа месторождения и проявления медно-порфировых руд формировались в северо-восточной части региона (Лок-Гарабагская структурно-формационная зона) на позднегеосинклинальной (поздняя юра) и на орогенной (кайнозой) стадиях развития региона (Мисхана-Зангезурская и Гейча-Акеринская структурно-формационные зоны).

Тем не менее надо заметить, что медно-порфировые месторождения и рудопроявления, генетически связанные с гранитоидными интрузиями кайнозойского возраста, в Мисхана-Зангезурской и Гейча-Акеринской зонах Малого Кавказа давно были известны. Однако до 60-х годов XX в. аналогичный промышленно-генетический тип месторождений и рудопроявлений в северо-восточной части Малого Кавказа в связи с мезозойским магматизмом не был известен, и в этой связи долгое время названный регион считался бесперспективным на медно-порфировое оруденение. Между тем после 60-70-х годов XX в. детальными геолого-съемочными и геолого-поисковыми работами азербайджанских геологов (Г.И.Алиев, Д.М.Ахмедов, Г.Г. Мехтиев, Т.Г.Баширов и др.)* в Гядабейском, Гарабагском и Муровдагском рудных районах был открыт для северо-восточной части Малого Кавказа новый промышленно-генетический тип медно-порфировых руд.

Следует подчеркнуть, что зона гипергенеза обнаружена именно в нововыявленных относительно более древних месторождениях медно-порфировых руд, связанных с позднеюрским гранитоидным магматизмом, что нельзя сказать о более молодых медно-порфировых месторождениях и рудопроявлениях, и не обнаруживается в молодых (кайнозойских) аналогичных объектах Мисхана-Зангезурской и Гейча-Акеринской структурно-формационных зон.

В настоящей статье впервые рассматриваются специфическая геологическая позиция, минералого-генетические и геохимические особенности зоны гипергенеза Гарадагского месторождения, которая представлена подзонами (окисления и выщелачивания, вторичного сульфидного обогащения и смешанных руд).

Гарадагское месторождение, расположенное в 1,0-1,5 км от сел. Чардахлы, занимая юго-западную часть Гарадаг-Хархарского рудного поля, размещено в центральной части Шамкирского тектонического поднятия, являющегося одним из перспективных рудоносных структур Лок-Гарабагской зоны региона.

Медно-порфировое оруденение пространственно приурочено к вулканитам (байос-бат) и породам Атабейского плагиогранитного интрузива (верхний байос), однако генетически тесно связано с позднеюрскими

* В статье фондовые материалы были использованы частично.

малыми интрузиями, штоками и дайками кварцево-диоритовых порфиритов, сопровождающимися генетически связанными с ними же околорудными метасоматическими изменениями (вторичные кварциты, пропилиты, аргиллизиты и др.) и являющимися магматическими производными Дашкесан-Гядабейского интрузива позднеюрского возраста. По этому поводу некоторые исследователи необоснованно высказывают мнение о том, что медно-порфировое оруденение в Гядабейском рудном районе связано с Атабейской плагиогранитной интрузией. Однако долголетний опыт по определению генетической связи оруденения с магматизмом и квалифицированный анализ геологической позиции и фактического материала позволяют высказать совершенно противоположную точку зрения (Азадалиев, 1989, 1990, 1997, 1998; Азадалиев, Гусейнова, 2009; Бабазаде и др., 2007). Оказалось, что абсолютный возраст этих порфировидных малых интрузивов, штоков и дайкообразных тел кварцево-диоритовых порфиритов, определенный по нашей просьбе радиологическим (калий-аргоновым) методом, составляет в среднем из четырех определений 137 млн. лет*, что соответствует поздней юре (Абдуллаев и др., 1979).

Эти порфировидные малые интрузивы и дайкообразные тела кварцево-диоритовых порфиритов, прорывая среднеюрский Атабейский интрузив, подвергаются автометасоматическим изменениям с медно-порфировой минерализацией. Отсюда и определяется нижняя возрастная граница медно-порфирового оруденения в Гядабейском рудном районе как позднеюрская. Поскольку в районе исследований отсутствует более молодой магматизм за исключением малых интрузий и дайкообразных тел кварцево-диоритовых порфиритов, завершивших формирование вулкано-плутонических ассоциаций региона, то напрашивается логический вывод о том, что медно-порфировые оруденения в Гядабейском рудном районе генетически либо парагенетически связаны с постмагматической гидротермальной деятельностью тех же порфировидных малых интрузивов и даек кварцево-диоритовых порфиритов позднеюрского возраста.

Следует подчеркнуть, что зона гипергенеза на Гарадагском месторождении изучена главным образом по керновым материалам многочисленных буровых скважин глубиной от 150 до 540 м, а также по естественным обнажениям и наземным горным выработкам. Ибо так и следовало быть: Гарадагское месторождение разведывалось главным образом сетью (200х200 м) многочисленных буровых скважин глубиной от 150 до 540 м, из которых опробованы керны 80 буровых скважин в общей сложности около 2400 п.м. и одной штольни около 1000 п.м.

Следовательно, главная масса фактического материала была собрана из кернов буровых скважин на различных эрозионных срезах и глубинах, частично из естественных выходов коренных пород и наземных горных выработок. Особое внимание было уделено изучению и геохимическому опробованию рудоносных метасоматитов, охватывая всю полноту зоны гипергенеза. При этом первичные ореолы главных металлов (Cu и Mo) отчетливо фиксируют рудные тела и существенно превосходят по размерам зоны гипергенеза, из которых собрано 2680 образцов горных пород и руд, 50 образцов мономинералов для различных видов анализов (рентгенография, термография и т.д.), для изготовления шлифов и аншлифов, термобарогеохимических определений и особенно для количественно-спектральных анализов 2680 геохимических проб на 26 химических элементов – Cu, Mo, Pb, Zn, Ag, Co, Ni, V, Cr, Mn, Be, Zr, V, Vb, Ga, Sc, Ba, Sr, Si, Al, Ti, Fe, Mg, Ca, K, Na и 420 проб для атомно-абсорбционного анализа на 6 химических элементов – Cu, Mo, Pb, Zn, Co, Ni, а также для изготовления шлифов (3970 шт.) и аншлифов (395 шт.). На основании данных 380 геохимических карт-срезов составлено 20 геохимических профилей (продольные и поперечные) на Cu и Mo в масштабах 1:2000 (горизонтальный) и 1:1000 (вертикальный), которые наглядно показывают количественное распределение этих элемен-

* Для определения абсолютного возраста малых интрузивов и мощных даек кварцево-диоритовых порфиритов содержание калия в образцах определено ст.н.с. Э.Б.Гусейновой, а радиологическое измерение произведено канд. г.-м.н., вед.н.с. О.Д.Багирбековой в ИГ НАН Азербайджана.

тов по горизонтали и вертикали в виде аномалий, отражая в какой-то мере морфологию рудных тел и аномалий.

Предварительной разведкой в центральной части (2,0 кв.км) месторождения оконтурено тело медно-порфировых руд (в основном вторичные сульфиды меди) площадью 0,8 кв.км со средним содержанием меди 0,47% (по борту 0,30%) и молибдена 0,004% (по скважинным данным). Мощность рудного тела на месторождении изменчива (от 5-10 до 50-100, реже 200 и более метров, в среднем 54,6 м) и имеет сложную штокообразную форму неоднородного строения с неравномерным распределением меди и молибдена. На горизонтах 1381-1369 м высокие концентрации меди, по-видимому, следует отнести к зоне вторичного сульфидного обогащения, которая прослеживается до сечения 1333 м, имея мощность 40-50 м и протяженность свыше 1,0 км в северо-восточном (близширотном) направлении. В зоне гипергенеза молибден более устойчив, в связи с чем рудные столбы выдержаны на всем изученном интервале. Устойчивость молибдена в зоне гипергенеза позволяет использовать его также в качестве элемента-индикатора прожилково-вкрапленных молибдено-медных руд Гарадагского месторождения с мощной зоной гипергенеза.

Следует отметить, что формирование Гарадагского месторождения медно-порфировых руд происходило в три этапа, характеризуясь своими минералого-генетическими особенностями. На **первом** этапе, названном дорудным высокотемпературным гидротермально-метасоматическим, образовались метасоматиты преимущественно вторичнокварцитового и пропилитового типа с редкими вкрапленниками пирита, халькопирита и молибденита, гематита, магнетита, сфалерита и др. На **втором**, именованном среднетемпературным гидротермальным этапом, формировались прожилково-вкрапленные медно-порфировые руды (штокверковые зоны). Концентрация меди в геохимических полях значительно возрастает, достигая 1-2 до 4%, при минимальных содержаниях 0,3%.

Объёмно-геохимическое моделирование позволяет выявить минералого-геохимическую зональность, дать прогноз одновременно на глубину и фланги, разработать локальные поисковые критерии. **Третий** этап отличается формированием мощной зоны гипергенеза, охватывающей подзоны окисления, выщелачивания, вторичного сульфидного обогащения и цементации (или смешанных руд), которые характеризуются более или менее высокой вариацией уровней концентрации меди, отчасти молибдена.

Каждому этапу рудогенеза соответствуют определенные типы геохимических полей концентрирования, морфология, состав, структура, уровни концентрирования и пространственно-временные положения, которые почти определяют сложный генезис месторождения (табл. 1).

Таблица 1

Геохимические поля концентрирования и геохимическая зональность химических элементов на Гарадагском месторождении

Этапы минерализации	Состав геохимических полей
I этап	CuMo(CaBaMgMn)(ScYbZr) CuSc(ZrYbGa)(KMgTi) CuGa(YYbZr)(TiMgK)
II этап	CuAgPbMn (ScGaVCoNi)(SrBa)(MgKalTi) CuMo(BaSrMn)(VCoNi)(YYBScZr)(CaMgTi) CuVNiCoCaK(MoAgPbZn)(MnBaSr)(MgTi)
III этап	Cu(KNaTiAl) − зона гипергенеза

Зона первичных руд характеризуется халькопирит-пиритовой ассоциацией с незначительным халькозином и молибденитом и относится к прожилково-вкрапленному типу. Морфология молибденсодержащих медно-порфировых руд на месторождении в целом является штокверковой. Причем его верхняя часть, оконтуренная по содержанию меди в среднем 0,47% (по борту 0,30%), представляет собою пластообразное тело, являющееся зоной вторичного сульфидного обогащения. Мощность зоны выщелачивания в зависимо-

сти от конфигурации рельефа колеблется от первых десятков до 50-100 м и более, в среднем – около 80 м.

Перспективная на данной стадии изученности площадь Гарадагского рудного поля с вместе взятыми Хархарским и Хошяльским участками составляет более 15,0 кв.км. При общей заряженности минерализацией меди и частично молибдена в ее центральной (собственно Гарадагское месторождение), южной и восточной (Хархарский и Хошяльский участки) частях оконтурены рудные тела и зоны с повышенным содержанием меди, которое в рудном теле колеблется в пределах от 0,3-0,8 до 1,0-2,0%, иногда и более, составляя в среднем 0,47%, а содержание молибдена ─ значительно низкое, ибо его и так мало, к тому же он, по-видимому, в значительной степени размывается при бурении скважин растворами и не превышает обычно 0,005%, изредка доходит до 0,01%. Однако на горизонтах штолен Гарадагского и Хархарского месторождений содержание молибдена увеличивается в несколько раз, иногда доходя до 0,04-0,10%. В аншлифах из штольни №1 молибденита содержится до 15%.

Итак, Гарадагское месторождение медно-порфировых руд характеризуется наличием зон гипергенеза, где широко представлены вторичные рудные и нерудные минералы, которые могут быть использованы в качестве поисковых признаков. В частности, в зоне окисления присутствуют такие минералы, как малахит, азурит, халькозин, хризоколла, бирюза и др., которые могут указать на обнаружение скрытых медно-порфировых руд.

В настоящей статье рассматривается главным образом минералого-геохимическая вещественная характеристика продуктов гипергенетических процессов, формирующих зоны гипергенеза. По характеру вторичных процессов и минерального состава зоны гипергенеза на Гарадагском месторождении в вертикальном сечении выделяются подзоны (сверху вниз): 1) окисления; 2) выщелачивания; 3) вторичного сульфидного обогащения, 4) смешанных руд; далее – зона первичных руд. Границы названных зон довольно четкие. При этом верхняя граница смешанных руд не только легко отбивается при документации кернов, но и подтверждается резким увеличением содержания меди. Однако нижняя граница зон смешанных (или цементации) и первичных сульфидных руд весьма нечеткая и характеризуется постепенным переходом халькозин-пиритовой руды в халькопирит-пиритовую. Зона окисления на месторождении развита на отдельных небольших участках, особенно на западном фланге месторождения вдоль крупного рудовмещающего близмеридионального разрыва. Породы зон окисления интенсивно лимонитизированы и каолинизированы, реже малахитизированы и азуритизированы, в них иногда отмечаются бирюзоносные минералы и бирюза. В зоне вторичного сульфидного обогащения часто встречаются нитеобразные и петельчатые структуры, возникающие в результате замещения халькопирита халькозином или халькозина ковеллином. В верхних частях данной зоны и в зоне выщелачивания встречаются колломорфные структуры отложения лимонита. Для зоны выщелачивания характерны петельчатые структуры замещения.

Основную промышленную значимость, подобно всем медно-порфировым месторождениям мира, для Гарадагского месторождения медно-порфировых руд составляет зона вторичного сульфидного обогащения. Здесь рудные минералы представлены главным образом пиритом, гораздо меньше халькозином и еще реже молибденитом, ковеллином, по мере углубления появляется халькопирит. Мощность зоны смешанных руд по месторождению весьма изменчива и колеблется в пределах от 10-50 до 100-140 м с содержанием меди от 0,2-0,3 до 0,41-0,74, редко 0,74-4,52%, а молибдена – 0,0001-0,003%; мощность зоны выщелачивания в зависимости от конфигурации рельефа колеблется от первых десятков до 50-100 м и более, в среднем составляет 80 м.

В рудах Гарадагского месторождения в большинстве случаев под микроскопом уста-

навливается вкрапленная структура, при которой на общем фоне нерудных минералов выступают отдельные, чаще равномерно рассеянные мелкие вкрапленники сульфидных минералов. В сплошных рудах крайне редко встречаются структуры, которые характеризуются цементацией изометрических зерен пирита более поздними рудными минералами – блеклой рудой, борнитом и т.д. Наблюдаются также решетчато-сетчатые структуры распада твердого раствора ***«борнит–халькопирит»***, значительно распространены структуры замещения. Благодаря разъеданию ранее выделившихся зерен пирита более поздним кварцем, халькопиритом, рутилом и молибденитом образуются скелетные структуры. Встречаются также руды с графической структурой замещения борнита халькозином, где на общем фоне халькозина сохранились мелкие бесформенные реликты борнита.

В зоне вторичного сульфидного обогащения часто встречаются нитеобразные и петельчатые структуры, возникшие в результате замещения халькопирита халькозином или халькозина ковеллином. В верхних частях этой зоны и в зоне выщелачивания встречаются колломорфные структуры отложения лимонита. Для этой зоны также характерны петельчатые структуры замещения. В зоне гипергенеза молибден более устойчив, в связи с чем рудные тела выдержаны на всем изученном интервале. Молибден в данном случае является хорошим индикатором медно-порфировой минерализации с мощной зоной гипергенеза. Морфология рудных тел и ореольных зон, пространственное их размещение, устойчивость молибдена в зоне гипергенеза позволяют использовать его в качестве элемента-индикатора прожилково-вкрапленных молибдено-медных руд Гарадагского месторождения.

На всех медно-порфировых объектах Гядабейского рудного района промышленную ценность составляют зоны окисления, выщелачивания, вторичного сульфидного обогащения и смешанных руд, которые обычно занимают близповерхностные и самые верхние горизонты месторождения. Здесь рудные минералы представлены пиритом, гораздо меньше – халькозином и еще реже – молибденитом, баритом, ковеллином и др., а по мере углубления появляются халькопирит и другие первичные рудные минералы. Мощность зоны смешанных руд по месторождению весьма изменчива и колеблется в пределах от 10-50 до 100-140 м. Содержание меди в ней составляет 0,30-1,00%, иногда до 3,00% и более. Мощность зоны цементации колеблется от 1,0-5,0 до10-20 м.

Границы зон окисления, выщелачивания и вторичного сульфидного обогащения довольно четкие. При этом верхняя граница цементации не только легко отбивается при документации кернов, но и подтверждается резким увеличением содержания меди. Нижняя граница зон смешанных и первичных сульфидных руд весьма нечеткая и характеризуется постепенным переходом халькозин-пиритовой руды в халькопирит-пиритовую.

Мощность зоны выщелачивания в зависимости от конфигурации рельефа колеблется от первых десятков до 50-100 м и более, в среднем около 80 м. Зоны окисления на месторождении развиты незначительно. Метасоматические породы зоны окисления интенсивно лимонитизированы и каолинизированы, в них нередко наблюдаются малахитизация и азуритизация, иногда отмечаются бирюза и бирюзоносные породы. Из медных минералов встречаются малахит и азурит на отдельных небольших участках и в пунктах по зоне разрывов, контактов даек и т.д. При этом содержание меди обычно низкое (0,10-0,30%). Единичными скважинами (143, 144, 146, 196, 200, 198 и др.) по сетке 400х400 м в южной части Хошяльского участка на глубине 50-100 м обнаружены практически богатые рудами интервалы единого рудного тела, являющегося восточным продолжением медно-порфировой залежи, оконтуренной в центральной части Гарадагского рудного поля. В целом этот участок является высокоперспективным.

Зоны первичных сульфидных руд характеризуются халькопирит-пиритовой ассоциацией с незначительным халькозином и молиб-

денитом. Наибольшим распространением среди первичных руд пользуются пирит, халькопирит (пирит, как правило, превалирует над халькопиритом) и незначительно молибденит, менее – сфалерит, магнетит и борнит.

Минералы зон окисления – гематит, гетит, гидрогетит, гидроокислы железа, малахит, азурит, хризоколла, бирюза, повеллит, а минералы зон вторичного сульфидного обогащения – халькозин, ковеллин, борнит. Все эти минералы образуют мелкую неравномерно рассеянную вкрапленность, иногда встречаются в прожилках и жилах небольшой мощности. В зоне окисления поверхность пирита покрыта тонкими стально-серыми пленками, а внутри остается свежей. После травления раствором HNO_3+CaF_2 в пирите обнаруживаются отдельные небольшие зерна, являющиеся монозернами. Пирит в зоне окисления полностью замещается лимонитом. В верхней части зоны вторичного сульфидного обогащения он иногда интенсивно замещается вторичными сульфидными минералами меди (ковеллином и халькозином), а в нижней части наблюдается замещение пирита в основном ковелином. Халькопирит с периферии часто замещается тонкими каемками борнита и халькозина, что характерно для зоны окисления. Он замещает породообразующие минералы, магнетит, кварц, пирит и молибденит. По границам зерен и по трещинкам халькопирит иногда замещается халькозином, который образует характерную петельчатую структуру. Наблюдается замещение магнетита гематитом. Вокруг замещенных зерен магнетита наблюдается переход к другим окислам и гидроокислам железа. В зоне окисления магнетит замещается мартитом.

Халькозин распространен в зоне окисления локально. Он развивается на месте первичных сульфидов меди. Нередко наблюдается в виде каемок по периферии халькопирита. Местами халькопирит сохраняется в виде реликтов в халькозине. Величина каемок и прожилков халькозина варьирует от тысячных долей миллиметра до 0,02 мм. В рудах халькозин почти полностью замещает борнит.

Борнит пользуется ограниченным развитием в виде мелких неправильных зерен, нередко образует включение совместно с халькопиритом в пирите или же развивается по периферии зерен халькопирита и замещается тонкой каемкой (до 0,02 мм) халькозина. В первом случае борнит является гипогенным, во втором – гипергенным.

Ковеллин, будучи вторичным сульфидом меди, развивается по халькозину и имеет значительно меньшее распространение. Он проникает в халькозин либо по трещинкам, либо развивается по пириту в виде пластинчатых агрегатов (от 0,1х0,1 мм до 0,2х0,6 мм). Также наблюдается развитие ковеллина по халькопириту.

Гетит, будучи гидроокислом железа, распространен широко. Он интенсивно замещает пирит, халькопирит, магнетит и гематит, образуя тонкие каемки.

Малахит широко распространен в зоне окисления и вторичного обогащения. Обычная форма его проявления – тонкие пленочки, корочки, примазки на стенках трещин, частично выполняет промежутки между зернами минералов в породе, как бы цементируя их. Он очень часто слагает почки с радиально-лучистым и скрытокристаллическим строениями и замещает халькопирит, халькозин и др.

Азурит распространен в окисленных рудах значительно реже, чем малахит, но почти всегда встречается вместе с ним, выделяясь позже него. На тех участках, где преобладает азурит над малахитом, наблюдается тонкое переслаивание корочек азурита и малахита. Азурит образует корочки, примазки и почки на поверхности трещин, покрытых гетитом, каолинитом и малахитом. Почки его имеют радиально-лучистое и скорлуповатое строение. Диаметр шариков азурита достигает 1,5 см, толщина корочек его измеряется от сотых долей до 2 мм. Азурит, как правило, образует зернистые и редко скрытокристаллические агрегаты в землистых массах.

Рентгенометрические анализы азурита с примесью микровключений кварца приведены в табл. 2.

Таблица 2

Результаты рентгенометрических анализов азурита
из Гарадагского месторождения медно-порфировых руд

Азурит из Гарадагского месторождения		Азурит (Михеев, 1957)		Азурит из Гарадагского месторождения (продолжение)		Азурит (Михеев, 1957) (продолжение)	
I	d α	I	d α	I	d α	I	d α
90	5,15	100	5,20	50	1,594	60	1,593
80	3,65	100	3,67	30	1,569	40	1,560
100	3,52	100	3,53	50	1,513	60	1,513
70	3,34	-	-	50	1,474	40	1,480
40	3,10	40	3,10	50	1,428	40	1,430
40	2,92	40	2,94	40	1,370	40	1,380
40	2,82	40	2,81	30	1,351	40	1,353
80	2,52	100	2,54	40	1,293	60	1,293
50	2,33	60	2,35	30	1,254	40	1,257
70	2,28	80	2,28	30	1,235	40	1,233
70	2,22	80	2,24	30	1,200	40	1,194
40	2,16	40	2,18	20	1,177	20	1,173
30	2,10	40	2,12	20	1,148	20	1,151
20	2,01	20	2,02	10	1,123	20	1,123
70	1,947	80	1,945	10	1,105	20	1,108
30	1,897	20	1,900	10	1,076	20	1,071
60	1,816	80	1,825	10	1,050	20	1,051
50	1,779	60	1,785	10	1,032	20	1,025

На рис. 1 показана кривая нагревания азурита. Наблюдается ступенчатый характер эндотермических реакций, зафиксированных при температуре 80, 250-350, 560 и примерно 1000^0C. Общая потеря веса составляет 25,25%.

Хризоколла встречается в небольшом количестве в каолинитах в ассоциации с пиритом и образует мелкорассеянную вкрапленность светло-зеленого цвета. В агрегатах хризоколла имеет скрытокристаллическое и гелевое строение. Рентгенограмма хризоколлы приведена в табл. 3.

На рис. 2 показана кривая нагревания хризоколлы. Отличает ее явно выраженный эндотермический эффект при температуре $265\text{-}357^0$C, который обусловлен, по-видимому, выделением межпакетной воды (если, как принято, считать, что хризоколла относится к группе монтмориллонита). Потеря веса минерала составляет 29%.

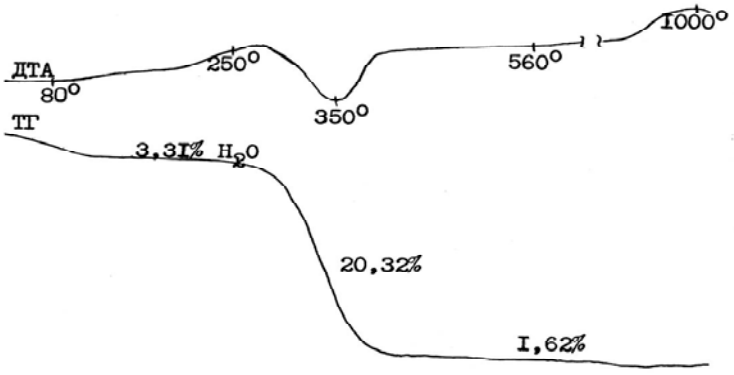


Рис. 1. Кривые ДТА и ТГ азурита из Гарадагского месторождения

Таблица 3

Результаты рентгенометрических анализов минералов из Гарадагского месторождения медно-порфировых руд

Гипс, Обр.2331		(Михеев, 1957)		Ангидрит, Обр.2877		(Михеев, 1957)		Хризоколла с кварцем Обр.2ЭБ-3		(Михеев, 1957)	
I	d α	I	d α	I	d α	I	d α	I	d α	I	d α
100	7,499	40	7,7	100	3,504	100	3,49	30	4,242	-	-
70	4,254	100	4,29	10	3,339*	10	3,11	100	3,35	100	3,35
30	3,792	20	3,81	90	2,847	80	2,85	50	2,454	40	2,46
60	3,048	60	3,06	10	2,463	20	2,46	60	1,817	80	1,810
40	2,874	70	2,87	50	2,325	60	2,32	40	1,542	80	1,536
50	2,683	60	2,68	30	2,207	60	2,20	20	1,374	20	1,373
20	2,212	30	2,22	20	2,084	30	2,08				
50	2,073	60	2,07	10	1,943	20	1,93				
10	1,881	40	1,88	50	1,812	70	1,86				
40	1,778	50	1,79	30	1,668	60	1,74				
40	1,621	40	1,62	40	1,649	80	1,64				
30	1,365	30	1,360	20	1,165	50	1,163				

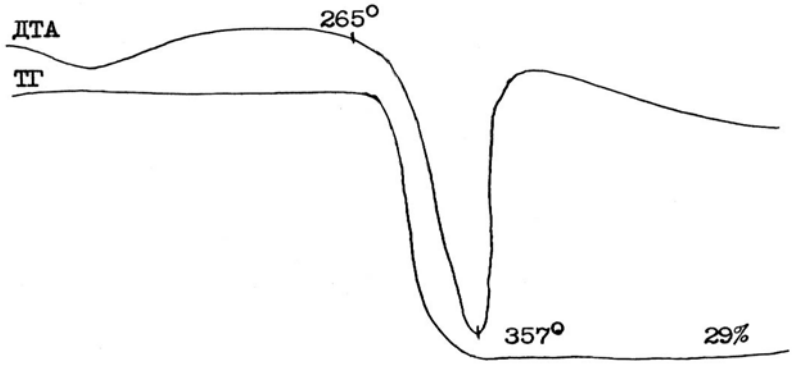


Рис. 2. Кривые ДТА и ТГ хризоколлы из Гарадагского месторождения

Бирюза встречается в зоне окисления, ассоциируя с опалом, каолинитом, бурыми железняками и др. Нередко этот минерал образуется по полевым шпатам и др. Цвет бирюзы яблочно-зеленый и наблюдается в виде плотных скрытокристаллических масс почковидной или неправильной формы, а также корок и прожилок. На кривой нагревания бирюзы отмечается по одному эндотермическому (550^0C) и экзотермическому эффекту (рис. 3).

Повеллит пользуется наименьшим распространением. Он интенсивно, иногда нацело замещает молибденит, образуя псевдоморфозы с сохранением его общего облика. Размер выделений повеллита не превышает 0,05-0,2 мм.

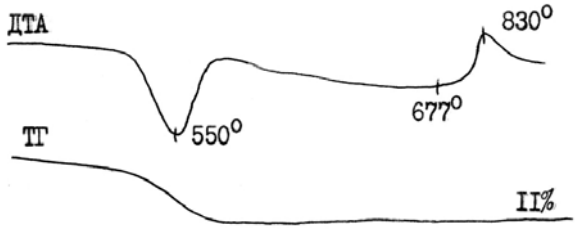


Рис. 3. Кривые ДТА и ТГ бирюзы из Гарадагского месторождения

Глинистые минералы представлены каолинитом, диккитом, монтмориллонитом и галлуазитом. Выделяются два генетических типа каолинита.

Каолинит-I гипогенный – широко распространенный минерал в рудовмещающих метасоматитах Гарадагского месторождения. Каолинит метасоматически развивается по плагиоклазам, серициту и др. Обычно встречается в парагенезисе с серицитом, кварцем и гидрослюдами. Содержание его в породах от 0-10% до 50% и более. Интенсивная каолинизация пород на месторождении как продукт гидротермальной аргиллизации наблюдается в разломных зонах с повышенным содержанием включений и прожилков пирита. В таких зонах нередко образуется мономинеральная каолинитовая масса большой мощности, нередко имеющая промышленное значение. Гипогенный каолинит представлен агрегатами мельчайших листочков и чешуек размером 0,05-0,001мм.

Каолинит-II гипергенный образуется в зоне окисления, ассоциируя с гидрослюдой, гипсом, кварцем, опалом, кальцитом. Гипергенная каолинизация и лимонитизация пород взаимосвязаны. С глубиной каолинизация и лимонитизация пород затухают, но каолинизированные породы прослеживаются глубже нижней границы зоны лимонитизации.

Рентгенограммы каолинитов (табл. 4) показывают, что в их составе присутствуют также кварц (4,23-4,25; 3,331-3,346; 1,812-1,821) и гидрослюда (9,847-10,00; 4,74-4,955; 2,561-2,625).

Таблица 4

Результаты рентгенометрических анализов каолинита
из Гарадагского месторождения медно-порфировых руд

Обр. 3017		Обр. 3016		Обр. 2246		Каолинит (Михеев, 1957)	
I	d α	I	d α	I	d α	I	d α
80	7,09	90	7,10	100	7,09	100	7,14
30	4,39	20	4,439	-	-	30	4,48
40	4,238	40	4,230	10	4,238	40	4,36
10	4,125	-	-	-	-	40	4,17
10	3,867	-	-	10	3,867	20	3,85
10	3,726	-	-	10	3,763	20	3,73
70	3,562	40	3,562	90	3,566	100	3,57
100	3,331	100	3,334	100	3,346	30	3,32
20	2,637	-	-	20	2,625	10	(2,63)
30	2,564	30	2,564	40	2,562	40	2,559
20	2,519	-	-	30	2,531	30	(2,529)
30	2,495	40	2,495	-	-	60	2,489
10	2,375	20	2,373	-	-	40	2,378
30	2,338	20	2,338	50	2,342	80	2,338
30	2,286	80	2,277	-	-	60	2,291
-	-	60	2,235	-	-	10	2,248
10	2,173	-	-	10	2,178	20	2,186
10	2,125	10	2,122	10	2,123	10	2,137
20	1,990	40	1,973	30	2,011	60	1,993
10	1,852	-	-	-	-	30	1,896
10	1,814	10	1,812	10	1,815	40	(1,839)
10	1,758	-	-	-	-	10	1,711
30	1,665	10	1,669	40	1,674	70	1,665
30	1,542	20	1,542	30	1,542	50	1,541
70	1,486	60	1,486	40	-	100	1,487
10	1,382	20	1,381	10	1,486	20	1,390
10	1,371	20	1,374	10	1,382	20	(1,373)
-	-	40	1,289	-	1,371	70	1,283
20	1,199	10	1,199	-	-	30	1,199

Термограммы каолинитов (рис. 4) дают похожие между собою характерные кривые нагревания. Эндотермические реакции носят ступенчатый характер при температурах 290-325, 460-470 и 557-570^{0}C. Экзотермический эффект зафиксирован при температуре 1000^{0}C.

Эндотермический эффект при температуре 557-570^{0}C обусловлен потерей гидроксильных ионов и аморфизацией. Экзотермическая реакция при температуре 1000^{0}C вызвана возникновением муллита или же кристобалита. Общая потеря веса каолинита составляет 11-12%.

По данным спектрального анализа как в гипогенном, так и гипергенном каолинитах наблюдаются постоянные примеси: Cu, Mo, Ca, Mg, Fe, Mn, Ti, V, Cr, Co, Ni, Pb, Zn, Ga, Be, Y, Zr, Vb, Sc, Ba и Sr. Количественно-спектральным анализом установлено (в %): Cu − 0,26 (ср. из 7 опр.), Pb − 0,0005 (ср. из 7 опр.), Zn − 0,0016 (ср. из 7 опр.), Ag − 0,0003 (1 опр.), Mo − 0,00034 (ср. из 7 опр.), Ti − 0,30 (ср. из 7 опр.), V − 0,0058 (ср. из 5 опр.), Cr − 0,0026 ((ср. из 7 опр.), Co − 0,00035 (ср. из 3 опр.), Ni − 0,0009 (ср. из 4 опр.), Mn − 0,0159 (ср. из 7 опр.), Ga − 0,00172 (ср. из 5 опр.), Be − 0,0002 (ср. из 4 опр.), Y − 0,0005 (ср. из 4 опр.), Zr − 0,0042 (ср. из 7 опр.), Vb – 0,00035 (ср. из 2 опр.), Sc − 0,00029 (ср. из 5 опр.), Ba − 0,0094 (ср. из 6 опр), Sr – 0,0106 (ср. из 7 опр.).

Гарадагское месторождение в известном смысле имеет относительно простую морфологию рудных тел. На месторождении минерализованная зона (рудное тело) в целом носит штокверковый характер. Причем верхняя часть его, оконтуренная геологами по содержанию Cu в среднем 0,47% (по борту 0,30%), представляет собой пластообразное тело, являющееся в основном зоной вторичного сульфидного обогащения. Распределение прожилково-вкрапленного оруденения носит неравномерный характер. Концентрация оруденения затухает от центральной части рудного тела к периферии, а с глубиной возрастает. Максимальная глубина распространения первичных руд выявлена скв. 170, 174[a], 181 и составляет 380 м.

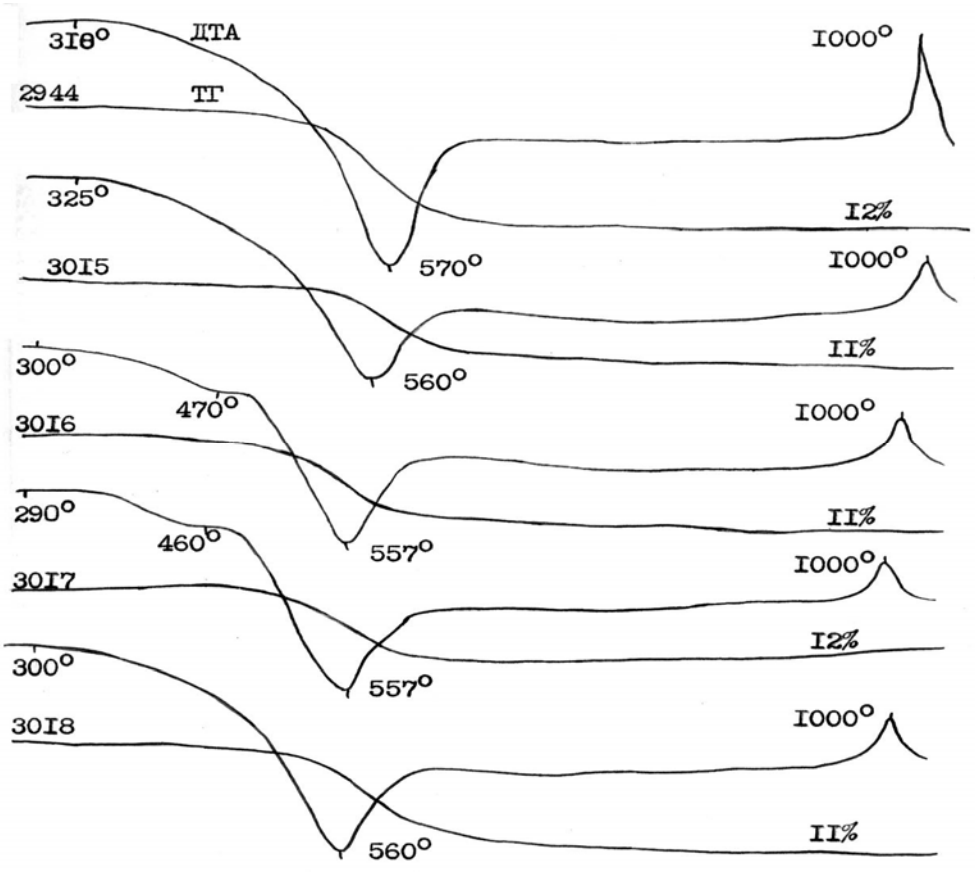


Рис. 4. Кривые ДТА и ТГ каолинитов из Гарадагского месторождения

В целом форма рудного тела отвечает штокверкообразному. Сложено оно вкрапленниками и сетью тонко переплетающихся прожилков пирита, халькопирита, молибденита и др. минералов, обычно приуроченных к порам и трещинам метасоматитов. Нередко наблюдаются чешуйки молибденита, но его очень мало. В пределах рудоносного штокверка выделяются обогащенные рудной минерализацией обособленные участки, отвечающие по форме раздувам, карманам, чаще приуроченным к рудовмещающим разрывам, а также узлам пересечения разнонаправленных разрывов и систем трещин.

Зона первичных сульфидных руд характеризуется преимущественно халькопирит-пиритовой ассоциацией минералов с незначительным халькозином и молибденитом. Содержание меди в рудном теле колеблется в пределах 0,1-0,5 до 0,74, иногда 1,0-4,52%. Мощность зоны первичных сульфидных руд в месторождении составляет от 40-50 м до 300 м и более.

Основные выводы

1. Медно-порфировые месторождения и проявления северо-восточной части Малого Кавказа, генетически (либо парагенетически) связанные с малыми интрузиями и дайками кварцево-диоритовых порфиритов поздней юры, характеризуются наличием зоны гипергенеза значительной мощности.

2. Впервые на уровне современных требований рассматриваются геологическая позиция, минералого-генетические и геохимические особенности зоны гипергенеза Гарадагского месторождения медно-порфировых руд.

5. По минералого-генетическим особенностям зоны гипергенеза на Гарадагском месторождении в вертикальном сечении (сверху вниз) выделяются подзоны: 1) окисления, 2) выщелачивания, 3) вторичного сульфидного обогащения, 4) цементации (или смешанных руд), границы которых довольно четкие.

ЛИТЕРАТУРА

АБДУЛЛАЕВ, Р.Н., ИСМЕТ, А.Р., БАГИРБЕКОВА, О.Д., АБДУЛЛАЕВ, И.А. 1979. Возрастное расчленение магматических образований северо-восточной части Малого Кавказа по данным К-Ар метода. Элм. Баку. 250.

АЗАДАЛИЕВ, Дж.А. 1989. Геолого-генетическая модель медно-порфировых формаций геосинклинального режима как основа прогноза и поисков скрытого оруденения (на примере Малого Кавказа). *Изв. АН Азерб.ССР, серия наук о Земле*, 4, 64-72.

АЗАДАЛИЕВ, Дж.А. 1990. Геолого-генетическая и объемно-геохимическая модели медно-порфировых месторождений геосинклинального режима как основа прогноза и поисков скрытого оруденения (на примере Малого Кавказа). В кн.: *Научные принципы прогнозирования эндогенного оруденения в восточно-азиатских вулканических поясах СССР*. Недра, Москва, 226-237.

АЗАДАЛИЕВ, Дж.А. 1997. Особенности медно-порфирового оруденения различных тектоно-магматических режимов Малого Кавказа. В материалах международного научного симпозиума: *Геодинамика и принципы палеотектонических реконструкций*. Ташкент, 145-147.

АЗАДАЛИЕВ, Дж.А. 1998. Плутоногенно-триединые процессы контактово-термального метаморфизма, скарнового рудогенеза и медно-порфирового оруденения (на примере Малого Кавказа). Докторская дисс. в виде науч. доклада. Баку, 62.

АЗАДАЛИЕВ, Дж.А., ГУСЕЙНОВА, Э.Б. 2009. Особенности рудоносных метасоматитов Гарадагского месторождения медно-порфировых руд (Гядабейский рудный район Малого Кавказа, Азербайджан). *Докл. НАН Азербайджана*, LXV, 1.

БАБАЗАДЕ, В.М., РАМАЗАНОВ, В.Г., МАМЕДОВ, З.И., ИСМАЙЛОВА, А.М., АБДУЛЛАЕВА, Ш.Ф. 2007. Геолого-геофизические и геохимические основы модели рудно-магматических систем медно-порфировых месторождений Гядабейского рудного района. В кн.: *Научное наследие академика М.А.Кашкая: взгляд из XXI века.* Nafta-Press, Баку, 58-84.

Рецензент: член-корр. НАН Азербайджана Г.В.Мустафаев

© Ш.А.Бабаев, 2009

О СТРАТИГРАФИЧЕСКОМ ПОЛОЖЕНИИ ПРОДУКТИВНОЙ ТОЛЩИ АЗЕРБАЙДЖАНА

Ш.А.Бабаев

Институт геологии НАН Азербайджана
AZ1143, Баку, просп. Г.Джавида, 29А

В статье характеризуются объем и стратиграфическое положение продуктивной толщи Азербайджана, которые до настоящего времени являются предметом дискуссии. Рассмотрены данные по микропалеонтологии, абсолютному возрасту и палеомагнетизму как подстилающих и надстилающих отложений, так и самой продуктивной толщи. Выяснено, что продуктивная толща, являясь в какой-то мере аналогом киммерия, относится к нижнему плиоцену (большая верхняя часть занклия Средиземноморья), в то же время граница между миоценом и плиоценом проходит не над понтским регионарусом, а внутри верхней его части.

Продуктивная толща (ПТ), как основной объект нефтегазовой добычи Азербайджана, более ста лет является предметом пристального внимания многочисленных исследователей. Несмотря на это, многие вопросы ее стратиграфии до сих пор остаются дискуссионными.

Отложения ПТ накапливались в различных геотектонических обстановках – в межгорной впадине (Прикуринская низменность, Прикаспийская равнина), в передовых прогибах (Прикаспийский р-н, Затеречная равнина, частично Присулакская низменность, Джейранкечмесская депрессия) и на обширной материковой отмели (Абшеронская нефтегазоносная область), а также в углублениях и впадинах бывших речных долин на севере Каспийской впадины.

В зависимости от геотектонической обстановки зоны седиментогенеза при размыве соответствующей области сноса выделены характерные литофациальные типы отложений ПТ: абшеронский, гобустанский, прикуринский, прикаспийский, южнокаспийский, туркменский (красноцвет), терский, татаробашкирский и ергенинские кварцевые пески (Мустафаев, 1963).

Известны различные схемы сопоставления стратиграфических подразделений различных литофациальных типов ПТ, однако четкий объем этих подразделений и их сопоставимость остаются до сих пор предметом дискуссии.

В настоящее время вопрос об объеме и стратиграфическом положении ПТ является наиболее дискуссионным, так как некоторые исследователи сейчас относят эту толщу к верхнему миоцену – нижнему плиоцену, а многие, придерживаясь традиционных представлений, все еще считают возраст ПТ среднеплиоценовым. В настоящей статье мы попытаемся внести ясность в эту проблему.

Отложения ПТ, как правило, лишены остатков коренных (in situ) ископаемых организмов или же содержат редкие пресноводные формы остракод, моллюсков, а также переотложенные фораминиферы мела – миоцена.

Фауна, найденная в ПТ, была предметом исследования многих специалистов. Результаты исследования макрофауны ПТ были обобщены К.А.Ализаде (1946). По его мнению, макрофауна в основном встречается в верхнем отделе ПТ (табл. 1).

К.А.Ализаде (1946) считает, что в определении стратиграфического положения ПТ роль макрофауны незначительна и эти палеонтологические остатки могут быть использованы главным образом как материалы, позволяющие реставрировать условия формирования века ПТ.

Халилов Д.М. (1946), отмечая наличие в ПТ богатого комплекса переотложенных меловых, палеогеновых, сарматских фораминифер, все же указывает, что некоторые фораминиферы, по-видимому, находятся “in situ” в этих отложениях: *Ammonia beccarii* (Linne), *Nonion punctata* Orb., *N. ex gr. granosa* Orb., *N. ex gr. akschagilicus* Chutz. На основании фауны остракод ПТ им была разделена на 3 части:

1. Калинская свита и весь нижний отдел.
2. Средний отдел, балаханская и сабунчинская свиты.
3. Сураханская свита.

Таблица 1

Макрофауна и флора продуктивной толщи

Наземные беспозвоночные	Пресноводные беспозвоночные	Позвоночные	Флора
Helix sp., H. (Tachea) cluriana Bog.	*Planorbis cornu mantelli* Dank., *P. costatus* Kl., *Limnaea armanensis* Noul, *L. socialis* Schub., *L.cf. velutina minor* Gol., *L. stagnalis elophula* B., *Unio yassamalicus* Gol.,*U. flabellatus* Goldf. et Munst., *Gulnaria ex gr. peregra* M. et al.	*Thos kromenkoi* Bog., *Cervus elephas* L., *Gazella aff. gatturuosa* Pall., обломок ноги парнокопытного (жвачного), мелкие обломки костей.	Characea: *Chara esheri* Braun, *C. voltru* Braun, *C. cf. sandleri* Ung., водоросли.

В калинской свите отмечены *Loxoconcha alata, L. petasus, L. praebacuana, L. Subcaspia, Ammonia beccarii, Nonion granosus, Globigerina ex gr. bulloides, Elphidium macellum* et al.

В отложениях надкирмакинской глинистой (НКГ) и надкирмакинской песчаной свит (НКП) были найдены *Leptocythere olivina, L. cellula, L. praebacuana, Cythere liventali, Hemicythere pentica, Cyprideis littoralis*.

По Агаларовой Д.А. (1958, 1961), нижний отдел ПТ отличается преобладанием среди фораминифер переотложенных неогеновых видов.

К среднему отделу ПТ автор относит свиту перерыва и балаханскую свиту. В этих отложениях среди фораминифер преобладают палеогеновые формы, а из остракод в большом количестве распространены *Cyprideis torosa, C. littoralis*.

К верхнему отделу Д.А.Агаларовой отнесены отложения сабунчинской и сураханской свит. Здесь из остракод отмечены *Iliocypris gibba, I. bradyi, Cyprinotus salinus, Loxoconcha conflicta, Limnocythere tetea, Darwinula aurea* и др.

В верхнем отделе встречаются переотложенные меловые и палеогеновые фораминиферы, среди которых преобладают первые.

Нужно отметить, что, несмотря на дальнейшие работы многих исследователей, исходя из палеонтологических данных, не удалось решить вопрос о стратиграфическом положении ПТ Азербайджана.

В связи с этим приобретают важное значение данные по абсолютному возрасту ПТ. Граница миоцена и плиоцена между мессином и занклием проводится на уровне 5.3 млн. лет (GSSP). В Восточном Паратетисе ей соответствует граница понта и киммерия. С киммерием обычно сопоставляется продуктивная толща Азербайджана.

В статье Чумакова И.С. и др. (1988), посвященной радиометрической шкале позднего кайнозоя Азербайджана, отмечается, что в отложениях ПТ Азербайджана нет «рабочих» горизонтов пепла, что не позволяет провести радиометрическое датирование. Авторы показывают, что верхняя граница понта Азербайджана, по-видимому, моложе 6 млн. лет, и проводят границу между миоценом и плиоценом (5.4-5.3 млн. лет) выше кровли понтического или внутри киммерийского регионарусов. По их мнению, ПТ (киммерий) сопоставляется с мессинием (верхний миоцен) и занклием (нижний плиоцен) Средиземноморья. Однако в приведенной ими же схеме граница миоцена-плиоцена почему-то соответствует 6 млн. лет.

Сходные с этими цифрами данные приведены в статье Семененко В.Н., Певзнера М.А. (1979), где граница акчагыла и киммерия соответствует порядка 3.2-3.3 млн. лет, а граница киммерия и понта – 5.9-6.0 млн. лет (палеомагнитные эпохи Гильберт и 5).

Berggren W.(1971) границу между плиоценом и миоценом проводит на уровне 5.1 млн. лет, что по палеомагнитной шкале примерно совпадает с основанием палеомагнитной эпохи Гильберт (Gartner, 1973).

В зональной шкале по планктонным фораминиферам Blow W.(1967) проводит границу между миоценом и плиоценом в зоне N18 и оценивает ее в 6.5 млн. лет.

Bukry D. (1973) коррелирует границу миоцен – плиоцен с первым появлением *Ceratolithus amplificus* (=*Ceratolithus sp*.), который отмечается в самом нижнем эпизоде полярности эпохи Гильберт. Возраст этого эпизода не более чем 4.9 млн. лет.

В геохронологической шкале Азербайджана (Alizade, Shikhalibeily et al., 1994) ПТ была отнесена к верхнему миоцену – нижнему плиоцену с абсолютным возрастом 3.4-6.0 млн лет.

Интересные данные по абсолютному возрасту ПТ Азербайджана приведены Гровс Д. и др. (1996). Абсолютный возраст был определен на основе образцов из обнажений по Ar^{40}/Ar^{39}. По данным авторов слой вулканического пепла у подошвы понтического яруса датирован ≈ 7 млн. лет. Кровля этого яруса определена по «графически коррелированным палеонтологическим данным» (? Ш.Б.) и соответствует 5.7 млн. лет. Низы ПТ (подкирмакинская, кирмакинская, НКП и НКГ свиты) отнесены к самому позднему миоцену (5.6-5.3 млн. лет), а верхи ПТ (свита перерыва, балаханская, сабунчинская и сураханская свиты) отнесены опять же на основе «графической корреляции» к среднему (?) плиоцену (5.3-4.2 млн. лет назад). Подошва перекрывающего акчагыла по изотопным данным ими датируется 2.6 млн. лет, а между ПТ и акчагылом отмечается несогласие, приблизительная продолжительность которого 1.6 млн. лет.

Отметим, что самая древняя датировка слоев акчагыла Азербайджана, полученная по пепловым прослоям акчагыла Ясамальской долины Абшеронского полуострова, соответствует 3.34 ± 0.35 млн. лет (Чумаков и др., 1988). Кроме того, в Ясамальской долине акчагыльские отложения, выраженные сланцеватыми глинами с маломощными прослойками вулканического пепла, песков, песчаников, постепенно замещаются слоями песчанистых глин, иногда песков ПТ.

Учитывая приведенные данные по Ясамальской долине, трудно согласиться с мнением о наличии несогласия продолжительностью 1.6 млн. лет между акчагылом и ПТ. Кроме того, нижняя граница акчагыла совпадает с границей палеомагнитных эпох Гильберт и Гаусс (Семененко, Певзнер, 1979), т.е. соответствует уровню 3.6 млн. лет, а верхняя граница несколько выше эпизода Олдувей по Чумакову (Чумаков и др., 1988) и имеет возраст 1.87 млн. лет.

Как известно, плиоцен Средиземноморья делится снизу вверх на занклийский, пьяченский и гелазийский ярусы. По Невесской и др. (2003), учитывая вышеприведенные данные и находки нанопланктона, комплекс которого С.А.Люльевой отнесен к зонам NN17-18 (Семененко, 1987), акчагыл отвечает пьяченцию гелазию, т.е. охватывает средний (пьяченций) и верхний (гелазий) плиоцен.

ПТ обычно считают аналогом киммерийского региояруса Эвксинского бассейна. Для нижней границы киммерия предложены различные датировки: 5.3-5.2 млн. лет (Чумаков, 1993,2000), 5.4-5.2 млн. лет (Чумаков и др., 1996), 6.7-6.1 млн. лет, по Певзнеру (Невесская и др., 2003). Верхняя граница его определена в 3.5-3.4 млн. лет.

В общей стратиграфической шкале (Berggren et al., 1995) граница между миоценом и плиоценом проводится между мессинием и занклием на уровне 5.3 млн. лет. В этой шкале занклию отвечают верхи зоны NN12, зоны NN13 - NN15 и низы зоны NN16 нанопланктона.

В киммерийском региоярусе выделены зоны NN11- NN13 (Семененко,Люльева, 1978; Семененко, 1987) . Однако, если учесть, что в Румынии в нижнем понте найден комплекс зоны NN11, а верхний понт условно отнесен к зоне NN12 (Marinteanu, Papainopol, 1998), то скорее всего киммерий соответствует верхам зоны NN12 и зоне NN13, а верхи его, возможно, и более молодым зонам (NN14-16). Таким образом, киммерий примерно отвечает занклийскому (возможно, не в полном объеме) ярусу Средиземноморья.

Как отмечают Невесская Л.А. и др. (2003), в киммерийско-дакийское время Паратетис состоял из Дакийского и Эвксинского водоемов, а также, возможно, в начале этого времени продолжал существовать и Каспийский бассейн. Эвксинский бассейн на западе соединялся с менее обширным по площади Дакийским бассейном через узкий Ренийский пролив. Основная часть Эвксинского бассейна, включая его заливы, располагалась в акватории современных Черного и Азовского мо-

рей. На севере Эвксинский водоем образовывал Азовский залив, на востоке – Рионский. На юго-востоке бассейн, по-видимому, сохранял затрудненную связь с еще продолжавшим существовать отделившимся в позднем понте Бабаджанским водоемом, который во второй половине киммерийского времени превратился в полностью замкнутый Балаханский водоем, занимавший область Южного Каспия, депрессионные участки Азербайджана и Западно-Туркменской низменности.

Таблица 2

Схема сопоставления регионарусов неогена Азербайджана с общей шкалой
(По Невесской и др., 2003 с добавлениями Ш.А.Бабаева)

Общая стрфиграфическая шкала (Berggren et al., 1995)							Азербайджан	
Система	Млн. лет	Отдел		Ярус	Зоны по планктонным форами-ниферам	Зоны по нано-планктону	Регионарус	Регио-подъярус
Четвертичная	1	Плейстоцен			PT1	NN21		
						NN20		
				Калабрий		NN19	Абшерон Q_1ap	
НЕОГЕНОВАЯ	2	Плиоцен	Верхний	Гелазий	PL6	NN18	Акчагыл N_2ak	
					PL5+PL4+ PL3	NN17		
	3		Средний	Пьяченций		NN16		
	4		Нижний	Занклий	PL2	NN15+ NN14	Продуктивная толща N_2	
					PL1	N19	NN13	
	5					N18	NN12	Верхний
				Мессивий	M14		Понт N_1pt	
	6							Нижний

Как видно из вышеизложенного, из-за малой связи Эвксинского и Каспийского бассейнов в раннем плиоцене, резкого отличия литофаций и фауны отложений киммерия и ПТ, полностью отождествлять их возрастные границы достаточно спорно.

Нужно отметить, что в понтских отложениях разреза Бояната (нижняя часть верхнего понта обнаружены слои пепла, из которых возраст наиболее верхнего слоя определен как 5.84 ± 0.53 млн. лет (Чумаков др.,1988). Если учитывать, что мощность верхнего понта в разрезе Бояната не превышает 40 м (Векилов, Гарягды, 2007), тогда как в других разрезах Шамаха-Гобустанской области она гораздо выше (122 м – Бабаджан), достигая 420-710 м (Хыныслы, Сюнди) то ясно, что граница понта и ПТ гораздо моложе и проходит, вероятно, на уровне ≈ 5.0 млн. лет.

Таким образом, по-видимому, ПТ отвечает не всему киммерийскому ярусу или занклию, а только их большей верхней части, понтический же ярус в Азербайджане частично охватывает низы занклия (табл.2).

ЛИТЕРАТУРА

АГАЛАРОВА, Д.А. 1958. Палеонтологические выводы, основанные на изучении микрофауны продуктивной толщи Юго-Восточного Кавказа. В кн.: *Материалы по петрографии и микропалеонтологии продуктивной толщи Азербайджана*. Изд. АН СССР. Москва.

АГАЛАРОВА, Д.А, КАДЫРОВА, З.К., КУЛИЕВА, С.К. 1961. Остракоды плиоценовых и постплиоценовых отложений Азербайджана. Азернешр. Баку.

АЛИЗАДЕ, К.А. 1946. Анализ конхилиофауны продуктивной толщи. *Изв. АН Азерб. ССР*, 6, 3-10.

ВЕКИЛОВ, Б.Г., ГАРЯГДЫ, С.Г. 2007. Понтический региоярус. В кн.: *Геология Азербайджана, т. 1. Стратиграфия. Мезозой и кайнозой*, 381-397.

ГРОВС, Д. и др. 1996. Биостратиграфические и изотопные данные для определения скорости аккумулирования пород продуктивной толщи Азербайджана. AAPG/ASPG Research Symposium *Oil and Gas Petroleum Systems in rapidly subsidens Basins*, October 6-9, Baku.

МУСТАФАЕВ, И.С. 1963. Литофация и палеогеография среднеплиоценовых нефтегазоносных отложений Куринской впадины. Азернешр. Баку.

НЕВЕССКАЯ, Л.А. и др. 2003. О стратиграфической шкале неогена Восточного Паратетиса. *Стратиграфия. Геологическая корреляция*, 11, 2, 3-26.

СЕМЕНЕНКО, В.Н., ЛЮЛЬЕВА, С.А. 1978. Опыт прямой корреляции мио-плиоцена Восточного Паратетиса и Тетиса. В : *Стратиграфия кайнозоя Сев. Причерноморья и Крыма*. Изд. Днепропетровского ун-та, Днепропетровск, 91-94.

СЕМЕНЕНКО, В.Н. 1987. Стратиграфическая корреляция верхнего миоцена и плиоцена Восточного Паратетиса и Тетиса. Наукова думка. Киев. 232.

СЕМЕНЕНКО, В.Н., ПЕВЗНЕР, М.А. 1979. Корреляция верхнего миоцена и плиоцена Понто-Каспия по биостратиграфическим и палеомагнитным данным. *Изв. АН СССР. Сер. Геол.* 1, 5-15.

ХАЛИЛОВ, Д.М. 1946. Микрофауна продуктивной толщи Апшеронского полуострова. Изв. АН Азерб. ССР, 6, 11-21.

ЧУМАКОВ, И.С. и др. 1988. Радиометрическая шкала позднего кайнозоя Азербайджана. *Азерб. Нефт. Хозво*, 2, 4-8.

ЧУМАКОВ, И.С. 1993. Радиометрическая шкала для позднего кайнозоя Паратетиса. *Природа*, 12, 68-75.

ЧУМАКОВ, И.С. 2000. О проблеме границы миоцена-плиоцена в Эвксине. *Стратиграфия. Геологическая корреляция*, 8, 4, 84-92.

ЧУМАКОВ, И.С. и др. 1996. К геохронологии меотического яруса (верхний миоцен) Восточного Паратетиса. *Докл. АН РАН*, 347, 3, 372-373.

ALIZADE, Ak., SHIKHALIBEYLI, H. et al. 1994. A geological timescale for Azerbaijan. GIA-BP/ Statoil. London.

BERGGREN, W. 1971. Tertiary boundaries and correlations. Micropaleontology of Oceans. Cambridge univ. press. London. 693-809.

BERGGREN, W. et al. 1995. Revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. *Soc. Sediment. Geol.: Spec. Publ.* , 54, 112-212.

BLOW, W. 1967. Late Middle Eocene to Recent planctonic foraminiferal biostratigraphy. *Ist Intern. Planct. Micropl. (Geneva),*1, 199-412.

BUKRY, D. 1973. Low-latitude coccolith biostratigraphic zonation. *Init. Rep. DSDP*, 15, 685-703.

GARTNER, S. 1973. Absolute chronology of the late Neogene calcareous succession in the equatorial Pacific. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 84, 2021-2034.

MARUNTEANU, M., PAPAINOPOL, J. 1998. Mediterranean calcareous nannoplancton in the Dacic Basin. *Rom. J. Stratigraphy*, 78, 115-121.

Рецензент: к.г.-м.н. А.Д.Бабазаде

© Г.Г.Кулиев, 2009

НЕЛИНЕЙНЫЕ ДЕЙСТВИЯ УПРУГОЙ СРЕДЫ И ИХ ВЛИЯНИЕ НА СКОРОСТЬ РАСПРОСТРАНЕНИЯ УПРУГИХ ВОЛН

Г.Г.Кулиев

Институт геологии НАН Азербайджана
AZ1143, Баку, просп. Г.Джавида, 29А

В рамках неклассически линеаризированной теории упругих волн исследованы нелинейные реакции пород на малые и большие (конечные) начальные деформации. Породы моделированы в виде однородных сжимаемых сред с различными упругими потенциалами. В случае использования квадратичного упругого потенциала и потенциала типа Мурнагана получены простые аналитические формулы для расчета коэффициентов нелинейных действий при произвольных однородных начальных напряженных состояниях. Используя различные модели форм упругих колебаний, в случае всестороннего сжатия определены коэффициенты нелинейного действия некоторых осадочных пород из Мексиканского залива и исследован характер вклада модулей упругости второго и третьего порядка на эти величины, а также на скорости упругих волн.

В отличие от недеформированных сред, кинематические и динамические параметры упругих волн, распространяющихся в предварительно деформированных средах, подвергаются воздействию со стороны нелинейных действий среды. Коэффициенты нелинейных действий упругой среды определяются в виде произведений акустических жесткостей на градиент соответствующей скорости распространения волн по давлению. Нелинейные действия и их влияние на скорость распространения упругих волн однозначно определяются модулями упругости среды в зависимости от заданного уровня давления. Поведение деформированных упругих сред (как в изотропном, так и в анизотропном приближении) при малых и больших деформациях можно описать различными упругими потенциалами (Гузь, 1986). Следовательно, с заданием вида упругого потенциала задается и структура модулей упругости, участвующих в формировании нелинейного действия среды. Таким образом, появляются возможности исследовать доли влияния различного порядка (второго, третьего и т. д.) модулей упругости в коэффициенте нелинейного действия и влияния последней на скоростные характеристики упругих волн. Наряду с определениями количественных изменений в значениях нелинейных действий среды, совместный анализ зависимостей коэффициента нелинейности и скоростей распространения упругих волн от различного порядка модулей упругости и от давлений, открывает дополнительные возможности в деле решения задач упругой инверсии в сейсморазведке и сейсмологии. Такой подход становится более целенаправленным в случае исследования осадочных пород, так как ряд из них проявляет заметные нелинейные эффекты при незначительных деформациях и предполагается, что аномалии в коэффициентах нелинейности могут быть связаны с нефтяными залежами в верхней части геологического разреза коры (до глубин 5-10 км) (Садовский и Николаев, 1982).

В данной статье коэффициенты нелинейного действия упругой среды и характера их влияния на скорости распространения продольных и поперечных волн исследованы в пределах неклассически линеаризированной теории.

Основы неклассически линеаризированной теории распространения упругих волн в напряженных средах разработаны в (Гузь 1986; Biot, 1965). Динамические и кинематические характеристики упругих волн в деформированных средах применительно к сейсморазведке исследованы в (Абасов и др., 2000; Кулиев и Джаббаров, 1998, 2000). В (Кулиев, 2000) предложен подход определения коэффициента Пуассона в напряженных средах. Различные вопросы сейсмической анизотропии с применением неклассически линеаризированного подхода рассмотрены в (Абасов и др., 2000; Кулиев и Джаббаров,

1998). Разработаны неклассически линеаризированные подходы применительно к геодинамике (Кулиев, 2005а), геофизике (Кулиев, 2005б) и внутренней структуре Земли и тектоники (Кулиев, 2008).

Степень нелинейных действий упругой среды вдоль осей OX, OY, OZ определяется коэффициентами нелинейности:

$$K_{px} = \rho V_{px} \frac{dV_{px}}{dP};\ K_{ys} = \rho V_{sy} \frac{dV_{sy}}{dP};$$
$$K_{sz} = \rho V_{sz} \frac{dV_{sz}}{dP}, \qquad (1)$$

где ρ − плотность породы, V_{px} − скорость продольной волны в направлении оси OX; V_{sy}, V_{sz} − скорости поперечных волн в направлениях осей OY, OZ соответственно; P – давление.

Неклассически линеаризированный подход определения коэффициента нелинейности

Исследования распространения упругой волны в нелинейно деформированной среде с произвольными упругими потенциалами показали, что скорости волн определяются по формулам (Кулиев и Джаббаров, 1998):

$$2\rho V_\alpha^2 = \omega_{3333} + \omega_{3113} +$$
$$+ (\omega_{1111} + \omega_{1331} - \omega_{3333} - \omega_{3113})\sin^2\theta_\alpha \pm \Omega_\alpha;$$

$$\Omega_\alpha = \{[(\omega_{1111} - \omega_{1331}) \times \sin^2\theta_\alpha -$$
$$- (\omega_{3333} - \omega_{3113})\cos^2\theta_\alpha]^2 +$$
$$+ 4(\omega_{1333} + \omega_{3113})^2 \sin^2\theta_\alpha \cos^2\theta_\alpha\}^{\frac{1}{2}}$$
$$\rho V_{SH}^2 = \omega_{1221}\sin^2\theta + \omega_{3223}\cos^2\theta, \qquad (2)$$

где знак "+" перед слагаемой Ω соответствует квазипродольной P волне и при этом $V_\alpha = V_p$; а знак " – " – квазипоперечной SV волне и при этом $V_\alpha = V_{sv}$; ω_{ijnm} – компоненты тензора четвертого ранга, характеризующие линейные и нелинейные физико-механические свойства среды и начального напряженного состояния, которые определяются с конкретизацией структуры упругих потенциалов (Гузь, 1986); θ_α – углы падения и отражения квазипродольных P и квазипоперечной SV волн.

В пределах неклассически линеаризованного подхода при определении компонентов $\omega_{ij\alpha\beta}$ выделяют (Гузь, 1986) три различных варианта в зависимости от способа описания начальных напряженно-деформированных состояний, упрощения геометрического характера и величин деформаций в начальном состоянии, т.е. в состоянии до возникновения волнового процесса: а) Теория больших (конечных) начальных деформаций; б) Первый вариант теории малых начальных деформаций (сдвиги и удлинения являются малыми по сравнению с единицей); в) Второй вариант теории малых начальных деформаций (дополнительно к первому варианту считается, что компоненты тензоров напряжений и деформаций связаны с законом Гука).

Также различают два случая представления плоской гармонической волны. В первом – изменения расстояний между материальными частицами за счет начальной деформации не учитываются, и скорость распространения волны называется «натуральной» скоростью (Гузь 1986; Biot, 1965; Thurston and Brugger, 1964). Во втором – эти изменения учитываются, и скорость называется «истинной».

Рассмотрим распространение упругой волны в сжимаемой изотропной среде в направлении оси OX. Предположим, что среда описывается упругим потенциалом типа Мурнагана:

$$\Phi = \frac{1}{2}\lambda A_1^2 + \mu A_2 + \frac{a}{3}A_1^3 + bA_1A_2 + \frac{c}{3}A_3;$$

где A_1 and A_2 – алгебраические инварианты тензора деформаций Грина; λ, μ – модули упругости второго порядка; a, b, c - модули упругости третьего порядка. Используя формулу (2) при произвольном ($\sigma_{11}^0 = \alpha P; \sigma_{22}^0 = \beta P; \sigma_{33}^0 = \gamma P$; $\sigma_{ii}^0 (i = 1,2,3)$ – нормальные компоненты тензора напряжений; α, β, γ – вещественные

числа) однородном напряженном состоянии для различных вариантов теории начальных деформаций и различных форм представления формы упругих колебаний для определения скоростей упругих волн, находим

$$\begin{aligned}
&\rho C_{px}^2 = \lambda + 2\mu + 2PK_{px}^R;\\
&\rho C_{sy}^2 = \mu + 2PK_{sy}^R;\\
&\rho C_{sz}^2 = \mu + 2PK_{sz}^R\\
&\rho V_{px}^2 = \lambda + 2\mu + 2PK_{px}^N;\\
&\rho V_{sy}^2 = \mu + 2PK_{sy}^N;\\
&\rho V_{sz}^2 = \mu + 2PK_{sz}^N.
\end{aligned} \tag{3}$$

Здесь C_{px}, C_{sy}, S_{sz} и V_{px}, V_{sy}, V_{sz} – «истинные» и «натуральные» скорости продольных и поперечных волн соответственно. Величины $K_{px}^R, K_{sy}^R, K_{sz}^R$ и $K_{px}^N, K_{sy}^N, K_{sz}^N$ являются соответственно коэффициентами нелинейного действия при использовании «истинных» и «натуральных» скоростей. На основе формул (1) – (3) для их определения находим следующие аналитические выражения:

I. Случай использования «истинных» скоростей

1. Второй вариант теории малых начальных деформаций (В.в.т.м.н.д.)

$$\begin{aligned}
K_{px}^R &= \frac{1}{6K_0}\left\{\left[\frac{\lambda}{\mu}(2\alpha-\beta-\gamma)+2\alpha\right]\times\right.\\
&\times(\lambda+2\mu+2b+c)+\\
&\left.+2(a+b)(\alpha+\beta+\gamma)+3K_0\alpha\right\}
\end{aligned} \tag{4}$$

$$\begin{aligned}
K_{sy}^R &= \frac{1}{6K_0}\left\{2(\lambda+\mu)\alpha-\lambda(\beta+\gamma)+\frac{c}{4\mu}\times\right.\\
&\left.\times[(\lambda+2\mu)(\alpha+\beta)-2\lambda\gamma]+b(\alpha+\beta+\gamma)+3K_0\alpha\right\};
\end{aligned}$$

$$K_{sz}^R = K_{sy}^R - \frac{c}{8\mu}(\beta-\gamma);\ K_0 = \lambda_0 + \frac{2}{3}\mu.$$

2. Первый вариант теории малых и теории больших (конечных) начальных деформаций (П.в.т.м.-т.б.н.д.)

$$\begin{aligned}
K_{px}^R &= \frac{1}{6K_0}\left\{\left[\frac{\lambda}{\mu}(2\alpha-\beta-\gamma)+2\alpha\right]\times\right.\\
&\times(2\lambda+4\mu+2b+c)+\\
&\left.+2(a+b)(\alpha+\beta+\gamma)+(3\lambda+2\mu)\alpha\right\};
\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
K_{sy}^R &= \frac{1}{6K_0}\left\{[(\lambda+2\mu)(\alpha+\beta)-2\lambda\gamma]\times\right.\\
&\left.\times\left(1+\frac{c}{4\mu}\right)+b(\alpha+\beta+\gamma)+3K_0\alpha\right\};
\end{aligned}$$

$$K_{sz}^R = K_{sy}^R - \frac{1}{2}\left(1+\frac{c}{4\mu}\right)(\beta-\gamma). \tag{5}$$

II. Случай использования «натуральных» скоростей

1. В.в.т.м.н.д.

$$\begin{aligned}
K_{px}^N &= \frac{1}{6K_0}\left\{\left[\frac{\lambda}{\mu}(2\alpha-\beta-\gamma)+2\alpha\right]\times\right.\\
&\left.\times(2b+c)+2(a+b)(\alpha+\beta+\gamma)+3K_0\alpha\right\}
\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
K_{sy}^N &= \frac{1}{6K_0}\left\{[(\lambda+2\mu)(\alpha+\beta)-2\lambda\gamma]\frac{c}{4\mu}+\right.\\
&\left.+b(\alpha+\beta+\gamma)+3\alpha K_0\right\};
\end{aligned}$$

$$K_{sz}^N = K_{sy}^N + \frac{1}{8\mu}(\gamma-\beta) \tag{6}$$

2. П.в.т.м.-т.б.н.д.

$$\begin{aligned}
K_{px}^N &= \frac{1}{6K_0}\left\{\left[\frac{\lambda}{\mu}(2\alpha-\beta-\gamma)+2\alpha\right]\times\right.\\
&\left.\times(\lambda+2\mu+2b+c)+2(a+b)(\alpha+\beta+\gamma)+3K_0\alpha\right\};
\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
K_{sy}^N &= \frac{1}{K_0}\left\{[(\lambda+2\mu)(\alpha+\beta)-2\lambda\gamma]\times\right.\\
&\left.\times\left(1+\frac{c}{4\mu}\right)+(b+\lambda)(\alpha+\beta+\gamma)\right\};
\end{aligned}$$

$$K_{sz}^{N} = K_{sy}^{N} + \frac{1}{2}(\gamma - \beta)\left(1 + \frac{c}{4\mu}\right). \quad (7)$$

В случае применения упругого потенциала типа Мурнагана при всестороннем сжатии ($\alpha = \beta = \gamma = -1$) из (4) – (7) получаем следующие более наглядные результаты:

I Случай «истинных» скоростей
1. В.в.т.м.н.д.

$$K_p^R = K_{px}^R = -\frac{1}{6K_0}\left[5\lambda + 6\mu + 2(c + 5b + 3a)\right];$$
$$K_s^R = K_{sy}^R = K_{sz}^R = -\frac{1}{6K_0}(3\lambda + 4\mu + c + 3b). \quad (8)$$

2. П.в.т.м.-т.б.н.д.

$$K_p^R = K_{px}^R = -\frac{1}{6K_0}\left[7\lambda + 10\mu + 2(c + 5b + 3a)\right];$$
$$K_s^R = K_{sy}^R = K_{sz}^R = -\frac{1}{6K_0}\left[3(\lambda + 2\mu) + c + 3b\right]. \quad (9)$$

II. Случай «натуральных» скоростей
1. В.в.т.м.н.д.

$$K_p^N = K_{px}^N = -\frac{1}{6K_0}\left[3\lambda + 2\mu + 2(c + 5b + 3a)\right];$$
$$K_s^N = K_{sy}^N = K_{sz}^N = -\frac{1}{6K_0}(3\lambda + 2\mu + c + 3b). \quad (10)$$

2. П.в.т.м.-т.б.н.д. В этом случае коэффициенты K определяются по формулам (8).

В случае использования квадратичного потенциала для однородных изотропных сред (которые в случае малых упругих деформаций совпадают с телом Гука)

$$\Phi = \frac{\lambda}{2}(A_1)^2 + \mu A_2;\ \lambda, \mu = const.$$

Формулы (8) – (10), достаточно упрощаясь, приобретают вид:

I. Случай использования «истинных» скоростей

1. В.в.т.м.н.д.

$$K_p^R = -\frac{1}{6K_0}(5\lambda + 6\mu) = -\frac{3 - \nu}{2(1 + \nu)},$$
$$K_s^R = -\frac{1}{6K_0}(3\lambda + 4\mu) = -\frac{2 - \nu}{2(1 + \nu)}. \quad (11)$$

2. П.в.т.м.-т.б.н.д.

$$K_p^R = -\frac{1}{6K_0}(7\lambda + 10\mu) = -\frac{5 - 3\nu}{2(1 + \nu)};$$
$$K_s^R = -\frac{1}{2K_0}(\lambda + 2\mu) = -\frac{3(1 - \nu)}{2(1 + \nu)}. \quad (12)$$

II. Случай использования «натуральных» скоростей
1. В.в.т.м.н.д.

$$K_p^N = K_s^N = -\frac{1}{6K_0}(3\lambda + 2\mu) = -\frac{1}{2}. \quad (13)$$

2. П.в.т.м.-т.б.н.д. В этом случае коэффициенты K определяются по формулам (11).

Из результатов (1) – (13) следует, что в этом частном случае коэффициенты нелинейного действия упругих сред однозначно определяется коэффициентом Пуассона.

Численные результаты

Из формул (3) следует, что нелинейные действия упругой среды определяются по формулам:

$$F_{px}^R = 2PK_{px}^R;\ F_{sy}^R = 2PK_{sy}^R;\ F_{sz}^R = 2PK_{sz}^R;$$
$$F_{px}^N = 2PK_{px}^N;\ F_{sy}^N = 2PK_{sy}^N;$$
$$F_{sz}^N = 2PK_{sz}^N, \quad (14)$$

где при различных однородных напряженных состояниях и упругих потенциалах коэффициенты нелинейных действий рассчитываются по (4) – (13).

Численные расчеты проведены с помощью формул, полученных в случае использования «истинных» скоростей, так как в сейсморазведке и в сейсмологии на практике по-

левых исследований в принципе определяются эти величины.

Из приведенных на рис. 1 данных, соответствующих квадратичному упругому потенциалу, следует, что абсолютные значения K_p^R и K_s^R с ростом величины коэффициента Пуассона уменьшаются. Эти уменьшения наблюдаются как в рамках П.в.т.м.-т.б.н.д. так и в В.в.т.м.н.д. По этим теориям отличаются лишь их численные значения.

В рассматриваемом приближении нелинейные действия упругих сред F_p^R и F_s^R являются линейными функциями P (формулы (14), рис. 2 и 3). Характер изменения F_p^R и F_s^R от роста величины коэффициента Пуассона по П.в.т.м.-т.б.н.д. и В.в.т.м.н.д. одинаков, отличаются лишь количественные значения воздействий. Важным является то, что знаки нелинейных действий всевозможных упругих изотропных сред ($0 \le \nu \le 0{,}5$) оказываются отрицательными. Вследствие этого величины как продольных, так и поперечных волн с учетом нелинейных действий будут меньше, чем в ненагруженных (всесторонне) средах. Следовательно, для правильного описания экспериментально наблюдаемых изменений величин скоростей упругих волн в напряженных средах необходимо при определении F_p^R и F_s^R привлечь более сложные упругие потенциалы, в частности упругий потенциал типа Мурнагана. Данные рис. 1 – 3 ценны тем, что с их помощью можно решить проблемы упругой инверсии, т.е. определить коэффициенты Пуассона, модули Ляме λ, μ в напряженных средах на основе полевых сейсмических материалов.

Анализ табл. 1 и 2 показывает, что знак нелинейных действий F_p^R и F_s^R рассмотренных пород от величины начальных деформаций не зависит. Величины деформации влияют на количественные значения нелинейных действий. Знаки нелинейных действий рассмотренных пород определяются знаками вклада модулей упругости третьего порядка, так как порядок нелинейных действий, вызванных этими модулями, значительно превышает аналогичный, связанный с модулями упругости второго порядка. Прочерки в табл. 2 означают, что при этих данных значение скорости становится комплексным. В расчетах использованы данные некоторых пород Мексиканского залива, заимствованные из (Yin and Rasolofosaon, 1994).

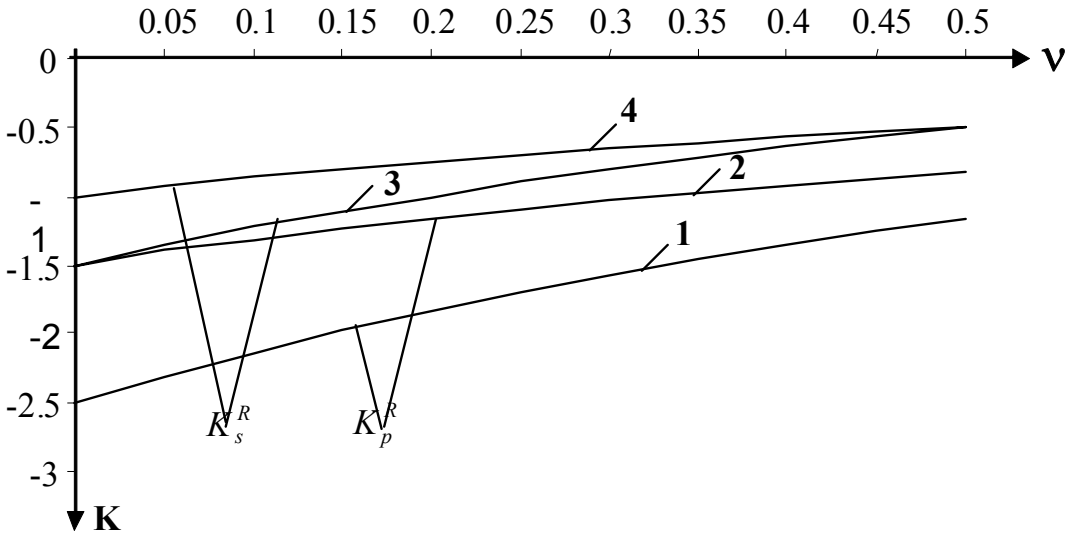


Рис. 1. Графики зависимостей коэффициентов нелинейных действий K_p и K_s от изменений коэффициента Пуассона, построенные в рамках П.в.т.м.-т.б.н.д. – линии 1 и 3 и В.в.т.м.н.д. – линии 2 и 4.

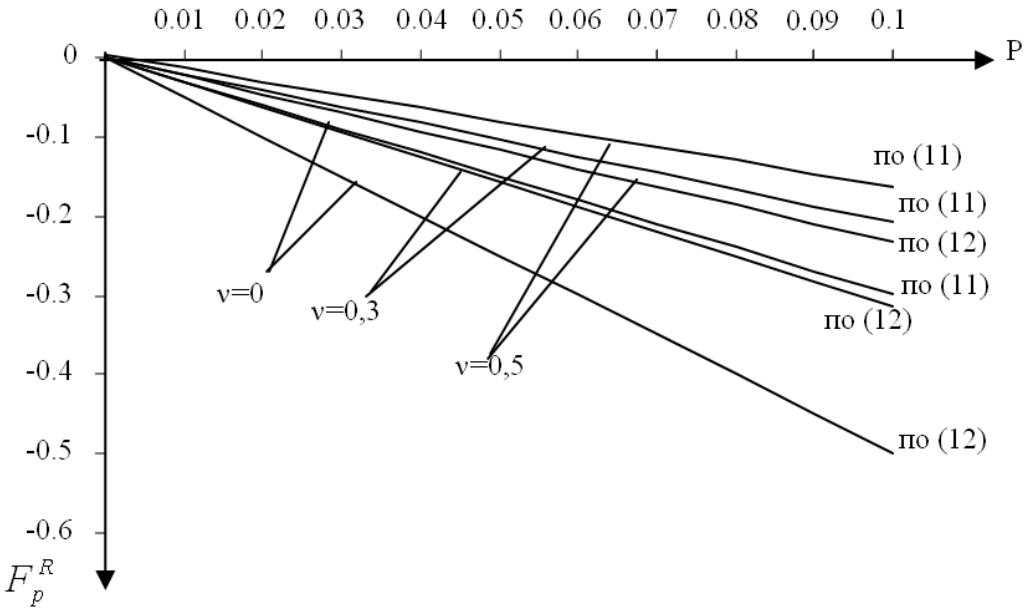


Рис. 2. Зависимости нелинейных действий F_p^R от изменений давления при различных коэффициентах Пуассона в пределах П.в.т.м.т.б.н .д. и В.в.т.м.н.д.
На графиках в скобках указаны номера формул, по которым они рассчитаны.

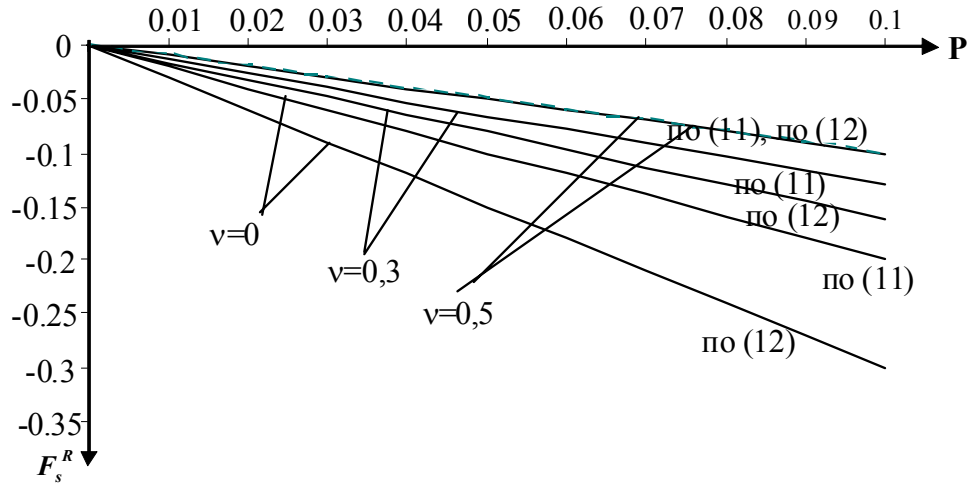


Рис. 3. Зависимости нелинейных действий F_s^R от изменений давления при различных коэффициентах Пуассона в пределах П.в.т.м.т.б.н .д. и В.в.т.м.н.д.
На графиках в скобках указаны номера формул, по которым они рассчитаны.

Приведенные материалы (табл. 1) показывают, что при использовании квадратичного упругого потенциала с ростом величин всестороннего давления скорости продольных и поперечных волн для рассматриваемых пород в рамках П.в.т.м.-т.б.н.д. и В.в.т.м.н.д. незначительно уменьшаются. При привлечении упругого потенциала типа Мурнагана соответствующие результаты (табл. 2) как качественно, так и количественно отличаются. Для различных пород их модули упругости третьего порядка в значения коэффициентов нелинейных действий K_p^R и K_s^R вносят вклады разного знака, что отражается на нелинейных действиях и на величинах скоростей продольных и поперечных волн.

Таблица 1

Значения скоростей $C_{p;}^R, C_s^R$ (в числителях по формулам (3) при (9), в знаменателях – при (8)) и нелинейных действий F_p^R, F_s^R (в числителях по формулам (14) при (9), в знаменателях – при (8)), определенные в случае использования квадратичного упругого потенциала

Название пород / параметры	Белый гранит Съерра	Глинистый песчаник Колорадо	Нефтеносная глина	Песчаник	Песчаник Береа 200	P, ГПа
C_p, *м/сек*	4596.19408 / 4596.19408	3866.621 / 3866.621	4507.205 / 4507.205	2946.118 / 2946.118	3233.152 / 3233.152	0
	4591.60844 / 4593.28338	3860.849 / 3863	4502.403 / 4504.096	2936.265 / 2939.957	3224.46 / 3227.723	0.03
	4587.01822 / 4590.37084	3855.068 / 3859.377	4497.596 / 4500.985	2926.378 / 2933.784	3215.745 / 3222.286	0.06
	4582.4234 / 4587.45645	3849.278 / 3855.749	4492.784 / 4497.872	2916.458 / 2927.597	3207.007 / 3216.839	0.09
C_s, *м/сек*	2835.783 / 2835.783	2470.278 / 2470.278	2594.593 / 2594.593	1896.599 / 1896.599	2088.017 / 2088.017	0
	2831.712 / 2832.745	2465.226 / 2466.602	2590.182 / 2591.157	1887.999 / 1890.379	2080.44 / 2082.55	0.03
	2827.634 / 2829.704	2460.164 / 2462.92	2585.763 / 2587.717	1879.359 / 1884.138	2072.837 / 2077.068	0.06
	2823.551 / 2826.66	2455.092 / 2459.234	2581.337 / 2584.271	1870.679 / 1877.876	2065.205 / 2071.573	0.09
F_p^R, *ГПа*	0 / 0	0 / 0	0 / 0	0 / 0	0 / 0	0
	-0.05561 / -0.03531	-0.05888 / -0.03694	-0.05083 / -0.03292	-0.0597 / -0.03735	-0.06006 / -0.03753	0.03
	-0.11123 / -0.07061	-0.11776 / -0.07388	-0.10166 / -0.06583	-0.1194 / -0.0747	-0.12011 / -0.07506	0.06
	-0.16684 / -0.10592	-0.17664 / -0.11082	-0.1525 / -0.09875	-0.1791 / -0.11205	-0.18017 / -0.11258	0.09
F_s^R, *ГПа*	0 / 0	0 / 0	0 / 0	0 / 0	0 / 0	0
	-0.03046 / -0.02273	-0.03291 / -0.02395	-0.02687 / -0.02094	-0.03353 / -0.02426	-0.03379 / -0.0244	0.03
	-0.06092 / -0.04546	-0.06582 / -0.04791	-0.05375 / -0.04187	-0.06705 / -0.04853	-0.06758 / -0.04879	0.06
	-0.09138 / -0.06819	-0.09873 / -0.07186	-0.08062 / -0.06281	-0.10058 / -0.07279	-0.10137 / -0.07319	0.09

Таблица 2

Значения скоростей $C^R_{p;}, C^R_s$ (в числителях по формулам (3) при (9), в знаменателях – при (8)) и нелинейных действий F^R_p, F^R_s (в числителях по формулам (14) при (9), в знаменателях – при (8)), определенные в случае использования упругого потенциала типа Мурнагана

Название пород / параметры	Белый гранит Съерра	Глинистый песчаник Колорадо	Нефтеносная глина	Песчаник	Песчаник Береа 200	P, ГПа
$C_p, м/сек$	4596.19408 / 4596.19408	3965.489 / 3965.489	4507.205 / 4507.205	2946.118 / 2946.118	3233.152 / 3233.152	0
	4729.77336 / 4731.39939	– / –	5802.686 / 5803.999	3381.622 / 3384.828	1930.177 / 1935.623	0.03
	4859.6823 / 4862.84694	– / –	6857.655 / 6859.878	3767.11 / 3772.866	– / –	0.06
	4986.20779 / 4990.83366	– / –	7770.695 / 7773.637	4116.657 / 4124.556	– / –	0.09
$C_s, м/сек$	2835.783 / 2835.783	2533.442 / 2533.442	2594.593 / 2594.593	1896.599 / 1896.599	2088.017 / 2088.017	0
	3245.737 / 3246.639	– / –	1673.353 / 1674.863	2666.137 / 2667.823	2888.111 / 2889.63	0.03
	3609.426 / 3611.048	– / –	– / –	3258.756 / 3261.514	3510.349 / 3512.85	0.06
	3939.682 / 3941.912	– / –	– / –	3759.081 / 3762.668	4037.812 / 4041.072	0.9
$F^R_p, ГПа$	0 / 0	0 / 0	0 / 0	0 / 0	0 / 0	0
	1.644398 / 1.664705	-64.4539 / -64.4319	15.69361 / 15.71153	2.838425 / 2.860775	-7.19863 / -7.1761	0.03
	3.288796 / 3.32941	-128.908 / -128.864	31.38723 / 31.42306	5.67685 / 5.72155	-14.3973 / -14.3522	0.06
	4.933194 / 4.994115	-193.362 / -193.296	47.08084 / 47.13459	8.515275 / 8.582325	-21.5959 / -21.5283	0.09
$F^R_s, ГПа$	0 / 0	0 / 0	0 / 0	0 / 0	0 / 0	0
	3.29095 / 3.29868	-20.7379 / -20.729	-4.61987 / -4.61393	3.616538 / 3.6258	4.260065 / 4.269461	0.03
	6.5819 / 6.59736	-41.4759 / -41.458	-9.23974 / -9.22786	7.233075 / 7.2516	8.520131 / 8.538922	0.06
	9.872849 / 9.89604	-62.2138 / -62.187	-13.8596 / -13.8418	10.84961 / 10.8774	12.7802 / 12.80838	0.09

Легко можно обобщить полученные результаты для случаев трещиноватых и несжимаемых напряженных сред.

ЛИТЕРАТУРА

АБАСОВ, М.Т., КУЛИЕВ, Г.Г., ДЖАВАНШИР, Р.Д. 2000. Модель развития литосферы. *Вестник Российской Академии Наук*, 70, 2, 129-135.

ГУЗЬ, А.Н. 1986. Упругие волны в телах с начальными напряжениями. Наукова думка. Киев. 536.

КУЛИЕВ, Г.Г. 2000. Определение коэффициента Пуассона в напряженных средах. *Доклады Российской Академии Наук*, 370, 4, 534-537.

КУЛИЕВ, Г.Г. 2005а. Основы неклассической линеаризированной теории деформаций в геодинамике. *Известия НАН Азербайджана. Науки о Земле*, 1, 21-34.

КУЛИЕВ, Г.Г. 2005б. Неклассическая линеаризированная теория деформаций в геофизике. *Известия НАН Азербайджана. Науки о Земле*, 2, 41-51.

КУЛИЕВ, Г.Г. 2008. О внутреннем строении Земли в рамках неклассически линеаризированного подхода. *Известия НАН Азербайджана. Науки о Земле*, 1, 18-31.

КУЛИЕВ, Г.Г, ДЖАББАРОВ, М.Д. 1998. О распространении упругих волн в напряженных нелинейных анизотропных средах. *Изв. АН Азербайджана. Науки о Земле*, 2, 103-112.

КУЛИЕВ, Г.Г., ДЖАББАРОВ, М.Д. 2000. Об амплитудных характеристиках упругих волн в напряженных средах. *Доклады Российской Академии Наук*, 370, 5, 672-674.

САДОВСКИЙ, М.А., НИКОЛАЕВ, А.В. 1982. Новые методы сейсмической разведки. Перспективы развития. *Вестник АН СССР*, 1, 57-64.

BIOT, M.A. 1965. Mechanics of incremental deformations. Willey. New-York. 504.

THURSTON, R., BRUGGER, K. 1964. Third-order elastic constants and velocity of small amplitude elastic waves in homogeneously stressed media. *Phys. Rev. A.,* 133, 6, 1604-1610.

YIN, H., RASOLOFOSAON, P.N.J. 1994. Nonlinear and linear elastic behavior of anisotropic rocks: Ultrasonic experiments versus theoretical predictions. *Abstracts, 64 SEG meeting*, Los Angeles*, Expanded Abstracts, - Paper SL*, 3, 4, 1129-1132.

© S.T.Agayeva, G.R.Babayev, 2009

ANALYSIS OF EARTHQUAKE FOCAL MECHANISMS FOR GREATER AND LESSER CAUCASUS APPLYING THE METHOD OF WORLD STRESS MAP

S.T.Agayeva, G.R.Babayev

Geology Institute, Azerbaijan National Academy of Science
AZ1143, Baku, H. Javid Ave., 29A

For investigating the present-day stress pattern, the results of focal mechanism were re-analyzed. An update stress map of the Greater and Lesser Caucasus is introduced, plotted by applying a modern method of determining orientation of main stresses. With WSM technique, 226 focal mechanisms within the period of 1953-2000 years were grouped and tectonic regime for each event was determined by applying the WSM quality ranking. The visualised results confirmed the type of the stress state-the compression stresses, acting in horizontal plane across to the extension of the structures of General Caucasus direction. It was also evidenced that in the North, the stresses are approximately normally-oriented to the mountain chain of the Greater and Lesser Caucasus.

Introduction

The earthquake-prone Caucasus region is one of the zone of the Alpine -Himalayan orogenic belt. The territory of Azerbaijan is located within the central part of the Mediterranean mobile belt and characterized by the high activity of geological processes provoked by dynamics of the Arabian and Euroasian plates. Seismicity is the severest stress-induced geohazard in the Caucasian and Caspian areas. Figure 1 illustrates event distribution map for the territories of Azerbaijan, Caucasus, Turkey, Iran, Caspian Sea and western part of Turkmenistan for the period 2000-2005.

The stress state of Earth's crust represents one of the main factors defining character of geodynamic processes. In Azerbaijan, the stress state was studied on the basis of earthquake focal mechanism researches since 1957 (Agalarova, 1969; Agayeva, 2006). The principal aim of this study is to re-analyse previous research results, to introduce new modern method of creating a focal mechanism map of Greater and Lesser Caucasus (method CASMO – Create A Stress Map Online) of WSM project initiative (Reinecker et al., 2005; Müller et al., 2005) with an aim of investigating a present-day stress pattern of the Caucasus region, and define regional stress orientations. Knowing the contemporary tectonic stress pattern in the crust, it provides insights into the plate geodynamics (Kadirov et al., 2008).

The methodical approach

The previous method is acceptable in such case when there are data about polarity of first arrivals of longitudinal waves (P-waves) for a large number of seismic stations for earthquakes with magnitude M>4. Since information about orientation of the main stress axes of some strong events operating in earthquake source is insufficient, there was a necessity for research of focal mechanism of weak earthquakes with magnitude M<4. With that aim, the methods of total definition of the source mechanism of weak earthquakes was applied. Advantage of the method is that focal mechanism solution can be done with the use of earthquakes registered by around 5-7 seismic stations. For the Greater Caucasus, mechanisms of more than 150 earthquakes with M≥4 were researched (Agayeva, 2006). Figure 2 demonstrates stress concentration of earthquake focal mechanism datasets on the territory of Azerbaijan with the use of previous approach.

Since World Stress Map is the global database of contemporary tectonic stress of the Earth's crust and its uniformity and quality is guaranteed through quality ranking of the data according to international standards and standardized regime assignment, existing datasets required the application of the modern World Stress Map quality ranking system to make the data globally comparable. Due to that, it became obvious to revise focal mechanism solutions within the World Stress Map

database, investigate further focal mechanism solutions to be included in the WSM and apply WSM quality ranking data and assignment of data qualities.

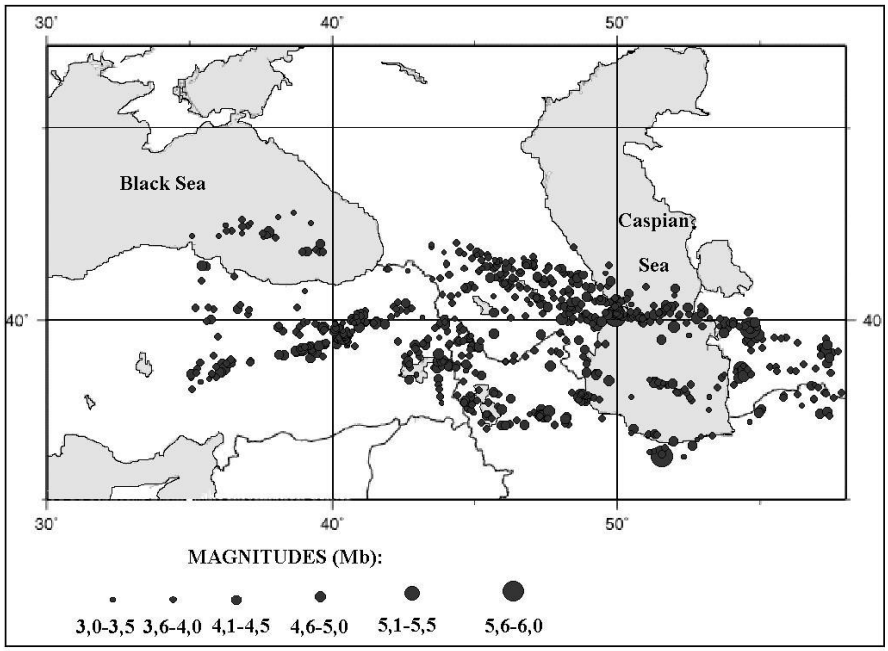


Fig. 1. Event distribution map for the whole Azerbaijan, Caucasus, Turkey, Iran, Caspian Sea and western part of Turkmenistan plotted with the data from Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty Organization (CTBTO) network for the period of 2000-2005.

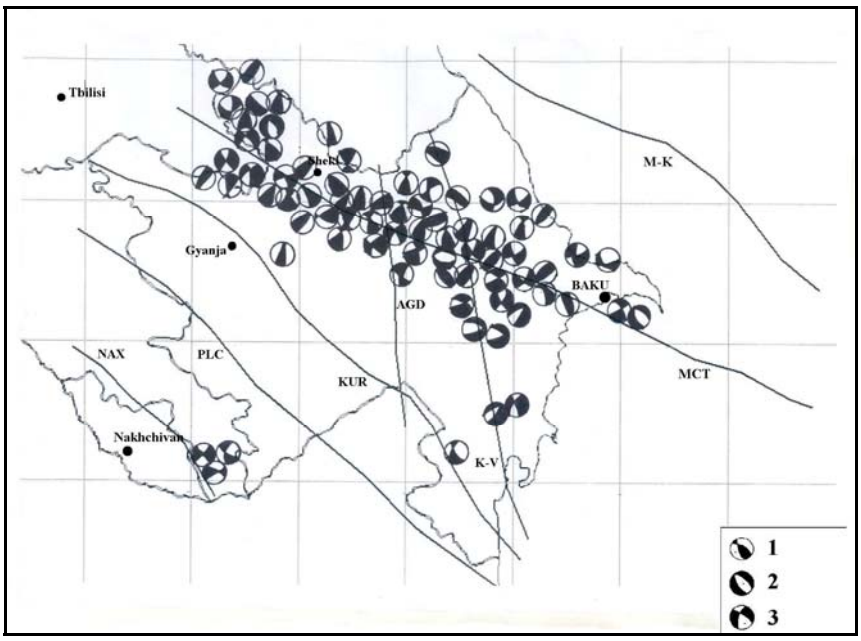


Fig. 2. Map of event focal mechanism of Greater and Lesser Caucasus (compiled by Agayeva S.T.)
M-K – Makhachkala-Krasnovodsk fault, MCT – Main Caucasus Thrust fault, K-V-Kizilagaj- Vandam fault, AGD – Agdash fault, KUR – Kura fault, PLC – Pre-Lesser Caucasus fault, NAX – Naxchivan fault.
1 – reverse fault; 2 – normal fault; 3 – strike-slip fault.
Note: tectonic basemap was compiled by Gadjiyev R.M.

The compilation of World Stress Map database with the additional 76 events was performed with the main concentration on composite, so-called grouping events, Focal Mechanism Composite (hereafter, FMC) and single events, Focal Mechanism Single (hereafter, FMS) (Heidbach et al., 2004). FMC required a careful attention, since the selection focus was mainly directed to the magnitude effect, the energy class of event and the number of stations registered an event. Among FMC events, the largest sub-event in the group was selected. In case with FMS, the selection was easier, mainly concentrating on the mainshock as WSM database disregards aftershocks. As a result, additional earthquake focal mechanisms were analysed (Sikharulidze et al., 1983) and added to the database, which contains 226 focal mechanism data altogether. For all of these data, the tectonic regime had been determined and the WSM quality ranking technique was applied (Table).

Figure 3 shows the updated focal mechanism map for 76 additional events of the Greater and Lesser Caucasus. The majority of stress data in the South Caucasus is of thrust faulting tectonics with NNE (North-North-East) trending horizontal compression in the western part of the South Caucasus and ENE (East-North-East) trending stress orientations in the easternmost Caucasus.

Properties of Focal Mechanism Solution (FMS) of Lesser & Greater Caucasus between 1953-2000 years.

Type of FMS	Definition	Number
NF	Normal Faulting	67
TF	Thrust Faulting	103
SS	Strike Slip	46
NS	Normal fault with Strike-slip component	4
TS	Thrust fault with Strike-slip component	6

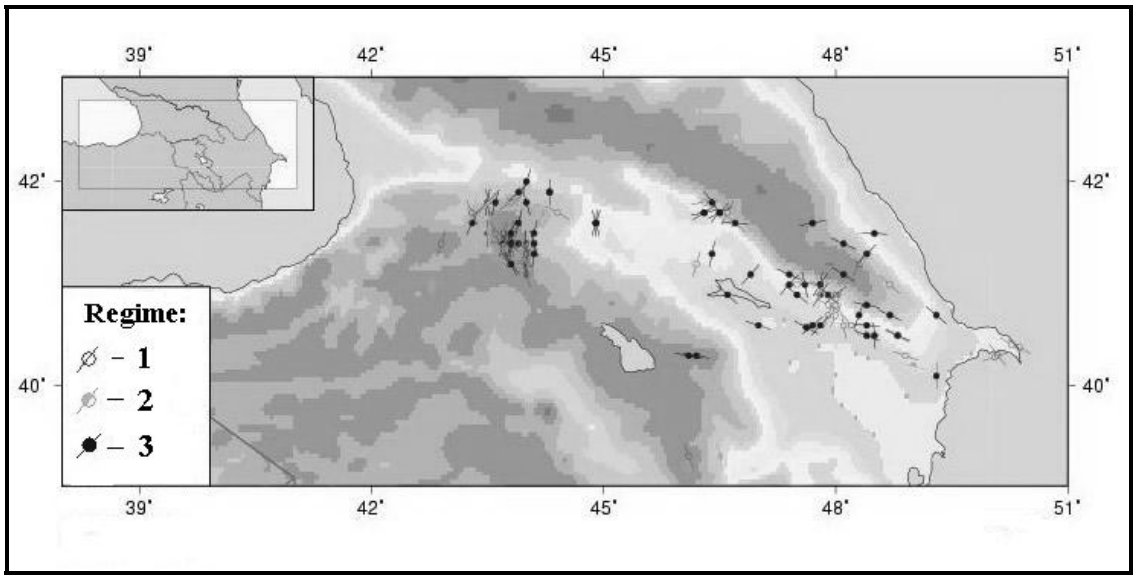


Fig. 3. Stress Map of the Greater and Lesser Caucasus (compiled by Babayev G.R.).
1 – Normal Faulting; 2 – Strike-Slip Faulting; 3 – Thrust Faulting.

Discussion

On the basis of focal mechanism research, it is determined that Greater and Lesser Caucasus is characterized by horizontal compression stress across to the regional structures of general Caucasus direction. New data entries of CASMO (WSM) are characterised by thrust fault type of focal mechanism with NNE (North-North-East) trending of horizontal compression in the western part of the South Caucasus and ENE (East-North-East) trending of stress orientations in the easternmost Caucasus. In western part of Azerbaijan, compression across the Greater Caucasus is distributed between the main Caucasus thrust fault and southward dipping into thrust fault along the northern edge of the mountain chain.

Conclusions

The main conclusion of this study indicates that earthquake focal mechanisms closely correlate with visualised active faults of Greater and Lesser Caucasus. Schematic maps show consistency of present-day rates of strain accumulation on the main faults. Furthermore, the results show that under the Greater Caucasus in the North, the main stress axes are approximately normally oriented to the mountain chain. By applying a new approach of CASMO (WSM) method, it confirms the reliability of the selection methods for focal mechanism solution and proves the correct orientation of the main stress axes over the studied region. The results clearly illustrate active convergence between Lesser and Greater Caucasus with strain concentrated along the Main Caucasus Thrust Fault (Kadirov et. al., 2008). Additionally, it can be obviously traced the transformation of left-lateral strike slip motion into predominant right-lateral strike slip motion towards South from mountain ridges of Greater Caucasus.

Acknowledgments

We would like to express our sincere thanks to Prof. Dr. Birgit Müller for her kind advices and instructions.

REFERENCES

AGALAROVA, A. 1969. Feature of orientation of the stresses, acting in the sources of earthquakes of Apsheron peninsula and Caspian sea. *News of the Academy of Sciences of the USSR*, *Physics of the Earth*, Moscow, 96-101.

AGAYEVA, S. 2006. Stress state of the Earth's crust in Azerbaijan. Recent geodynamics, georisk and sustainable development in the Black Sea to Caspian Sea region. *Conference proceedings of American Institute of Physics*, 825, Melville, New York,USA, 97-102.

HEIDBACH, O., BARTH, A., CONNOLLY, P., FUCHS, K., MÜLLER, B., REINECKER, J.,SPERNER, B., TINGAY, M., WENZEL, F. 2004. Stress Maps in a Minute: The 2004 World Stress Map Release, Eos Trans., 85, 521-529.

KADIROV, A., MAMMADOV, S., REILINGER, R. McCLUSKY, S. 2008. Global Positioning System Measurements of Tectonic Deformation in Azerbaijan: New Constraints on Active Faulting and Earthquake Hazards. *Proceedings of Azerbaijan National Academy of Sciences*, 1, 82-88

MÜLLER, B., BARTH, A., HEIDBACH, O., REINECKER, J., SPERNER, B., TINGAY, M., WENZEL, F. 2005. The World Stress Map – an essential and easy accessible tool for geohazard assessment. *Int. Workshop Recent Geodynamics, Georisk and Sustainable Development in the Black Sea to Caspian Region,* 825, Baku, AIP, 19-31.

REINECKER, J., HEIDBACH, O., and MÜLLER, B. 2005. The 2005 release of the World Stress Map, www.world-stress-map.org.

SIKHARULIDZE, D., TUTBERIDZE, N. 1983. Structure stress-deformed state and seismic conditions of the lithosphere of the Lesser Caucasus. Metsniereba. Tbilisi.

VVEDENSKAYA, A., BALAKINA, L. 1972. The elastic stress field and the focal mechanism of the earthquakes. *Seismology*, Nauka, Moscow, 8, 35-44.

Reviewer, associate member of ANAS, F.A.Kadyrov

© Ф.А.Алиев, А.Г.Кадиров, 2009

ОЦЕНКА СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ ТЕРРИТОРИИ АЗЕРБАЙДЖАНА В СВЕТЕ НОВЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Ф.А.Алиев, А.Г.Кадиров

Институт геологии НАН Азербайджана
AZ1143, Баку, просп. Г.Джавида, 29А

На основе новых сейсмологических данных построена и проанализирована карта максимальных интенсивностей землетрясений Азербайджана и прилегающей части Каспийского моря. В восточной части зоны коллизии Большого Кавказа, на участке пересечения Главного Кавказского надвига с Гызылагадж-Вандамским разломом наблюдается высокая интенсивность землетрясений. Этот район выделяется как Шамаха-Исмаиллинская сейсмоактивная зона, которая в историческое время неоднократно проявлялась разрушительными землетрясениями. По данным GPS на Гызылагадж-Вандамском разломе происходит правостороннее движение. Другие участки с высокой интенсивностью землетрясений вдоль Главного Кавказского надвига наблюдаются в районе Шеки и в Каспийском море южнее Абшеронского полуострова.

Зона с высокой интенсивностью находится также севернее Абшеронского полуострова, на Малом Кавказе и в Предмалокавказье, в Билясуварском и Гянджинском районах. Эта сейсмическая активность связана с горизонтальным сжатием региональной разломной системы Азербайджана.

По данным GPS-измерений в зоне пересечения (сочленения) Главного Кавказского надвига с Гызылагадж-Вандамским разломом наблюдается резкое уменьшение скоростей горизонтальных движений (или максимальное укорачивание земной коры), что на этом участке коллизионной зоны ГКН является причиной накопления напряжений, приводящих в этой зоне к землетрясениям с высокой интенсивностью.

Введение

Азербайджан находится в зоне активной коллизии Аравийской и Евразийской плит (McKenzie 1972; Sengor, 1985; Philip et al., 1989). Наблюдаемая на данный момент континентальная коллизия характеризуется смещением Аравийской плиты в северном направлении, что влечет за собой вытеснение Анатолийской плиты в западном, а Иранской плиты в восточном направлении, а также сжатием зоны Большого Кавказа (рис.1).

Реконструкция тектоники плит указывает на то, что первичная коллизия Аравийской плиты с Евразийской длилась 10-30 млн. лет вплоть до современного этапа (Robertson, 2000; Allen et al., 2004) и значение скорости движения Аравийской плиты на север относительно Евразии с начала столкновения оставалась более или менее постоянной и приблизительно равной 20 мм/год (McQuarrie et al., 2003; Reilinger et al., 2006). Эти региональные тектонические процессы являются причиной землетрясений, которые с исторических времен зарегистрированы по всей территории Кавказа.

Происходящие в Азербайджане слабые и средней силы землетрясения несут информацию о динамике глубинных разломов, строении коры, позволяют трассировать активные зоны разрывных нарушений, а также выявлять закономерности распределения сильных землетрясений в пространстве.

Учитывая наличие большого количества инфраструктур, а также прохождение через территорию республики трубопровода Баку-Джейхан, данная работа является важной с точки зрения изучения современной геодинамики региона.

Сейсмичность территории республики анализировалась на основе единого каталога землетрясений, который был систематизирован и подготовлен под редакцией А. А. Годзиковской (2000) на базе имеющихся в Институте геологии каталогов Геофизического Центра Российской Академии Наук и Республиканского Центра Сейсмологической Службы Национальной Академии наук Азербайджана, открытой информации таких международных сейсмологических центров, как NEIC, IRIS, ANSS. Кроме того, эти данные уточнялись и корректировались на основе новых архивных материалов и некоторых полевых наблюдений.

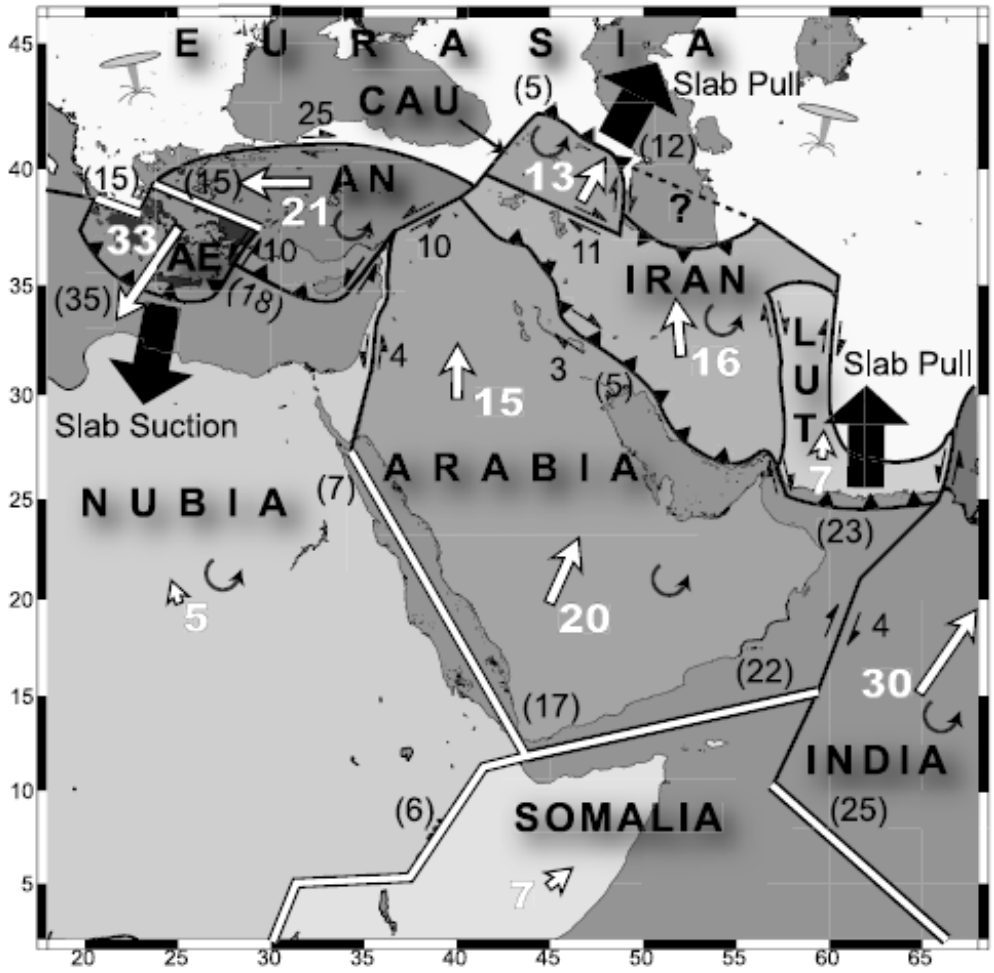


Рис. 1. Схематическая карта Аравийско-Африкано-Евразийской зоны взаимодействия плит по (Reilinger и др., 2006). Названия соответствуют плитам и блокам (CAUC – кавказский блок; AN – анатолийская плита; AE – эгейская плита). Сдвоенные линии – границы плит, блоков. Простые линии – границы перемещения по простиранию (сдвоенные стрелки показывают направление движений по перемещению). Линии с треугольниками – это взбросы. Темные числа – GPS-полученные скорости перемещения (mm/yr) по блок-граничным разломам (числа в скобках – перемещение по падению, а числа без скобок – перемещение по простиранию). Белые стрелки и соответствующие числа показывают GPS-полученные скорости плит относительно Евразии. Изогнутые стрелки показывают направление вращения блоков относительно Евразии. Темные крупные стрелки показывают гипотетические силы, связанные с активной субдукцией, действующей на систему плит/блоков и вызывающей вращение против часовой стрелки Центральный Иран – Анатолия – Эгейского региона относительно Евразии.

Сейсмичность и максимально наблюдаемая интенсивность землетрясений территории Азербайджана

В объединенном каталоге землетрясений указано, что за период 427-2008 гг. на исследуемой территории произошло порядка 960 сейсмических событий. Представительными за историческое время являются землетрясения с магнитудами M≥4 и инструментальные с M≥3. Построенная на основе этих данных карта распределения эпицентров землетрясений (рис. 2) показывает неравномерное их распределение в пространстве. Некоторое скопление эпицентров наблюдается в пределах Шамахинского района, который расположен на южном склоне Большого Кавказа, а также в пределах азербайджанской акватории Каспийского моря.

Из числа разрушительных землетрясений можно отметить события 427, 1139, 1235 гг.

близ г. Гянджа. Каждое из данных событий сопровождалось крупными разрушениями. Одной из зон с высокой сейсмической активностью является также Шамахинский район, где в 1667 году произошло разрушительное землетрясение, в результате которого провалились крупные горные массивы, имелось большое количество человеческих жертв.

Начиная с 1828 по 1902 г., в Шамахинской зоне несколько раз происходили катастрофические землетрясения. Сокрушительные сейсмические события с 8 и 9-бальным эффектом наблюдались здесь в 1828, 1859, 1869, 1872 и, наконец, в 1902 гг. Все они сопровождались форшоками и многочисленными афтершоками. Сильные землетрясения с большими разрушениями происходили также в Нахчыване (1841), Маштагах (1842), Зурнабаде (1867), Исмаиллах (1981). Надо отметить что, прилегающая акватория Каспийского моря также играет важную роль в определении сейсмичности региона. Землетрясения с M≥6.0 происходили в акватории Каспийского моря в 1911, 1931, 1935, 1961, 1963, 1986, 1989, 2000 гг.

Также на территории республики с достаточно высокой интенсивностью проявлялись землетрясения из сопредельных территорий. Среди таковых можно назвать Спитакское (1988), Иранское (1990), Рачинское (1991), Небит-Дагское (2000).

Для расчета и построения карты максимальных интенсивностей исследуемая область была поделена на сетку размерами 20x20 километров. Используя сводный каталог, для каждого узла сетки были рассчитаны значения интенсивности для каждого землетрясения по формуле: I=3.5+1.4M-3.5log(R) и рассчитаны максимальные значения интенсивностей (рис. 3).

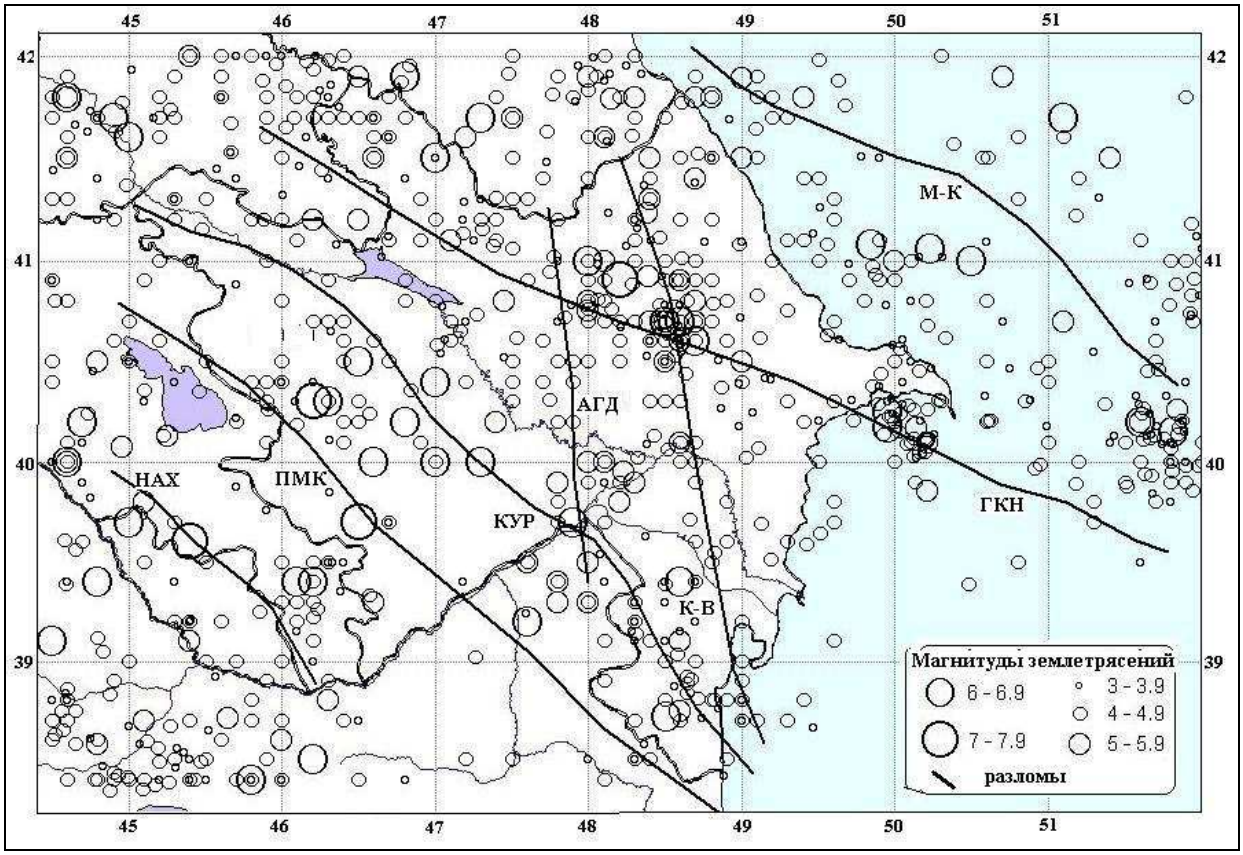


Рис 2. Распределение эпицентров землетрясений на территории Азербайджана за период 427-2007 гг. и их связь с тектоническими разломами по (Гаджиев, 1965). (На карте: М-К – Махачкала-Красноводский разлом, ГКН – Главнокавказский надвиг, К-В – Гызылагадж–Вандамский разлом, АГД – Агдашский разлом, КУР – Куринский разлом, ПМК – Предмалокавказский разлом, НАХ – Нахчыванский разлом)

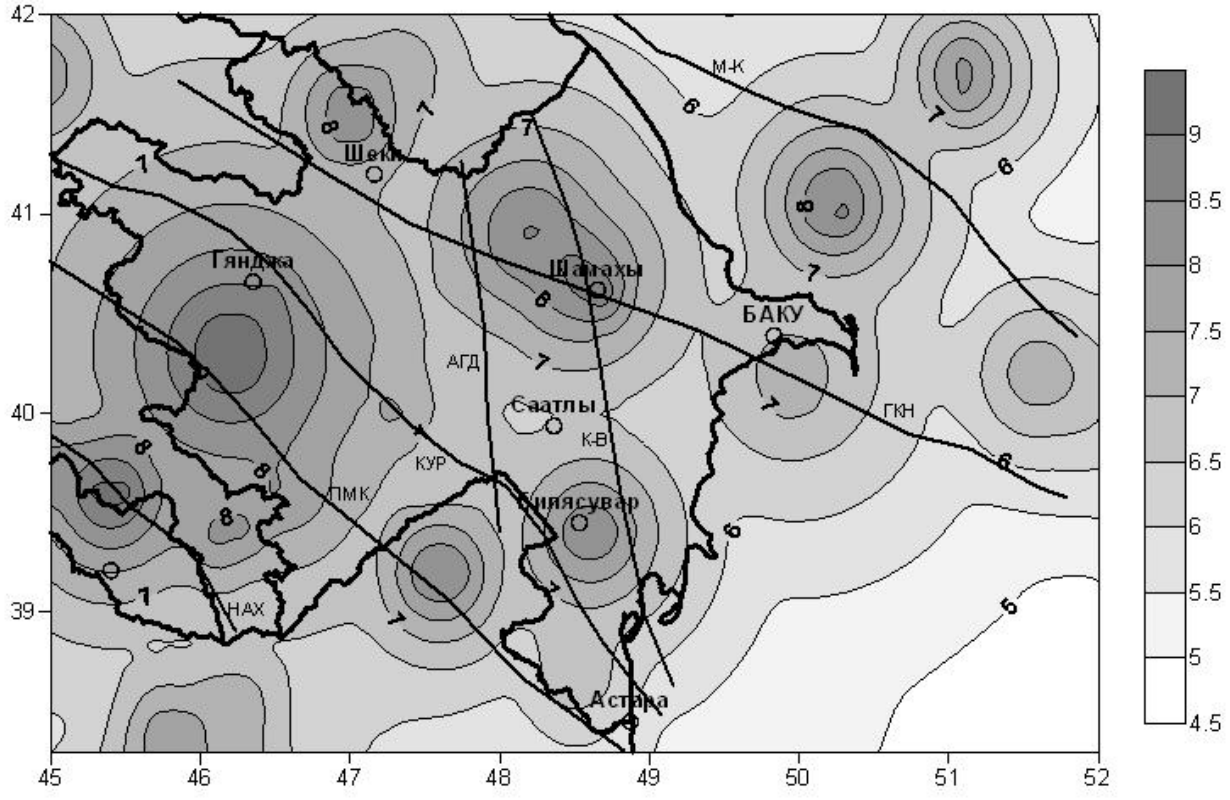


Рис. 3. Карта максимальных интенсивностей землетрясений территории Азербайджана за период 427-2007 гг.

Результаты

По построенной карте максимальных интенсивностей землетрясений можно судить о неравномерном распределении зон, подвергаемых сильным землетрясениям. Изолинии высокой интенсивности землетрясений приурочены к региональным глубинным разломам. Это можно наблюдать в коллизионной зоне вдоль Главного Кавказского надвига (ГКН), расположенного на Южном склоне Большого Кавказа в Шамаха-Исмаиллинской сейсмоактивной зоне, и далее вдоль разлома в Каспийском море, южнее Абшеронского полуострова. Такая же картина наблюдается и на Малом Кавказе и в Предмалокавказье вдоль разломов К-В, КУР и ПМК. Это лишний раз подтверждает высокую активность некоторых отрезков этих разломов и связанную с ними высокую сейсмическую опасность.

Особый интерес представляет собой зона пересечения (сочленения) ГКН с К-В разломом (тектонический узел). В этой области, расположенной в районе Шамаха, наблюдается зона наибольшей интенсивности землетрясений. По данным GPS-измерений именно на этом участке коллизионной зоны МСТ происходит уменьшение скоростей горизонтальных движений, что отражается в накоплении напряжений, которые соответственно разряжаются в виде сильных землетрясений (Kadirov et al., 2008).

Благодарности

Авторы выражают глубокую благодарность член-корреспонденту НАНА, проф. Ф.А.Кадирову за помощь, оказанную при выполнении и обсуждении результатов работы.

ЛИТЕРАТУРА

ГАДЖИЕВ, Р.М. 1965. Глубинное геологическое строение Азербайджана. Баку. 200.

ГОДЗИКОВСКАЯ, А.А. Каталог землетрясений Кавказа с M≥4.0 с древнейших времен (-550 г.) по 2000 г. http://zeus.wdcb.ru/wdcb/sep/caucasus/welcomru.html #menu.

КОНДОРСКАЯ, Н. В., ШЕБАЛИН, Н.В. 1977. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР. Наука. Москва.

ALLEN, M., JACKSON J., WALKER, R. 2004. Late Cenozoic reorganization of the Arabia-Eurasia collision and the comparison of short-term and long-term deformation rates. *Tectonics,* 23, doi: 10.1029/2003TC001530,

KADIROV, F., MAMMADOV, S., REILINGER, R., McCLUSKY, S. 2008. Some new data on modern tectonic deformation and active faulting in Azerbaijan (according to global positioning system measurements). *Proceedings of Azerbaijan National Academy of Sciences*, 1, 82-88.

McKENZIE, D.P. 1972. Active tectonics of the Mediterranean region. *Geophys. J. R. Asron. Soc*., 30, 239-243.

McQUARRIE, N., STOCK, J., VERDEL, C., WERNICKE, B.P. 2003. Cenozoic evolution of Neotethys and implications for the causes of plate motions. *Geophys. Res. Lett*., 30(20), 2036, doi:10.1029/2003GL017992.

PHILIP, H., CISTERNAS, A., GVISHIANI, A., GORSHKOV, A. 1989. The Caucasus: an actual example of the initial stages of continental collision. *Tectonophysics*, 161, 1-21.

REILINGER, R., McClUSKY, S. etc. 2006. GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions. *Journal of geophysical research,* 111, B05411, doi:10.1029/2005JB004051.

ROBERTSON, A.H.F. 2000. Mesozoic-Tertiary tectonic evolution of a south Tethyan ocean basin and its margins in southern Turkey. In: *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area,* edited by E. Bozkurt, J.A. Winchester, and J.D.A. Piper, Geol. Soc. Spec. Pub. London, 173, 97-138.

SENGOR, A.M.C., GORUR, N., SAROGLU, F. 1985. Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study. In: *Strike-slip Faulting and Basin Formation*, (Biddle, K.T. and N. Christie-Blick, eds.), Society of Econ. Paleont. Min. Sec. Pub., 37, 227-264.

Рецензент: член-корр. НАН Азербайджана Г.Г.Кулиев