ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА

© G.C.Babayeva, 2017

KİÇİK QAFQAZIN ÜST TƏBAŞİR YAŞLI VULKANİK KOMPLEKSLƏRİNİN FORMALAŞMASINDA DƏMİR-TİTAN OKSİDİ MİNERALLARININ PETROGENETİK ROLU

G.C.Babayeva

AMEA Geologiya və Geofizika İnstitutu
AZ 1143, Bakı, H.Cavid pr., 119

Məqalədə Kiçik Qafqazın üst təbaşir yaşlı: a) bazalt-andezibazalt, riolit-riodasit, b) traxibazalt-traxidolerit, tefrit-teşenit, c) traxibazalt-traxiandezit vulkanik komplekslərinin formalaşmasında dəmir-titan oksidi minerallarının yeni fiziki-kimyəvi və eksperimental tədqiqatlar əsasında petrogenetik xüsusiyyətləri araşdırılmışdır. Müəyyən olunmuşdur ki, ulvoşpinel molekulu ilə zəngin olan titanlı maqnetit möhtəvilərini daşıyan zəif təkamülə uğramış bazaltoidlər və traxidoleritlər daha dərin aralıq maqmatik ocaqlarda (16-21 km) yüksək bərpa olunmuş şəraitdə, ulvoşpinel molekulu ilə qismən kasıb olan zəif təkamülə uğramış andezibazaltlar və onların diferensiatları isə oksidləşmə şəraitində yer qabığının yuxarı horizontlarında (4-8 km) kristallaşmışdır.

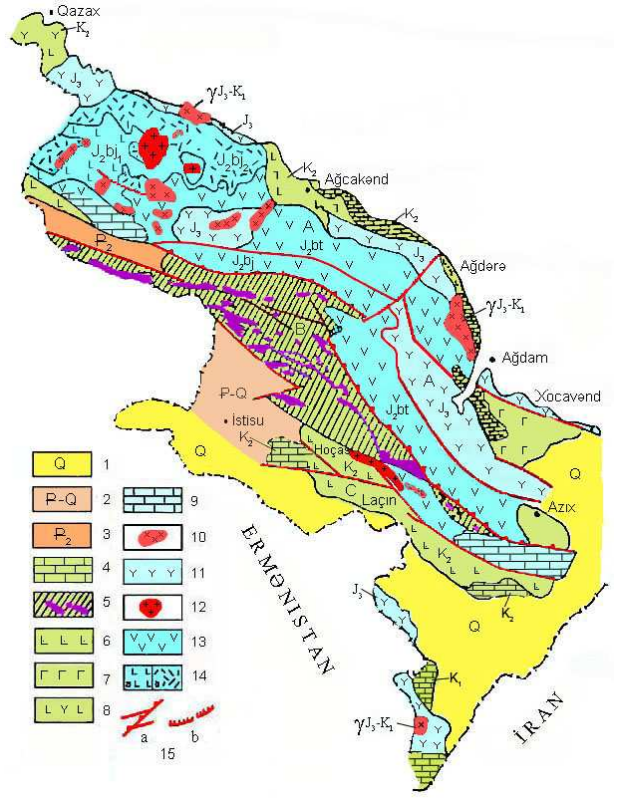
İlkin maqmatik ərintilər üst mantiya bünövrəsindən ayrıldıqdan sonra müxtəlif aktivliyə malik olan dərinlik yarılmaları sıxılma və ya dartılma prosesləri ilə tənzimlənərək yer qabığının yuxarı horizontlarına daşınır. Məlumdur ki, dartılma (spredinq, rift, qraben) prosesində ilkin ərintilər yer qabığının yuxarı horizontlarına qismən maneəsiz daşınmaqla zəif təkamülə uğrayır, sıxılma prosesində isə (subduksiya, horst və s.), yəni maqmadaşıyan yarılmaların passivliyi şəraitində müxtəlif dərinliyə malik olan aralıq maqmatik ocaqlarda lokallaşır. Həmin ocaqların dərinliyindən və orada mövcud olan fiziki-kimyəvi şəraitdən asılı olaraq, uçucuların qismən itirilməsi ilə müşayiət olunmaqla, müxtəlif tərkibli mineral paragenezisləri kristallaşır.

Uçucular intruzivlərin müxtəlif dərinlikli kameralarında ərintilərin kristallaşma prosesində tam iştirak edir.Qeyd olunan petrogenetik müxtəlifliklər öz növbəsində orada kristallaşan mineral paragenezislərinin yaddaşlarında həkk olunur. Həmin paragenezislərin minerallarının yaddaşlarında həkk olunan əlamətlərə onların mineraloji tərkibləri, kristallaşma ardıcıllığında yerləri, struktur-optiki tipləri, element-qatışıqları, maye, qaz, sülb daxilolmaları və s. aiddir.

Bu yönümdə mövcud geoloji mənbələrdə, bir sıra ölkədaxili və xarici qaynaqlarda müxtəlif-səviyyəli tədqiqat işləri aparılmışdır (Buddington, Lindsley, 1964; Carmichael, Nicholls, 1967; Anderson, 1968; Карпова, 1974; Sack et al., 1980; Lindsley, Spencer, 1982; Stormer, 1983; Геншафт и др., 1999, 2003; Kawai, 1956; Osborn, 1983; Печерский, 1975, 1985; Халафлы, 2006; Зубов и др., 2015).

Lakin qeyd olunan tədqiqat işlərində süxurəmələgətirən minerallarn və onların paragenezislərinin tipomorfluğu və ya özünəməxsusluğundan aralıq maqmatik ocaqlarda və ya intruziv kameralarda başverən kristallaşma proseslərinin təhlilində məhdud istifadə olunmuşdur. Bu mənada kristallaşma və fraksionlaşma proseslərinin təhlilində süxurəmələgətirən minerallar arasında dəmir-titan oksidi mineralları daha çox hissiyatlıdır. Təqdim olunan məqalədə Kiçik Qafqazın üst təbaşir yaşlı vulkan-plutonik süxur komplekslərinin tərkibində iştirak edən dəmir-titan oksidi minerallarının yuxarıda qeyd olunan xüsusiyyətləri əsasında onların aralıq maqmatik ocaqlarda və intruziv kameralarda kristallaşma və təkamül proseslərinin araşdırılması nəzərdə tutulmuşdur.

Kiçik Qafqazın şimal-qərb – cənub-şərq istiqamətində yerləşən üst təbaşir yaşlı vulkanik komplekslər və onlarla assosiasiyada olan intruzivlər Lök-Qarabağ, Göyçə-Həkəri və Misxana-Qafan struktur-formasiya zonalarının geoloji quruluşlarında iştirak etməklə, regionda başverən maqmatizm proseslərinin təkamülünün izlənilməsinə zəmin yaradır (1-ci şəkil).



1-ci şəkil. Kiçik Qafqazın sxematik-geoloji xəritəsində struktur-formasiya zonalarının yeri
(tərtib edənlər: Mustafayev H.V., Mustafayev M.A.)

A – Lök-Qarabağ struktur-formasiya zonası (Qazax, Ağcakənd və Ağdərə sinklinoriləri); B – Göyçə-Həkəri struktur-formasiya zonası (Azıx və Xocavənd sinklinoriləri), C – Misxana-Qafan struktur-formasiya zonası (Hoçaz sinklinorisi).

1 – müasir çöküntülər; 2 – paleogen-dördüncü dövr çöküntüləri; 3 – paleogen yaşlı vulkanogen-çökmə çöküntülər; 4 – üst təbaşir yaşlı əhəngdaşları; 5 – ofiolit kompleksləri; 6 – gec senon yaşlı bazalt-andezibazalt və traxibazalt-traxiandezibazalt kompleksləri (Hoçaz sinklinorisi); 7 – santon yaşlı bazalt-andezibazalt və traxibazalt-traxiandezibazalt (Azıx sinklinorisi), tefrit-teşenit və traxibazalt-traxidolerit kompleksləri (Xocavənd sinklinorisi); 8 – üst konyak-alt santon yaşlı bazalt-andezibazalt və üst santon-alt kampan yaşlı dasit-riolit kompleksləri (Qazax sinklinorisi), konyak-santon yaşlı bazalt-dolerit və riodasit kompleksləri (Ağcakənd, Ağdərə sinklinoriləri); 9 – üst yura yaşlı əhəngdaşları; 10 – üst yura-alt təbaşir yaşlı qabbro-diorit-qranit kompleksi; 11– üst yura-alt təbaşir yaşlı dasit kompleksi; 12 – bat yaşlı plagioqranit kompleksi; 13 – bat yaşlı bazalt-andezit-dasit-riolit kompleksi; 14 – a) alt bayos yaşlı bazalt, б) üst bayos yaşlı riolit kompleksləri; 15 – dərinlik yarılmaları (a), fleksuralar (b).

Adları çəkilən struktur-formasiya zonalarının geoloji xüsusiyyətləri Avdeyevin (Авдеев и др., 1989), Karyakinin (Карякин, 1989), Ostroumovanın (Остроумова и др., 1991), Axundovun (Ахундов, 2003), Şixəlibəylinin (Шихалибейли, 1994), Məmmədovun və başqalarının (Мамедов, 1999; Мамедов и др., 2012, 2013, 2015) tədqiqat işlərində ətraflı şərh olunduğundan həmin zonaların geoloji xüsusiyyətlərinin məhdud şərh edilməsi məqsədəuyğun sayılmışdır.

Bazalt-andezibazalt, riolit-riodasit kompleksləri Lök-Qarabağ struktur-formasiya zonasının Qazax, Ağcakənd və Ağdərə sinklinorilərində üst konyak-alt santon mərhələsində formalaşmışdır.

Qazax sinklinorisinin mərkəzində bazalt-andezibazalt kompleksinin fasiyaları (lava, piroklastik), cənubunda isə azqalınlıqlı layvarı formada pikrodolerit və pikrobazalt çıxışları aşkar olunmuşdur.

Petroqrafik tərkiblərinə görə effuziv piroklastik fasiyaların süxurları əsasən möhtəvi strukturlu bazaltlardan, andezibazaltlardan, məhdud miqdarda andezitlərdən ibarətdir.

Süxurəmələgətirən möhtəvilərin modal mineraloji tərkiblərinə görə kompleksin süxurları olivinli, olivinli-klinopiroksenli, klinopiroksenli-plagioklazlı bazaltlara, hornblendli andezibazaltlara və andezitə, pikrodoleritlər və pikrobazaltlar isə olivinli-xromşpinelli və klinopiroksenli-plagioklazlı petroqrafik tiplərə bölünür.

Sinklinorinin cənubunda azqalınlıqlı (2-3m) və qısa məsafədə (15-20 m) izlənilən qara rəngli layvarı formada pikrodoleritlər aşkar olunmuşdur. Onların tərkibində əsasən olivin (Fo_{80}), qismən avgit ($Wo_{44}En_{40}Fs_{16}$), vahid dənələr şəklində isə bitovnit (An_{72}) və yüksək relyefli xromşpinel möhtəviləri iştirak edir. Süxurun dolerit strukturlu əsas kütləsində isə labrador (An_{64}) leystləri, avgit ($Wo_{42}En_{38}Fs_{20}$) kristalları və bunların aralarında isə xromlu-titanlı maqnetit dənəcikləri yayılmışdır.

Pikrodoleritlərin olivin-xromşpinel möhtəvilərinin tərkibləri əsasında aparılan hesablamalara görə, onların aralıq maqmatik ocaqlarda kristallaşma temperaturu 1050-1100°C arasında dəyişir (1-ci cədvəl). Pikrobazaltlarda isə adları çəkilən möhtəvilərdə kristallaşma temperaturu 1000-1200°C-yə qədər artır (2-ci, 3-cü cədvəllər).

Doleritlərdə və bazaltlarda xromit möhtəvisi xromlu-titanlı maqnetitlə, bitovnit labradorla, xrizolit isə gialosideritlə əvəzlənir və onların miqdarı tədricən azalır. Avgit möhtəvisində isə ferrosilit molekulu tədricən artır. Bu süxurların əsas kütlələrində plagioklaz leystləri və mikrolitləri bir qədər çoxalır.

Bazaltların və doleritlərin kristallaşma temperaturları Baddinqton-Lindslinin (Buddington, Lindsley, 1964) maqnetit-ilmenit termometri, aralıq maqmatik ocaqların dərinliyi isə nəzəri və eksperimental Küri nöqtələri əsasında hesablanmışdır (2-ci, 3-cü cədvəllər).

1-ci cədvəl

Qazax sinklinorisinin olivinli-xromşpinelli pikritlərində olivinlərin və xromşpinelidlərin kimyəvi tərkibləri

Minerallar	Olivin			Xromşpinel		
nüm. / komp.	1	2	3	1	2	3
SiO_2	39,40	38,44	39,14	-	-	-
TiO_2	0,24	0.30	0,34	0,06	0,06	0,06
Al_2O_3	-	-	-	14,28	14,64	12,24
Cr_2O_3	-	-	-	46,75	47,33	50,30
Fe_2O_3	0,37	0,37	0,42	7,36	8,36	6,38
FeO	16,12	18,60	15,86	18,75	18,86	16,60
MnO	0,23	0,29	0,26	0,18	0,21	0,33
MgO	42,38	41,58	43,86	12,36	10,15	13,64
∑	98,74	99,58	99,88	99,74	99,61	99,55

2-ci cədvəl

Qazax və Ağcakənd sinklinorilərinin bazalt-andezibazalt və riolit-riodasit kompleksləri titanlı maqnetitlərinin kimyəvi, kristallokimyəvi və minal tərkibləri

Qazax sinklinorisi																	
Komplekslər	Bazalt-andezibazalt																
Süxurlar	Doleritlər				Bazaltlar				Andezibazaltlar				Andezitlər		Riolitlər		Obsidian
nüm. / komp.	300	301	303	307	324	326	328	332	310	316	331	333	312	315	322a	322	323
TiO_2	17,55	18,77	19,97	22,87	19,98	20,42	18,91	19,40	9,48	7,73	9,00	9,11	1,36	3,58	4,23	4,76	10,67
Al_2O_3	0,65	1,08	0,92	0,86	0,58	0,66	0,92	1,33	4,57	3,21	4,36	4,26	3,36	2,73	2,21	2,36	3,21
V_2O_3	0,36	1,21	0,74	0,20	0,73	0,82	0,81	1,24	0,01	0,22	0,32	0,36	0,13	0,11	0,26	0,17	0,20
Cr_2O_3	0,23	0,17	0,16	0,07	0,07	0,19	0,26	0,17	0,01	0,01	0,004	0,09	0,03	0,23	0,01	0,01	0,08
Fe_2O_3	33,95	30,50	29,0	24,02	29,15	28,75	29,25	30,20	48,50	55,36	52,66	50,36	6640	59,50	63,26	62,18	56,40
FeO	46,85	46,85	48,89	51,9	47,93	47,83	48,66	46,60	34,75	32,20	31,20	33,48	26,28	31,86	29,42	29,34	27,75
MnO	0,20	0,47	0,63	0,16	0,60	0,61	0,36	0,39	0,20	0,57	0,46	0,43	0,50	0,50	0,38	0,52	0,75
MgO	0,29	0,42	0,36	0,34	0,42	0,28	0,52	0,30	1,80	0,56	1,72	1,84	1,34	1,20	0,45	0,66	1,33
∑	100,08	99,47	100,67	100,41	99,46	99,56	99,70	99,63	99,32	99,86	99,76	99,93	99,40	99,71	100,22	100	100,39
Tc°C	250	240	230	140	180	200	240	238	400	450	370	370	570	520	530	540	360
Fe^{+2}	1,473	1,472	1,525	1,616	1,510	1,502	1,496	1,456	1,067	0,995	0,952	1,025	0,820	1,006	0,915	0,911	0,838
Mg	0,016	0,023	0,020	0,019	0,023	0,016	0,029	0,017	0,098	0,031	0,094	0,100	0,074	0,067	0,025	0,037	0,071
Mn	0,006	0,015	0,020	0,005	0,002	0,019	0,012	0,012	0,006	0,018	0,014	0,013	0,016	0,016	0,012	0,016	0,023
Fe^{+3}	0,961	0,863	0,814	0,673	0,827	0,813	0,855	0,849	1,340	1,539	1,447	1,381	1,858	1,690	1,770	17,38	1,523
Cr	0,007	0,005	0,014	0,002	0,002	0,005	0,008	0,005	-	-	0,001	0,003	-	0,07	-	-	-
V	0,011	0,037	0,022	0,006	0,022	0,025	0,024	0,037	-	0,007	0,009	0,011	0,004	0,003	0,008	0,005	0,006
Al	0,029	0,048	0,040	0,038	0,026	0,029	0,041	0,058	0,198	0,140	0,188	0,184	0,148	0,121	0,097	0,104	0,136
Ti	0,496	0,530	0,560	0,641	0,566	0,577	0,535	0,545	0,262	0,215	0,247	0,250	0,038	0,89	0,118	0,133	0,288
Mt	48,8	44,9	41,5	34,1	42,4	41,6	44,3	44,9	65,1	75,5	67,3	67,1	76,5	84,9	76,6	76,4	51,0
Usp	49,5	50,1	54,6	64,0	54,6	51,7	53,6	47,2	13,7	-	-	9,1	-	8,9	-	-	-
Il	0,2	2,6	-	-	1,7	5,2	-	6,2	11,7	20,3	23,1	14,9	36	0,1	11,2	12,6	25,7
Hm	-	-	1,9*	-	-	-	-	-	-	1,3	0,8	-	12,8	-	9,8	7,5	17,3
Sp	1,6	2,4	21,0	1,9	1,3	1,5	2,0	1,6	9,5	2,9	8,8	8,8	7,1	6,1	2,4	3,5	6,1

* Vyustit məhdud migdarda iştirak edir.

2-ci cədvəlin davamı

Ağcakənd sinklinorisi									
Komplekslər	Bazalt-andezibazalt								Riolit-riodasit
Süxurlar	Doleritlər		Bazaltlar				Andezibazaltlar		Dasit
nüm. / komp.	359	360	346	350	358	363	334	347	338
TiO_2	22,75	23,0	18,04	20,53	22,92	19,60	9,28	3,45	3,43
Al_2O_3	2,16	2,06	1,24	1,16	1,31	1,40	1,75	4,60	3,26
V_2O_3	0,36	0,43	0,38	0,32	0,36	0,33	0,16	0,15	0,10
Cr_2O_3	0,75	0,86	0,43	0,42	0,42	0,41	0,12	0,12	0,08
Fe_2O_3	21,69	28,80	33,29	31,93	25,23	32,10	49,03	63,80	64,25
FeO	50,20	49,30	42,80	44,77	48,75	45,30	32,60	25,60	26,74
MnO	1,36	1,40	3,21	0,35	0,26	0,55	0,34	0,20	0,36
MgO	0,64	0,52	0,43	0,52	0,43	0,48	2,52	1,82	1,31
∑	99,91	99,99	99,82	100,2	99,68	100,17	99,40	99,74	99,53
Tc°C	150	150	160	200	150	240	400	530	530
Ti	0,634	0,639	0,508	0,565	0,639	0,545	0,255	0,094	0,095
Al	0,094	0,090	0,054	0,050	0,027	0,051	0,204	0,197	0,142
V	0,011	0,013	0,011	0,015	0,011	0,010	0,005	0,004	0,003
Cr	0,022	0,025	0,012	0,012	0,012	0,022	0,003	0,003	0,002
Fe^{+3}	0,605	0,623	0,937	0,880	0,704	0,893	1,358	1,747	1,786
Fe^{+2}	1,556	1,523	1,339	1,393	1,512	1,401	0,791	0,719	0,826
Mn	0,042	0,044	0,102	0,011	0,008	0,017	0,010	0,006	0,011
Mg	0,035	0,029	0,024	0,028	0,024	0,226	0,137	0,099	0,072
Mgt	33,1	34,2	47,6	43,5	35,7	43,9	65,8	75,5	80,0
Usp	634	57,2	44,3	37,1	49,7	41,2	9,6	-	-
Il	-	5,8	5,7	17	12,13	11,9	14,8	8,1	5,1
Sp	3,5	2,8	2,4	2,4	2,3	3,0	9,8	8,5	6,3
Hm	-	-	-	-	-	-	-	7,9	8,5

Minalların indeksləri:

Mgt – maqnetit
Usp - ulvoşpinel
Il – ilmenit
Sp – maqneziumlu, alüminiumlu şpinel
Hm - hematit
Tc – Küri nöqtəsinin hesablanmış qiymətləri

Beləliklə, müəyyən olunmuşdur ki, bazaltlarda və doleritlərdə aydın qiyafələnmiş titanlı maqnetit kristalları qismən ferrosillit molekulu ilə zənginləşmiş avgitlə qarşılıqlı bitişmələr əmələ gətirir (2-ci şəkil). Titanlı maqnetitin kimyəvi (2-ci cədvəl) və rentgendifraktometrik (α=8,484-8,51Å) analizləri əsasında müəyyən olunmuşdur ki, onların tərkiblərində ulvoşpinel (Fe_2TiO_4) 48,2-86% arasında dəyişir. Onunla tarazlıqda olan ilmenitin hematit minalının miqdari nisbətində doleritlərin kristallaşma temperaturu1100-1150°C, dərinliyi isə 18-21 km arasında dəyişir (3-cü səkil).

Bazalt-andezibazalt kompleksinin növbəti diferensiatı olan andezibazaltlarda və andezitlərdə mülayim titanlı maqnetit dənələri damcıvarı formada olub, klinopiroksen və hornblend möhtəvilərinin daxilində yerləşir. Buradan belə qənaətə gəlmək olar ki, titanlı maqnetit adları çəkilən möhtəvilərdən əvvəl kristallaşmışdır. Bu möhtəvilər bazaltlardan və doleritlərdən fərqli olaraq nisbətən aşağı temperaturda (t=850°C) və dərinlikdə (4-11 km) kristallaşmışdır. Lakin prosesə nəzarət edən uçuculardan oksigenin parsial təzyiqi ($lgfo_2$=-8,6-10) artmışdır.

Beləliklə, alüminiumla qismən zənginləşmiş olivin-toleit maqmasının adı çəkilən diferensiatı oksidləşmə şəraitində bir qədər dayaz aralıq maqmatik ocaqlarda kristallaşmışdır.

Riolit-riodasit kompleksinin süxurlarında dəmir-titan oksidi mineralları nöqtə-damcı formalarında, vahid dənələrdə albit oliqoklazla, sanidinlə, biotitlə, hornblendlə birlikdə rast gəlir. Əksər hallarda xırda daxilolmalar şəklində biotitin və hornblendin içərilərində müşahidə olunur. Onlar tərkibcə titan oksidi ilə kasıb olan titanlı maqgemitdən (2-ci cədvəl, nüm. 322, 322 a), hematitdən, bəzən hetitdən ibarətdir. Aparılan hesablamalara görə, aralıq maqmatik ocaqların dərinliyi 4 km-dən azdır.

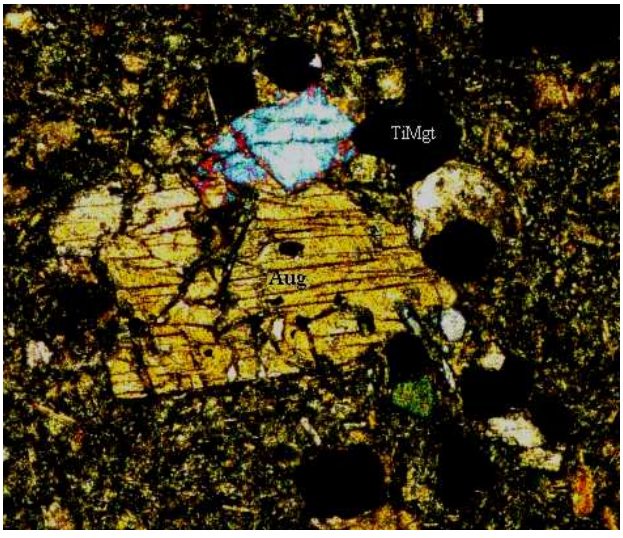
Ağdərə və Ağcakənd sinklinorilərinin üst konyak-alt santon yaşlı dolerit və bazaltlarının titanlı maqnetitlərində öncə titanın miqdarı bir qədər artır, faza parçalanması müşahidə olunmur. Klinopiroksen möhtəvisinə nisbətən ksenomorfdur. Hesablanmış Küri nöqtəsinə əsasən (150-240°C), doleritlərin və bazaltların möhtəvi mineralları 20-25 km dərinlikli aralıq maqmatik ocaqlarda, adları çəkilən süxurların möhtəvi mineralları da yüksək temperaturda (t=1120-1150°C) və oksigenin aşağı parsial təzyiqində kristallaşmışdır (3-cü cədvəl).

3-cü cədvəl

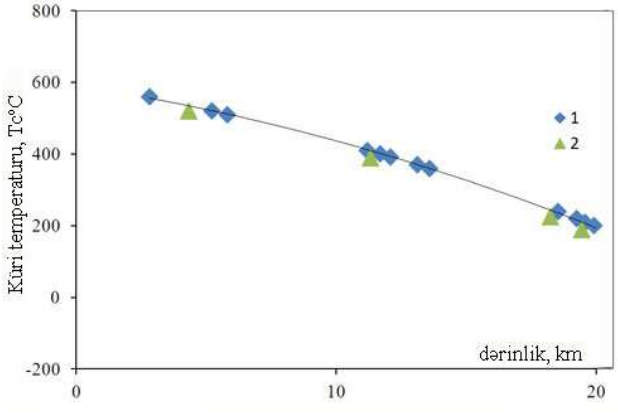
Qazax və Ağcakənd sinklinorilərinin bazalt-andezibazalt və riolit-riodasit kompleksləri ilmenitlərinin kimyəvi, kristallokimyəvi və minal tərkibləri

Qazax sinklinorisi								Ağcakənd sinklinorisi				
Kompleks	Bazalt-andezibazalt											
nüm. / komp.	309	307	324	328	310	315	322	nüm. / komp.	359	360	346	334
TiO_2	48,66	47,2	48,64	48,38	49,16	48,3	46,63	TiO_2	49,16	48,60	47,63	48,50
Al_2O_3	0,64	0,93	0,34	0,16	0,75	1,15	1,34	Al_2O_3	0,36	0,23	0,36	1,18
V_2O_3	0,28	0,2	0,27	0,38	0,18	0,04	0,21	V_2O_3	0,28	0,25	0,66	0,42
Cr_2O_3	0,26	0,18	0,1	0,16	0,34	0,09	0,14	Cr_2O_3	0,18	0,19	0,16	0,04
Fe_2O_3	6,5	9,17	7,42	7,52	5,2	6,8	9,68	Fe_2O_3	6,21	6,98	9,25	6,53
FeO	42,99	40,11	42,13	41,93	42,2	41,74	41,09	FeO	42,72	41,97	40,78	41,38
MnO	0,56	0,94	0,66	0,58	1,36	1,18	0,78	MnO	1,34	1,60	1,36	1,58
Mgo	0,24	0,73	0,54	0,66	0,34	0,36	0,23	MgO	0,06	0,07	0,34	0,36
∑	100,13	99,46	100,1	99,77	99,53	99,66	100,1	∑	100,31	99,89	100,54	99,99
t°C	1030	1080	1050	1100	850	750	760	t°C	1120	1100	1150	780
$lgfo_2$	-9,7	-9,8	-10	-9,2	-12,5	-11	-12,5	$lgfo_2$	-9,8	-9,6	-8,6	-12,5
Ti	0,922	0,896	0,921	0,919	0,934	0,916	0,882	Ti	0,931	0,926	0,899	0,916
Fe^{+2}	0,904	0,847	0,887	0,885	0,892	0,88	0,865	Al	0,011	0,007	0,011	0,035
Fe^{+3}	0,123	0,174	0,141	0,143	0,099	0,129	0,183	V	0,006	0,005	0,013	0,008
Mn	0,012	0,02	0,014	0,012	0,029	0,025	0,016	Cr	0,003	0,004	0,004	0,001
Mg	0,009	0,028	0,02	0,025	0,013	0,013	0,008	Fe^{+3}	0,118	0,133	0,175	0,123
Cr	0,005	0,003	0,002	0,003	0,007	0,002	0,003	Fe^{+2}	0,900	0,889	0,857	0,869
V	0,006	0,004	0,005	0,008	0,004	0,001	0,004	Mn	0,029	0,034	0,029	0,034
Al	0,019	0,028	0,01	0,005	0,022	0,034	0,039	Mg	0,002	0,003	0,013	0,013
$MgTiO_3$	0,8	2,8	1,3	1	1,2	1,2	0,7	$MnTiO_3$	2,7	3,2	2,6	3,2
$MnTiO_3$	1,1	2,00	1,9	2,3	2,7	2,3	1,42	$MgTiO_3$	0,2	0,3	1,2	1,2
$FeTiO_3$	83,6	84,7	82,2	81,7	83,7	81	76,4	$FeTiO_3$	84,2	82,7	77,8	80,1
Fe_2O_3	14,5	10,5	14,6	14,9	12,7	15,5	21,2	Fe_2O_3	12,9	13,8	18,4	15,5

Minalların indeksləri: $FeTiO_3$ – ilmenit, $MgTiO_3$ – geykilit, $MnTiO_3$ – pirofanit.



2-ci şəkil. Klinopiroksenli bazaltda titanlı maqnetitlə (TiMgt) yüksək kalsiumlu avgitin (Aug) bitişməsi.



3-cü şəkil. Qazax (1) və Ağcakənd (2) sinklinorilərinin üst təbaşir yaşlı vulkanik kompleksləri ferromaqnit minerallarının kristallaşma dərinliyinin Küri temperaturundan asılılığı (Kawai, 1956).

Rentgendifraktometrik (α=8,486Å) və termomaqnit (Tc=150-200°C) analizlərin təhlili əsasında belə nəticəyə gəlmək olar ki, Ağcakənd və Ağdərə sinklinorilərinin bazalt-andezibazalt komplekslərinin həm doleritləri və həm də bazaltları Qazax sinklinorisinin oxşar süxurları ilə müqayisədə nisbətən yüksək termobarik şəraitdə formalaşmışdır (3-cü cədvəl).

Bu yüksək temperaturlu qaynar bazalt maqması onun üzərində yerləşən və qismən hidratlaşmış arkozlu qumdaşı süxurlarını «palingen» yolla əridərək, iri radiuslu litofil elementlərlə (Ba, K, Rb, Sr və s.) zənginləşmişdir. Burada oksidləşmə şəraitində hematit, hetit, bəzən maqgemmit kristallaşmışdır.

Traxibazalt-traxidolerit və tefrit-teşenit kompleksləri Göyçə-Həkəri struktur-formasiya zonasının Xocavənd sinklinorisinin geoloji inkişafının santon mərhələsində formalaşmışdır. Bu komplekslərin süxurlarında dəmir-titan oksidi minerallarında, melano- və leykokrat teşenitlər istisna olmaqla, titan oksidinin konsentrasiyası xeyli azalır, alüminium və maqnezium oksidləri isə xeyli artır (4-cü cədvəl).

4-cü cədvəl

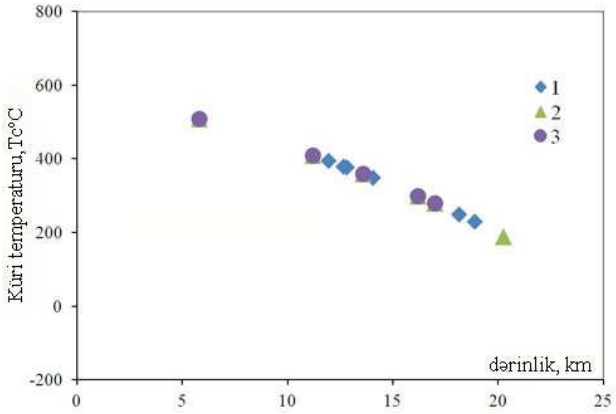
Xocavənd sinklinorisinin tefrit-teşenit və traxibazalt-traxidolerit kompleksləri süxurlarının xromşpinel və titanlı maqnetitlərinin kimyəvi, kristallokimyəvi və minal tərkibləri

Komplekslər	Tefrit-teşenit								Traxibazalt-traxidolerit				
nüm. / komp.	372a	372b	375	376	372c	381	399	399a	379	380	388	392	370
TiO_2	3,47	2,93	2,6	9,79	2,12	10,93	16,59	18,2	10,2	9,36	9,16	0,81	12,14
Al_2O_3	12,38	13,87	16,82	10,99	18,20	3,24	2,07	1,46	4,6	3,31	5,38	0,59	4,89
V_2O_3	0,23	0,23	0,26	-	0,15	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr_2O_3	34,13	31,40	34,42	13,04	33,50	0,01	0,09	0,1	1,19	0,01	0,01	-	0,23
Fe_2O_3	16,31	17,68	14,47	25,83	12,25	44,66	34,51	32,24	43,68	48,00	47,43	67,09	41,4
FeO	23,85	25,99	16,31	31,02	15,47	38,81	44,37	46,8	39,05	37,24	33,44	21,36	36,43
NiO	0,12	0,12	0,78	-	0,88	-	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0,14	0,53	0,28	0,36	0,24	0,54	0,98	0,68	0,04	0,03	0,04	0,31	0,61
MgO	8,59	7,24	12,6	8,44	15,71	1,5	0,84	0,46	1,52	1,96	4,56	0,21	3,91
∑	99,22	99,99	98,54	99,47		99,69	99,45	99,94	100,3	99,91	100	90,37	99,61
Tc°C	-	-	-	-	-	360	250	230	377	395	380	350	360
t,°C	860	800	995	1180	1100	980	1020	1030	800	-	-	-	1020
$lgfo_2$	-7,2	-5,39	-5,68	-6,32	-5,90	-10	-11	-10	-10,2	-	-	-	-9,2
Ti	0,087	0,073	0,062	0,248	0,049	0,305	0,467	0,512	0,281	0,26	0,247	0,023	0,33
Al	0,487	0,547	0,634	0,437	0,666	0,142	0,091	0,064	0,199	0,144	0,227	0,027	0,208
Cr	0,913	0,831	0,870	0,348	0,822	-	-	-	0,034	0,001	0,002	-	0,007
V	0,006	0,006	0,006	-	0,026	-	0,003	0,003	-	-	-	-	-
Fe^{+3}	0,410	0,445	0,348	0,718	0,395	1,248	0,972	0,908	1,204	1,335	1,279	1,927	1,126
Fe^{+2}	0,665	0,427	0,436	0,813	0,295	1,205	1,389	1,465	1,197	1,151	1,002	1,001	1,1
Mn	0,004	0,003	0,007	0,010	0,006	0,017	0,031	0,022	0,001	0,001	0,001	0,01	0,018
Mg	0,428	0,361	0,601	0,424	0,727	0,083	0,047	0,026	0,083	0,108	0,243	0,012	0,21
Ni	0,004	0,003	0,020		0,022	-	-	-	-	-	-	-	-
Co	-	-	0,020	-									
Sp	24,0	23,2	27,0	21,1									
$MgCr_2O_4$	18,1	7,4	24,2	17,0									
$FeCr_2O_4$	26,3	27,8	12,9	-									
Mgt	22,9**	31,6**	30,6**	37,8									
Usp	8,6	10,0	5,31	24,1									
Sp					23,6	7,1	4,6	2,6	6,7	7,2	11,2	1,2	10,4
Mgt					10,3	62,3	48,7	46,2	70,7	66,8	63,8	96,5	56,6
Usp					7,0	30,5	46,7	51,2	3,0	25,9	24,4	2,3	33,0
Il					29,1	-	-	-	19,6	0,1	0,5	-	-

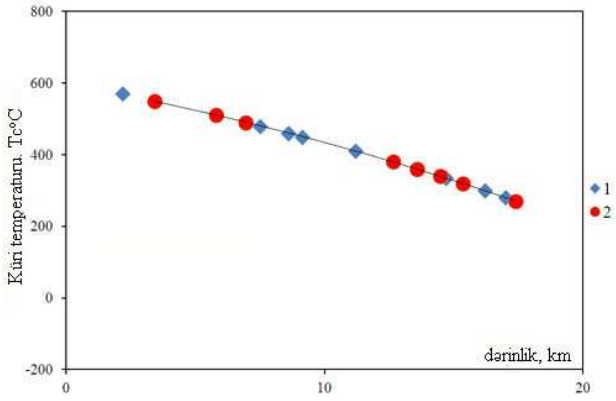
**- Vyustit məhdud miqdarda iştirak edir.

379, 380 – analsimli-klinopiroksenli traxibazalt, 388 – klinopiroksenli traxibazalt, 370 – traxidolerit, 392 – plagioklazlı traxibazalt, 372a – subqələvi pikrotefrit, 372b, 376 – melanotefrit, 372c – subqələvi pikrit, 375 – xromşpinel meqakristalı, 381 – leykokrat tefrit, 399 – melanokrat teşenit, 399a – leykokrat teşenit.

Traxibazalt-traxidolerit kompleksinin süxurlarında dəmir-titan oksidi mineralları əksər hallarda əsasi plagioklaz və klinopiroksen fenokristalları ilə qarşılıqlı bitişmələr əmələ gətirir. Bilavasitə buna görə də adları çəkilən fenokristallar subqələvi traxibazalt ərintisindən aralıq maqmatik ocaqda eyni vaxtda kristallaşmışdır. Baddinqton-Lindslinin (Buddington, Lindsley, 1964) geotermometrinə əsasən, onların kristallaşma temperaturları 800-960°C və oksigenin parsial təzyiqi -10,2-12,6 arasında dəyişir (4-cü, 6-cı cədvəllər). Aralıq maqmatik ocağın dərinliyi isə 11-13 km arasında yerləşir (4-cü şəkil).



4-cü şəkil. Xocavənd (1), Azıx (2) və Hoçaz (3) sinklinorilərinin üst təbaşir yaşlı vulkanik kompleksləri ferromaqnit minerallarının kristallaşma dərinliyinin Küri temperaturundan asılılığı (Kawai, 1956).



5-ci şəkil. Vəndam antiklinorisinin (1) və Kür dağarası əyilməsinin (2) üst təbaşir yaşlı vulkanik kompleksləri ferromaqnit minerallarının kristallaşma dərinliyinin Küri temperaturundan asılılığı (Kawai, 1956).

Modal mineraloji tərkiblərinə görə tefritlər pikro-, melano- və leykokrat petroqrafik tiplərə bölünür. Pikrotefritlərdə olivin və klinopiroksen möhtəviləri tam üstünlük təşkil edir. Onların tərkiblərində, eyni zamanda, məhdud miqdarda floqopit və xromşpinel möhtəviləri də müşahidə olunur. Pikrotefritlər tədricən melano- və leykokrat tefritlərlə əvəz olunur. Bu halda olivin və klinopiroksen möhtəviləri tədricən azalır. Xromşpinel öncə xromlu-titanlı maqnetitlə, sonra isə xromla kasıb, mülayim titanlı və alüminium oksidi ilə xeyli zəngin olan maqnetitlə əvəzlənir. Leykokrat tefritlərdə olivin möhtəvisi iştirak etmir və süxurun tərkibində qələvi amfibollardan barkevikit, bəzən kersutit iştirak edir, xromlu diopsid möhtəvisi əvvəlcə salitlə, sonra ferrosalitlə əvəzlənir. Təsvir edilən tefritlərdə 0,5x2,5 sm ölçüdə, qismən hamarlanmış subqələvi pikrit və floqopit daxilolmaları müşahidə olunur. Bunlarla yanaşı, həmin süxurlarda vahid dənələr şəklində xromlu diopsid meqakristallarına da rast gəlmək olur.

Aralıq maqmatik ocaqlarda kristallaşma prosesləri oksidləşmə şəraitində baş verməklə, tefrit ərintisi zəif təkamülə uğramışdır. Bilavasitə buna görə də aralıq maqmatik ocaqda başverən təkamül prosesi mineralların «mineraloji» yaddaşlarına həkk olunmuşdur. Belə ki, xromşpinel möhtəvisinin tərkibində xromun konsentrasiyası tədricən azalır və mülayim titanlı, alüminium oksidi ilə zəngin olan maqnetitlə əvəzlənir. Belə halı klinopiroksen möhtəvisinin timsalında da görmək olar. Xromlu diopsid salitlə, sonra isə ferrosalitlə əvəz olunur.

Tefritlərin aralıq maqmatik ocaqlarda öncə subqələvi pikrit və pikrotefritin kristallaşma temperaturları olvin-xromşpinel möhtəvisinə görə Fabrisin (Fabries, 1979) təqdim etdiyi üsulla hesablanmışdır (5-ci cədvəl). Məlum olmuşdur ki, ən yüksək temperaturda (t=1100°C) subqələvi pikritlərin (4-cü cədvəl, üm. 372c) olivin-xromşpinel möhtəviləri kristallaşmışdır.

5-ci cədvəl

Xocavənd sinklinorisinin tefrit-teşenit kompleksi süxurlarında olivinin kimyəvi tərkibi

üm. / komp.	372a	372b	382b
SiO2	38,30	37,20	38,20
FeO	21,36	25,70	20,40
MgO	40,22	36,80	41,70
∑	99,88	99,70	100,30

Subqələvi pikrotefritlərin və melanotefritlərin olivin-xromşpinel möhtəviləri isə 800-860°C temperaturda kristallaşmışdır (4-cü cədvəl,

núm. 372 a, b). Əldə olunan bu müxtəliflik bu süxurların kristallaşma prosesində su buxarlarının iştirakı ilə əlaqədardır. Həmin süxurların əsas kütlələrində analsimin və məhdud miqdarda barkevikit-kersutit fenokristalının iştirakı bu ehtimalın əsaslı olduğunu təsdiq edir.

Mezokrat və leykokrat tefritlərdə sulu minerallardan kersutitin və analsimin miqdarı xeyli çoxalır. Kristallaşma diferensiasiyasının nəzarəti ilə tənzimlənən təkamül prosesində xromşpinel xromlu, mülayim titanlı, alüminiumlu titanlı-maqnetitlə əvəzlənir, xromlu diopsid isə salitlə birlikdə kristallaşma prosesini davam etdirir. Bütün bunlarla yanaşı, sulu kristallaşma şəraiti əsasi plagioklazın kristallaşmasına məhdudiyyət yaradır. Məhz buna görə də əsasi plagioklazın əsas mineraləmələgətirən komponentlərinin xeyli hissəsi çermak molekulu ($CaAl_2SiO_6$) kimi, salitin və alüminiumun müəyyən payı məxsusi şpinel minalı kimi mülayim titanlı maqnetitin tərkibinə daxil olur.

Təhlil olunan prosesin su buxarlarının nəzarəti ilə tənzimlənməsi subqəlvi pikrit maqmasının melano-, mezo- və leykokrat tefritlərin ərintisinin aralıq maqmatik ocaqda nisbətən aşağı temperaturda kristallaşması ilə başa çatmışdır. Bu nöqteyinəzər Baddinqton-Lindslinin (Buddington, Lindsley, 1964) maqnetit-ilmenit termometrinin tətbiqi ilə öz təsdiqini tapır (4-cü, 6-cı cədvəllər, núm. 381). Belə ki, kristallaşma temperaturu 960-980°C arasında dəyişir, aralıq maqmatik ocağın dərinliyi isə 12-14 km-ə yaxındır (4-cü səkil).

İntruziv kamerada **teşenitlərin** kristallaşma temperaturunu təyin etmək üçün Baddinqton-Lindsli geotermometrindən istifadə olunmuşdur. Bu süxurların ərintiləri intruziv kamerada 1020-1030°C arasında kristallaşmışdır, oksigenin parsial təzyiqi isə – 10-11 atm. arasında dəyişir. İntruziv kameranın Küri nöqtəsinə görə hesablanmış dərinliyi 16-17 km təşkil edir (4-cü şəkil).

Üst təbaşir yaşlı **bazalt-andezibazalt, traxibazalt-traxiandezibazalt** kompleksləri Göyçə-Həkəri struktur-formasiya zonasının Azıx sinklinorisinin geoloji quruluşunda iştirak edir. Burada piroklastik fasiyanın andezibazalt tərkibli vulkanik brekçiyaları və tufları üstünlük təşkil edir. Onların üzərində isə azqalınlıqlı andezibazalt tərkibli lava-brekçiyalar və lava örtükləri yerləşir. Bu piroklastik və lava örtüklərinin içərilərində xırdaölçülü, möhtəviyarı dolerit tərkibli çıxışlar müşahidə olunur. Bu süxurların tərkiblərində dəmir-titan oksidi mineralları əsasən mülayim və qismən yüksək titanlı maqnetitdən və vahid ilmenit dənələrindən ibarətdir (7-ci cədvəl).

6-cı cədvəl

Xocavənd sinklinorisinin tefrit-teşenit və traxibazalt-traxidolerit kompleksləri ilmenitlərinin kimyəvi, kristallokimyəvi və minal tərkibləri

Komplekslər	Tefrit-teşenit			Traxibazalt-traxidolerit	
núm. / komp.	381	399	399a	370	379
TiO_2	46,74	48,31	48,36	47,68	48,50
Al_2O_3	0,75	0,23	0,32	0,52	0,56
V_2O_3	0,28	-	-	-	-
Cr_2O_3	0,36	-	-	0,48	0,36
Fe_2O_3	10,05	7,39	7,67	8,06	4,06
FeO	40,81	42,19	42,06	42,06	42,66
MnO	0,58	0,56	0,75	0,58	0,63
MgO	0,42	0,66	0,38	0,26	0,33
∑	99,99	99,63	99,54	99,64	97,1
Ti	0,886	0,924	0,922	0,891	0,924
Al	0,022	0,007	0,009	0,016	0,016
V	0,006	-	-	-	-
Cr	0,007	-	-	0,010	0,007
Fe^{+3}	0,191	0,141	0,146	0,186	0,123
Fe^{+2}	0,860	0,892	0,892	0,839	0,904
Mn	0,012	0,012	0,016	0,055	0,013
Mg	0,016	0,025	0,014	0,001	0,012
$MnTiO_3$	1,1	1,1	1,5	1,1	1,1
$MgTiO_3$	1,4	2,3	1,3	0,9	1,2
$FeTiO_3$	77	82,2	82,8	81,3	83,6
Fe_2O_3	20,5	14,4	14,4	16,7	14,1

7-ci cədvəl

Hoçaz və Azıx sinklinorilərinin bazalt-andezibazalt və traxibazalt-traxiandezibazalt kompleksləri maqnetitlərinin kimyəvi, kristallokimyəvi və minal tərkibləri

Komplekslər	Bazalt-andezibazalt (Hoçaz sinklinorisi)						Traxibazalt-traxiandezibazalt (Azıx sinklinorisi)			
nüm. / komp.	1	2	3	4	5	6	1	2	6	7
TiO_2	0,60	4,16	12,16	15,36	14,21	7,88	12,20	12,14	0,41	2,16
Fe_2O_3	48,76	31,38	45,21	43,39	43,55	36,42	41,38	41,21	67,36	63,20
FeO	7,84	13,25	38,24	36,90	36,42	47,65	36,46	36,51	30,80	32,21
Cr_2O_3	9,34	21,00	0,38	-	0,42	0,75	0,43	0,28	-	0,21
Al_2O_3	19,31	18,24	1,16	3,21	3,75	4,36	4,94	4,89	0,79	1,23
MnO	0,38	0,56	1,30	0,63	0,63	0,82	0,75	0,61	0,31	0,38
MgO	13,30	10,40	1,24	0,42	1,10	1,78	3,48	3,91	0,33	0,61
CaO	0,10	0,06	-	-	-	-	-	-	-	-
∑	99,63	99,05	99,69	99,91	100,08	99,66	99,64	99,55	100	100
Tc	-	510	360	280	300	410	350	350	580	530
Ti	0,013	0,010	0,283	0,428	0,395	0,219	0,332	0,330	0,012	0,061
Fe^{+2}	0,450	0,870	1,169	1,030	1,347	1,127	1,103	1,103	0,984	1,024
Fe^{+3}	0,165	0,331	1,398	1,346	1,013	1,327	1,126	1,120	1,939	1,809
Cr	0,206	0,550	0,009	-	0,012	0,004	0,012	0,008	-	0,006
Al	1,603	0,713	0,042	0,140	0,163	0,190	0,211	0,210	0,035	0,055
Mn	0,009	0,016	0,034	0,020	0,017	0,025	0,023	0,019	0,010	0,012
Mg	0,553	0,514	0,057	0,023	0,060	0,098	0,186	0,211	0,019	0,034
Ca	0,003	0,002	-	-	-	-	-	-	-	-
Usp	-	0,6	17,3	37,0	40,7	-	27,7	32,9	1,2	6,1
Mt	8,1	41,0	70,9	5,55	49,9	62,7	56,5	56,3	96,7	90,0
Il	1,2	6,2	9,8	5,2	3,7*	22,2	8,3	-	-	-
Sp	54,5	29,4	2,0	2,3	5,2	9,6	10,5	10,3	1,8	2,7
Hm	-	-	-	-	-	5,6	-	0,5	0,3	

*- Vyustit məhdud miqdarda iştirak edir.

Bazalt-andezibazalt kompleksi üst senon vulkanizminin erkən mərhələsini xarakterizə edir. Bu kompleksin möhtəvivarı bazaltlarında və andezibazaltlarında mülayim titanlı maqnetit əsasi plagioklaz möhtəvisi ilə eyni vaxtda kristallaşmışdır. Bununla yanaşı, iri hornblend möhtəvilərinin ətrafında, hətta onlara bitişik, damcıvarı maqgemit, bəzən isə tündqırmızı hematit dənələri müşahidə olunur (7-ci cədvəl, nüm. 6,7).

Üst senon vulkanizminin sonuncu mərhələsini xarakterizə edən traxibazalt-traxiandezit kompleksi süxurlarının titanlı maqnetitlərinin tərkibində titan oksidinin konsentrasiyası xeyli artır (7-ci cədvəl, nüm. 1, 2). Burada titanlı maqnetit klinopiroksen möhtəvisindən bir qədər əvvəl kristallaşmışdır.

Aparılan hesablamalara əsasən, birinci kompleksin möhtəvi mineral paragenezisi bir qədər dayaz aralıq maqmatik ocaqda kristallaşmışdır (0,5-2 km) (4-cü şəkil).

Subqələvi traxibazalt-traxiandezibazalt kompleksinin möhtəvi mineral paragenezisi yüksək termobarik (t=870-940°C, $lgfo_2$=-10,8-12) şəraitdə kristallaşmışdır (8-ci cədvəl). Aralıq maqmatik ocağın dərinliyi isə 12-16 km-ə qədər artır (4-cü şəkil).

Hər iki kompleksin tərkibində iştirak edən titanlı maqnetit möhtəvilərinin və onlarla tarazlıqda olan ilmenit dənələrinin müəyyən olunmuş xüsusiyyətlərinin müqayisəli təhlili göstərir ki, andezibazalt kompleksinin möhtəvi mineral paragenezisləri dayaz, traxibazalt-traxiandezibazalt kompleksinin möhtəviləri dərin aralıq maqmatik ocaqlarda kristallaşmışdır. Kristallaşma prosesi isə oksidləşdirici şəraitin nəzarəti ilə tənzimlənmişdir.

Azıx sinklinorisi kimi Hoçaz sinklinorisində də vulkanizm prosesi üst senon mərtəbəsi vaxtında baş vermişdir. Bu sinklinori Misxana-Qafan struktur formasiya zonasının tərkibinə daxil olub, ensiz, uzunsov struktur kimi şimal-qərb – cənub-şərq isti-

qamətində yerləşir. Burada da üst senonun erkən mərhələsində zəif təkamülə uğramış bazalt-andezibazalt kompleksi formalaşmışdır. Möhtəvivarı bazaltların və andezibazaltların tərkiblərində mülayim titanlı maqnetit dənələri məhdud miqdarda iştirak edir.

Bunlarla yanaşı, melanobazaltların tərkiblərində məhdud miqdarda pikotit və xromşpinel aşkar olunmuşdur. Sonuncu ilə birlikdə vahid dənələr şəklində olivinə (SiO_2=39,16, FeO=22,30, MgO=38,48, d_{hkl}=2,780-2,784Å) rast gəlinir. Hesablanmış kristallaşma temperaturu 1000°C-yə yaxındır (8-ci cədvəl). Məhz buna görə də, qeyd etmək olar ki, ilkin basalt maqması nisbətən dərin aralıq maqmatik ocaqlarda mərhələli kristallaşma prosesi ilə öz təkamülünü davam etdirmişdir. Bu prosesin nəticəsi olaraq yer qabığının yuxarı horizontlarında kristallaşmış klinopiroksenli, olivinli və plagioklazlı bazaltların tərkiblərində iştirak edən titanlı maqnetit dənələrində titan oksidinin konsentrasiyası tədricən azalır, buna müvafiq olaraq Küri nöqtəsinin qiyməti Tc=300-510°C-yə qədər artır. Bu halda aralıq maqmatik ocağın dərinliyi 6-4 km-ə qədər azalır. Mineraloji baxımdan isə mülayim titanlı maqnetit maqgemitlə, hətta bəzən hematitlə əvəzlənir.

Üst senon vulkanizminin sonuncu mərhələsində formalaşmış möhtəvivarı traxibazalt və traxidoleritlərın titanlı maqnetitləri məhdud miqdarda olub, nisbətən iri dənələrinin kvadrata oxşarlığı ilə seçilir. Əksər hallarda onlar klinopiroksen möhtəviləri ilə qarşılıqlı bitişmələr əmələ gətirirlər. Maqnetit-ilmenit tarazlığına görə hesablanmış kristallaşma temperaturu 850-960°C, oksigenin parsial təzyiqi isə 10,2-12,5 atm. arasında dəyişir. Aralıq maqmatik ocağın isə 14-18 km dərinlikdə yerləşdiyi təyin olunmuşdur.

8-ci cədvəl

Hoçaz və Azıx sinklinorilərinin bazalt-andezibazalt və traxibazalt-traxiandezibazalt kompleksləri ilmenitlərinin kimyəvi, kristallokimyəvi və minal tərkibləri

Komplekslər	Bazalt-andezibazalt (Hoçaz sinklinorisi)			Traxibazalt-traxiandezibazalt (Azıx sinklinorisi)	
nüm. / komp.	3	4	5	1	2
TiO_2	49,36	48,68	48,72	48,82	48,80
Al_2O_3	1,10	0,64	0,73	0,46	0,58
V_2O_3	0,18	0,44	0,38	0,82	0,94
Cr_2O_3	0,16	0,23	0,24	1,75	1,64
Fe_2O_3	5,28	6,51	6,53	4,05	3,74
FeO	41,97	40,50	40,48	42,71	42,35
MnO	1,38	2,63	2,71	0,64	0,68
MgO	0,52	0,33	0,43	0,43	0,66
∑	99,95	99,96	100,22	99,68	99,43
t,°C	850	950	960	870	940
$lgfo_2$	-11,5	-11,0	-10,2	-12	-10,8
Ti	0,931	0,922	0,920	0,928	0,927
Al	0,033	0,019	0,021	0,014	0,017
V	0,003	0,009	0,008	0,017	0,019
Cr	0,003	0,004	0,005	0,35	0,033
Fe^{+3}	0,100	0,124	0,123	0,077	0,071
Fe^{+2}	0,880	0,853	0,851	0,903	0,895
Mn	0,029	0,056	0,057	0,010	0,015
Mg	0,019	0,012	0,016	0,016	0,024
$MnTiO_3$	2,1	5,2	5,3	0,9	1,4
$MgTiO_3$	1,8	1,1	1,5	1,5	2,2
$Fe\ TiO_3$	82,5	79,2	76,3	84,1	82,7
Fe_2O_3	13,0	14,5	14,9	13,4	13,7

ALINMIŞ NƏTICƏLƏRİN MÜZAKİRƏSİ

Alınmış nəticələrin təhlili göstərir ki, Kiçik Qafqazın üst təbaşir yaşlı vulkanik komplekslərinin möhtəvi mineral paragenezisləri kristallaşma proseslərinin fərqli fiziki-kimyəvi və geoloji şəraitlərlə tənzimləndiyi aralıq maqmatik ocaqlarda kistallaşmışdır. İntruziv kameralarda da müxtəlif fiziki-kimyəvi və geoloji şərait qalmaqla flüid fazası kristallaşma prosesinin protomərhələsindən başlayaraq gec maqmatik vaxta qədər iştirak edir.

Sadalanan əlamətlər əsas süxurəmələgətirən minerallarla yanaşı, daha çox dəmir-titan oksidi minerallarının yaddaşlarında həkk olunmuşdur. Bu mənada Qazax, Ağcakənd və Ağdərə sinklinorilərində geoloji inkişafın üst konyak-alt santon mərhələsində mövcud əyilmə prosesi davam etmişdir. Bilavasitə bunun nəticəsində zəif təkamülə uğramış möhtəvivarı bazaltların və doleritlərin ərintiləri nisbətən dərin aralıq maqmatik ocaqlarda lokallaşmışdır. Aralıq maqmatik ocaqların dərinliklərini nəzəri və eksperimental Küri nöqtələrinin Kavai üsulu ilə təhlili göstərmişdir ki, həqiqətən maqmadaşıyan yarılmalar 16-21 km-ə qədər dərinliyə nüfuz edə bilmişdir. Maqnetit-ilmenit geotermometrinə görə aralıq maqmatik ocaqlarda möhtəvi mineral paragenezisləri 980-1100°C və nisbətən bərpa olunmuş şəraitdə kristallaşmışdır.

Qazax sinklinorisinin geoloji inkişafının üst santon-alt kampan mərhələsində mövcud geoloji şəraitin dəyişməsi yer səthinə yaxın aralıq maqmatik ocaqların yaranmasına zəmin yaratmışdır. Bu ocaqlarda kristallaşma prosesi oksidləşdirici şəraitdə baş verdiyinə görə dəmir-titan oksidi mineralları klinopiroksendən, hornblenddən, hətta plagioklazdan əvvəl kristallaşmışdır. Tərkiblərində titanın konsentrasiyası kəskin azalmışdır. Qazax sinklinorisinin ərazisində səpələnmiş müxtəlif dərinlikli vulkan mərkəzləri bir növ bu nöqteyi-nəzərin təsdiqidir.

Lakin Ağcakənd və Ağdərə sinklinorilərində sıxılma prosesi daha intensiv olduğuna görə burada maqmadaşıyan yarılmalar bir növ fəaliyyətsiz olmuşdur. Bunun nəticəsində alüminium oksidi ilə qismən doymuş yüksək temperaturlu olivin-bazalt maqması tavanda yerləşən qismən hidratlaşmış arkozlu qumdaşıları əridərək palingen yolla riodasit kompleksinin süxurlarını əmələ gətirmişdir. Riodasitlərin tərkibində iri radiuslu elementlərin (K, Ba, Rb, Sr) konsentrasiyasının artıq olması prosesdə Yer qabığının iştirakının göstəricisidir.

Erkən santon mərhələsində Xocavənd sinklinorisinin traxibazalt-traxidolerit kompleksinin tərkibində iştirak edən mülayim titanlı maqnetit uçucuların qismən itirilməsi nəticəsində plagioklaz möhtəvisi ilə birlikdə kristallaşmışdır. Onu da qeyd etmək lazımdır ki, uçucuların qismən itirilməsi titanlı maqnetitdə məxsusi şpinel minalının qismən artmasına səbəb olmuşdur.

Tefrit-teşenit kompleksinin ilkin şpinel fazası həm subqələvi pikritlərdə, həm də pikroteşenitlərdə xromşpinellə təmsil olunmuşdur. Subqələvi pikritlər bir növ akkumulyativ daxilolma kimi iştirak edir. Bununla yanaşı, sonuncunun kristallaşma temperaturunun xeyli yüksək olması göstərir ki, həqiqətən o, ilkin subqələvi pikrit maqmasının protomərhələsini xarakterizə edir. Pikroteşenitlər isə intruziv kamerada kristallaşan fraksiyalaşmış subqələvi pikrit maqmasının nisbətən aşağı termobarik şəraitdə əmələgələn diferensiatıdır.

İnruzivin melano-, mezo- və leykokrat diferensiatlarında xromlu şpinel tədricən xromlu-titanlı maqnetitlə və yüksək titanlı maqnetitlə əvəzlənmiş, nəticədə yüksək temperaturda kristallaşmışdır.

Effuziv möhtəvivarı tefritlərin ərintiləri isə aralıq maqmatik ocaqlarda bilavasitə su buxarlarının müşayiəti ilə kristallaşmışdır. Bu prosesin təsiri əsasi plagioklazın kristallaşmasına mane olmaqla yanaşı, onun komponentlərinin (CaO, Al_2O_3), bir tərəfdən, klinopiroksenin ($CaAl_2SiO_6$), digər tərəfdən isə titanlı maqnetitin tərkibinə daxil olmasına zəmin yaratmışdır.

Hoçaz və Azıx sinklinorilərinin üst senon vulkanitlərinin tərkibində iştirak edən normal qələvili və subqələvi bazaltoidlərdə və andezibazaltlarda mülayim titanlı maqnetit qismən oksidləşdirici şəraitdə kristalaşmışdır. Hoçaz sinklinorisinin melanobazalt tərkibli süxurunda aşkar olunmuş pikotit və xromşpinel həmin vulkanitlərin ilkin ərintilərinin kristallaşmasının protomərhələsinin daha dərin aralıq maqmatik ocaqda baş verdiyini göstərir.

ƏDƏBIYYAT

АВДЕЕВ, А.Г., ОСТРОУМОВА, А.С., ЦЕНТЕР, И.Я., ШАФИЕВ, Х.И. 1989. Эпилейцитовые тефриты верхнемелового вулканического комплекса Мартунинского синклинория (Южный Карабах). *Бюлл. МОИП. Отд. геол.,* 64, 3, 86-96.

АХУНДОВ, Ф.А. 2003. Позднемеловые вулканические формации Малого Кавказа. Баку. 232.

ГЕНШАФТ, Ю.С., ЦЕЛЬМОВИЧ, В.А., ГАПЕЕВ, А.К., СОЛОДОВНИКОВ, Г.М. 1999. Значение Fe-Ti оксидных минералов в науках о Земле. *Вестник ОГГГГ РАН*, 1(7), 3-12.

ГЕНШАФТ, Ю.С, ЦЕЛЬМОВИЧ, В.А, ГАПЕЕВ, А.К. 2003. Кристаллизация высокотитанистой феррошпинели в РТ условиях верхней мантии. *Физика Земли,* 3, 71-75.

ЗУБОВ, А.Г., БАЗАНОВА, Л.И., АНАНЬЕВ, В.В., ОВСЯННИКОВ, А.А., ЖИДКОВ, Г.В. 2015. О применении титаномагнетитового метода для определения глубины магматического очага на примере некоторых камчатских вулканов. *Материалы ежегодной конференции «Вулканизм и связанные с ним процессы», посвящённой Дню вулканолога,* 138-147.

КАРПОВА, О.В. 1974. Титаномагнетитовые руды Южного Урала. Наука. Москва. 152 с.

КАРЯКИН, Ю.В. 1989. Геодинамика формирования вулканических комплексов Малого Кавказа. Наука. Москва. 150 с.

МАМЕДОВ, М.Н. 1999. Петрология и геохимия позднемеловых и эоценовых магматических формаций Малого Кавказа и Талыша. Nafta-press. Баку. 400 с.

МАМЕДОВ, М.Н., БАБАЕВА, Г.Д., САДЫГОВ, Н.М. 2012. Клинопироксены трахибазальт-трахидолеритового и тефрит-тешенитового комплексов Ходжавендского прогиба. *Отечественная геология*, 6, 48-55.

МАМЕДОВ, М.Н., БАБАЕВА, Г.Д., САДЫГОВ, Н.М. 2013. Минеральные парагенезисы трахибазальт-трахидолеритового и тефрит-тешенитового комплексов Ходжавендского прогиба Малого Кавказа. *Известия НАН Азербайджана, серия наук о Земле*, 2, 26-36.

МАМЕДОВ, М.Н., БАБАЕВА, Г.Д., ПАНАХИ, К.А., САДЫГОВ, Н.М., КЕРИМОВ, В.М. 2015. Индикаторные значения железо-титан оксидных минералов в процессе кристаллизации пород трахибазальт-трахидолеритового и тефрит-тешенитового комплексов Ходжавендского прогиба Малого Кавказа. *Вестник БГУ, серия естественных наук,*3, 76-85.

ОСТРОУМОВА, А.С., ЦЕНТЕР, И.Я., АВДЕЕВ, А.Т., БУГРОВА, Э.М. 1991. Позднемеловые вулканические серии Гочасского прогиба (Малый Кавказ). *Советская геология*, 7, 65-72.

ПЕЧЕРСКИЙ, Д.М. 1975. Магнетизм и условия образования изверженных горных пород. Наука. Москва. 288 с.

ПЕЧЕРСКИЙ, Д.М. 1985. Петромагнетизм и палеомагнетизм. Наука. Москва. 128 с.

ХАЛАФЛЫ, А.А. 2006. Палеомагнетизм и проблемы сдвиговых деформаций Малого Кавказа. Тахсил. Баку. 226 с.

ШИХАЛИБЕЙЛИ, Э.Ш. (под ред.). 1994. Геология и полезные ископаемые Нагорного Карабаха Азербайджана. Элм. Баку. 281 с.

ANDERSON, A.T. 1968. Oxidation of the La Blanche Lake titaniferrous magnetite deposit, Quebec. *Journal of Geology*, 76, 5, 528-547.

BUDDINGTON, A.F., LINDSLEY, D.H. 1964. Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. *Journal of Petrology*, 5, 310-357.

CARMICHAEL, I.S., NICHOLLS, J. 1967. Iron-titanium oxides and oxygen fugacities in volcanic rocks. *Journal of Geophys. Res*., 72, 4665-4687.

FABRIES, J. 1979. Spinel-olivine geothermometry in peridotites form ultramafic complexes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 69, 329-336.

KAWAI, N. 1956. Exsolution of titanomagnetites and its effect on rock-magnetism. *Proceedings of the Jap.Acad.*, 32, 464-468.

LINDSLEY, D.H., SPENCER, K.J. 1982. Fe–Ti oxide geothermometry: Reducing analyses of coexisting Ti-magnetite (Mt) and ilmenite (Ilm). Transactions. *American Geophysical Union*, 63, 18, 471.

OSBORN, E.F. 1983. On the significance of the spinel phase in subalkaline volcanic magmas. *Memoir of the geological society of China*, 5, 1-12.

SACK, R.O., CARMICAHAEL, I.S., RIVERS, S.E., GHIORSO, M.S. 1980. Ferric-ferous equilibria in natural silicate liquids at 1 bar. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 75, 369-376.

STORMER, J.C. 1983. The effects of recalculation on estimates of temperature and oxygen fugacity from analyses of multicomponent iron-titanium oxides. *American Mineralogist*, 68, 5-6, 586-594.

Məqaləyə akademik A.C.İsmayılzadə rəy vermişdir.

© А.И.Худузаде, Ш.Х.Ахундов, И.Н.Аскеров, С.Ш.Ахундов, 2017

ЛИТОФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ, СТРУКТУРНЫЙ И ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СРЕДНЕКУРИНСКОЙ ВПАДИНЫ В СВЕТЕ НОВЫХ ДАННЫХ (на примере междуречья Куры и Габырры)

А.И.Худузаде[1], Ш.Х.Ахундов[2], И.Н.Аскеров[2], С.Ш.Ахундов[3]

1 – *Производственное объединение «Азнефть»*
AZ0033, г.Баку, просп. Нефтчиляр, 73,

2 – *НИПИнефтегаз*
AZ1012, г.Баку, просп. Г.Зардаби, 88а,

3 – *Азербайджанский Технический Университет*
AZ1073, г.Баку, просп. Г.Джавида, 25

В ранее проведенных исследованиях перспективы нефтегазоносности верхнемеловых отложений междуречья Куры и Габырры рассматривались на основании ряда обобщающих работ по Гянджинскому и Мурадханлинскому НГР и экстраполировались на изучаемый регион.

На основе систематизации и обобщения данных бурения, результатов геофизических исследований и публикаций проведен анализ литофациальных и структурно-тектонических особенностей; уточнены характер и влияние разрывных нарушений, выявленных по поверхности отложений верхнего мела; прогнозированы перспективные в отношении нефтегазоносности участки.

В результате сделан вывод о том, что в настоящее время наиболее приоритетными для геологоразведочных работ в рассматриваемом регионе являются обладающие высоким потенциалом глубоко залегающие меловые отложения, однако на сегодняшний день с экономической точки зрения это направление расценивается как весьма сложное.

Введение. Результаты геологоразведочных работ, проведенных на мезозойских отложениях в нефтегазоносном районе (НГР) междуречья Куры и Габырры, учитывая слабую разведанность образований верхнего мела, в настоящее время не признаются удовлетворительными (Алиев, 2010; Кочарли, 2010).

Основной этап поисково-разведочных работ, который охватывает период с 1979 по 1991гг., в подавляющем большинстве своем посвящен палеогеновым и вышележащим отложениям, что нашло отражение в публикациях: С.Г.Салаева, Б.М.Авербуха, В.Ю.Керимова, С.А.Шихлинского, М.А.Рзаева, Ш.С.Кочарли, Ф.М.Гаджиева, М.Б.Хеирова, А.З.Дильбази, Р.И.Рустамова, М.А.Рзаева, Ш.Х.Ахундова, М.Б.Хеирова, Н.П.Юсубова и многих других.

Перспективы нефтегазоносности мезозоя рассматривались в работах М.М.Зейналова, А.А.Али-заде и др., А.В.Мамедова, А.Н.Гусейнова, С.Г.Салаева и др. на основании ряда обобщающих исследований по Гянджинскому и Мурадханлинскому НГР и экстраполировались на междуречье Куры и Габырры.

Фактические данные бурения и результаты геофизических исследований позволяют провести анализ литофациальных и структурно-тектонических особенностей вскрытых глубокими скважинами отложений верхнего мела и, опираясь на полученные результаты, прогнозировать участки для постановки поискового бурения на глубоко залегающие отложения мезозоя.

Литолого-фациальная характеристика. Верхнемеловые отложения в исследуемом районе вскрыты единичными поисково-разведочными скважинами и очень скудно охарактеризованы остатками макро- и микрофауны. Поэтому расчленение верхнего мела в основном обосновывается фациально-тектоническим анализом.

Наиболее вскрытые мощности фиксируются на площадях: Маммадтепе, скв. 1, толщина разреза составляет 897 м; Саждаг, скв. 4, толщина – 637 м; Тарсдалляр, скв. 9 и 27, максимальная толщина составляет соответственно 977 м и 1160 м (рис. 1).

Разрезы представлены тремя пачками (снизу-вверх): вулканогенная, вулканогенно-осадочная (туфогенная) и осадочная (карбонатная) (Hacızadə, 2003).

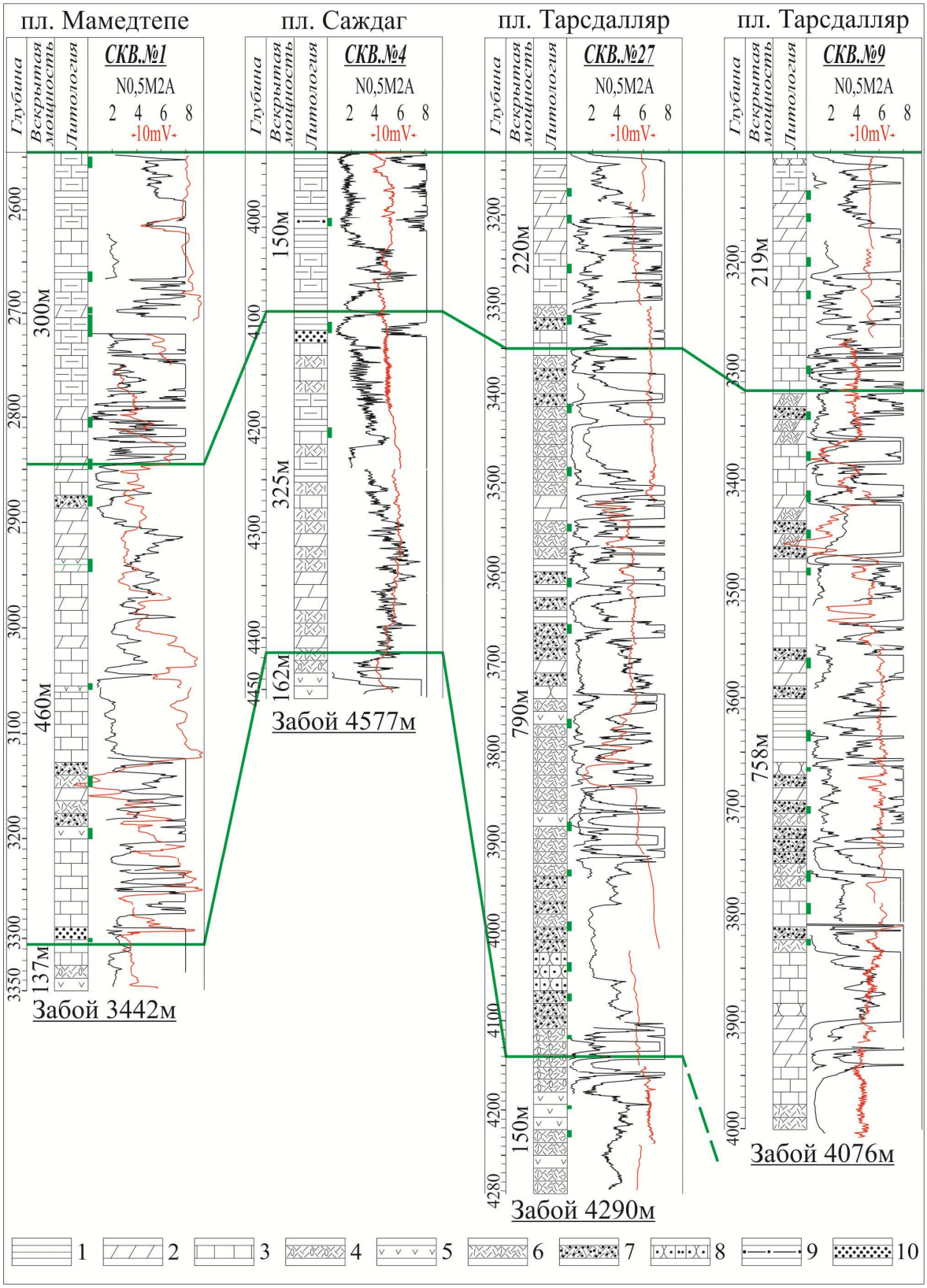


Рис. 1. Схема корреляции отложений верхнего мела, вскрытых поисково-разведочными скважинами в НГР междуречья Куры и Габырры
Условные обозначения: 1 – глина; 2 – мергель; 3 – известняк; 4 – гравелиты; 5 – вулканогенная порода; 6 – туф; 7 – туфопесчаник; 8 – известковистый песчаник; 9 – аргиллит; 10 – пески

На **площади Мамедтепе** вулканогенная пачка представлена тёмно-серыми и зеленовато-серыми пироксенами, андезитами, базальтами, андезито-базальтами с прослоями туфобрекчии и туфов (137 м).

Туфогенно-осадочная пачка выражена туфами, туфобрекчиями, туфопесчаниками, туфоалевролитами, туфомергелями, туфоаргиллитами с прослоями пироксеновых андезитов, аргиллитов, мергелей и известняков (460 м).

Карбонатная пачка расчленяется на две части, нижняя представлена светло-серыми и буровато-серыми глинистыми известняками и мергелями мощностью 185 м, а верхняя часть толщиной 115 м сложена белесовато-серыми и буровато-серыми сферово-фораминиферовыми известняками.

В разрезе скважины 4 **площади Саждаг** вулканогенная пачка сложена тёмно-серыми и серыми базальтами и андезитами (162 м); туфогенная пачка представлена зеленовато-серыми, зелёными, буровато-серыми туфами и туффитами с прослоями глинистых мергелей и аргиллитов (325 м). Верхняя часть разреза сложена глинистыми известняками и мергелями светло-серого и серого цвета (150 м).

На **площади Тарсдалляр** скважинами 5, 6, 11, 26 и 24 вскрыта лишь верхняя – карбонатная пачка верхнего мела (рис. 2). Разрез скважины 5 со вскрытой толщиной отложений верхнего мела 160 м литологически представлен чередованием органогенных (сферовых) глинистых известняков (90 м) и буровато-серых мергелей (70 м). В скважинах 6, 11, 26 разрез имеет вскрытую толщину соответственно 112, 107, 51 м и литологически выражен аналогично разрезу скважины 5. Разрез скважины 24 представлен чередованием прослоев серых, светло-серых трещиноватых глинистых известняков и мергелей. Вскрытая толщина разреза – 49 м. В скважинах 9 и 27 карбонатная пачка сложена органогенными известняками, переходящими в чередование серых, светло-серых, трещиноватых мергелей и глинистых известняков. Толщина разреза в скважине 9 составляет 219 м, а в скважине 27 – 220 м. Туфогенно-осадочная пачка в скважине 9 с толщиной 758 м, а в скважине 27 – 790 м сложена туфами, туфопесчаниками с пропластками туфогравелитов, мергелями и песчаниками. Вулканогенные разновидности толщиной 150 м вскрыты лишь в скважине 27 и аналогичны отложениям, описанным для площадей Мамедтепе и Саждаг.

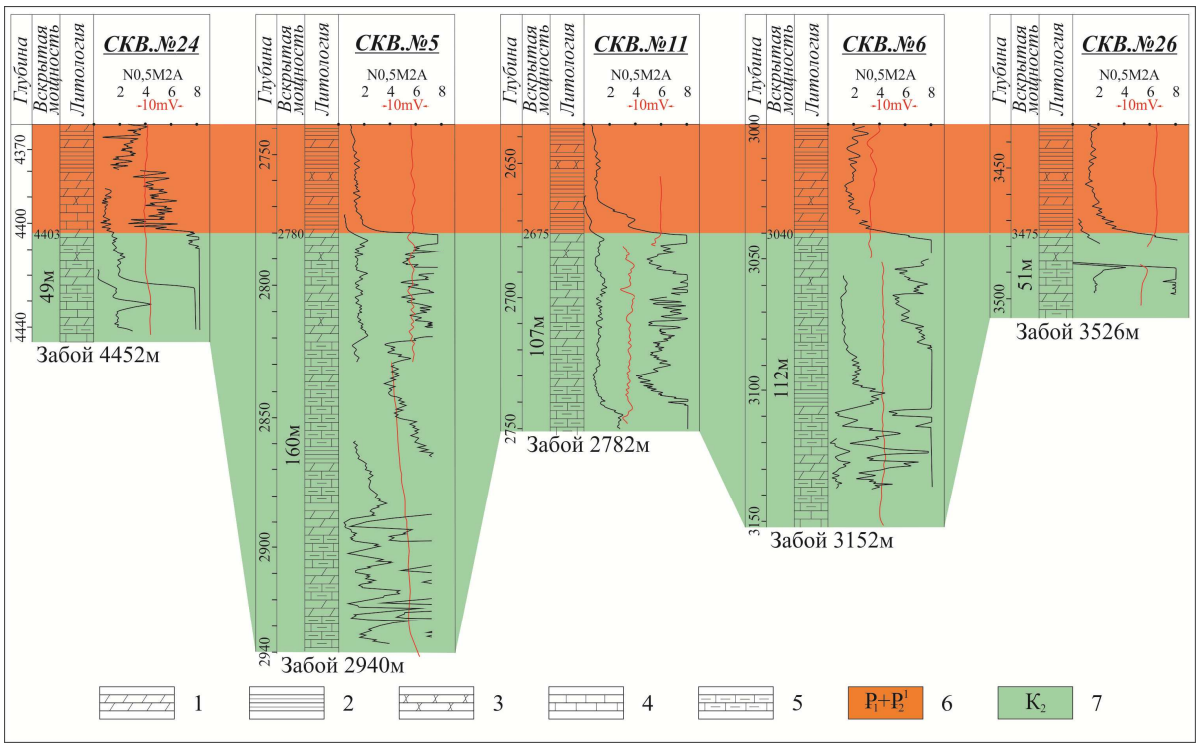


Рис. 2. Схема корреляции отложений верхнего мела на площади Тарсдалляр
Условные обозначения: 1 – мергель; 2 – глина; 3 – песчаник; 4 – известняк; 5 – глинистый известняк; 6 – палеоцен-нижний эоцен; 7 – верхний мел

Можно отметить общую закономерность, которая заключается в том, что при вскрытии верхнемеловых отложений кажущиеся удельные сопротивления (КС) резко возрастают, а кривая естественной поляризации (ПС) слабо дифференцирована.

Установленные бурением в разрезе верхнего мела коллекторы карбонатного и вулканогенно-осадочного состава относятся к порово-трещинному, а коллекторы вулканогенного состава – к каверново-порово-трещинному типам.

Известняки-коллекторы характеризуются пористостью и проницаемостью 0,2-27,4% и НП=$8{,}0\cdot10^{-15}$ м^2 соответственно. Те же параметры мергелей верхнего мела колеблются соответственно в пределах 0,2-27,4% и НП=$40{,}5\cdot10^{-15}$ м^2. Пористость вулканогенных коллекторов изменяется в пределах 0,6-28,8%, а проницаемость – от непроницаемых до $52{,}7\cdot10^{-15}$ м^2 (Керимов и др., 2001).

В рассматриваемом регионе относительно полные данные по пористости верхнего мела имеются по площадям Тарсдалляр и Гырахкесаман (структурно-поисковые скважины 47, 48, 50), приуроченным к тектонически активным участкам, в основном к палеоструктурам, в разрезе которых, как отмечалось выше, участвуют глинистые известняки, мергели, алевролиты, туфы, туфоалевролиты, порфириты. Палеоподнятие в отложениях верхнего мела расположено к запад-юго-западу от скв.1 площади Мамедтепе, а в районе скв.26, 6, 5 площади Тарсдалляр фиксируется палеовыступ. К ним приурочены зоны повышенной пористости, значения которой колеблются соответственно от 9,4% до 12,4% и от 3,1% до 12,7%.

В целом описанные породы характеризуются низкими фильтрационными и емкостными свойствами. Проведенный соответствующий анализ показывает, что образцы с удовлетворительными коллекторскими свойствами чаще будут встречаться на глубине в зонах, примыкающих к разрывным нарушениям.

На флюидоупорность глинистых пород наиболее благоприятное влияние оказывают минералы монтмориллонитовой группы, характеризующиеся высокой дисперсностью, поверхностной активностью, емкостью обменных оснований и другими свойствами, способствующими увеличению их пластичности (Керимов и др., 2001).

Однако, несмотря на выраженность глинистых пород верхнего мела преимущественно монтмориллонитом (площади Мамедтепе, Далляр, Гырахкесаман и др.), они заметно уплотнены, подвержены сильному катагенезу, часто представлены прослоями известняков, мергелей, туфогенных и других типов пород, что способствует ухудшению их изолирующих свойств. Лишь в отдельных случаях они имеют положительные характеристики.

Региональными породами-покрышками с отличными изолирующими свойствами для коллекторов верхнемеловых отложений служат глины палеоцена – нижнего эоцена, которые несмотря на заметное развитие катагенеза являются здесь неплохими флюидоупорами, так как благодаря большой глубине погружения и увеличению всестороннего сжатия сохраняют пластичность (Керимов и др., 2001; Худузаде и др., 2015).

Подытоживая характеристику литофациальных особенностей верхнемеловых отложений, нужно отметить, что этот комплекс отражает самостоятельный этап развития, отличающийся определенными особенностями седиментогенеза и режимом тектонических движений. Сопоставление характерных разрезов показывает, что в общих чертах литолого-фациальный тип отложений сохраняется, но не в постоянных интервалах и не на значительных расстояниях.

Структурно-тектоническая характеристика. Принципиальная структурная схема поверхности отложений мезозоя, представленная на рисунке 3, построена в результате обобщения новых сейсмических данных МОГТ 2D – по отражающему горизонту СГ-″Р″ и материалов пробуренных поисково-разведочных и структурно-поисковых скважин (Əliyeva, 2013; Nurəliyeva, 2006).

Как видно из рисунка, структурный план верхнего мела хотя и отражает общее моноклинальное погружение к северу и северо-востоку, но не представляет собой единую территорию с адекватными условиями тектонического развития. Строение этой моноклинали по данным сейсмики и бурения осложнено локальными пологими поднятиями в виде выступов и редких антиклинальных складок и продольными и поперечными разрывными нарушениями регионального и локального характера, которые имеют широкое распространение, неравномерное по протяженности и глубине проникновения (Ахундов, Ганиев, 2006; Hacızadə, 2003).

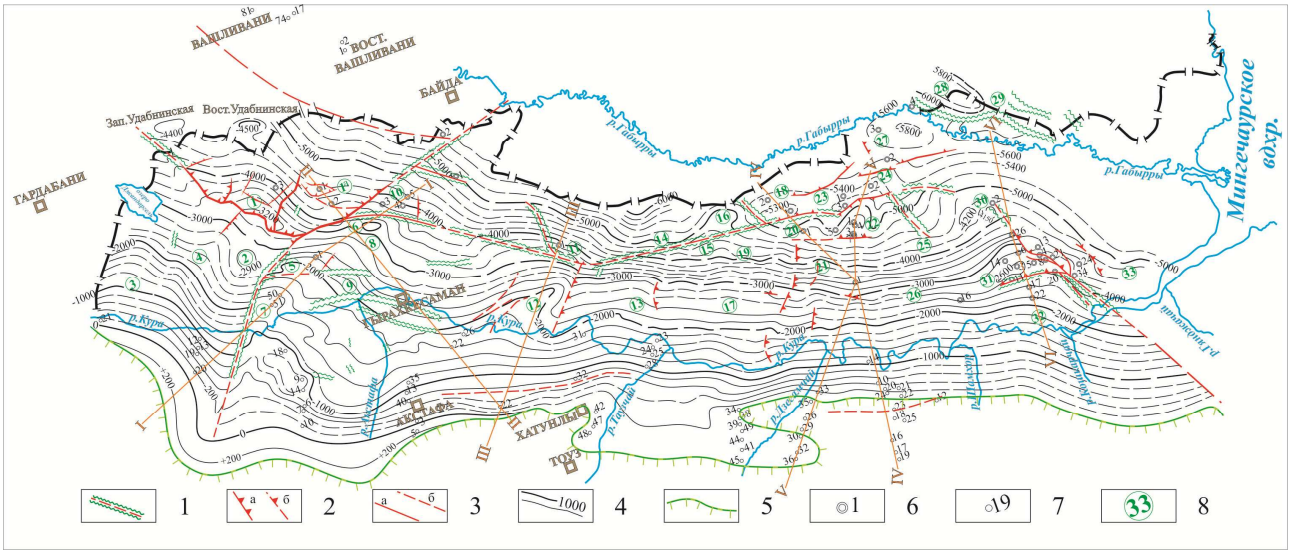


Рис. 3. Схематическая структурная карта поверхности мезозойских отложений нефтегазоносного района междуречья Куры и Габырры и северо-западной части Гянджинского нефтегазоносного района по данным сейсморазведки и бурения

Условные обозначения: 1 – зоны сложной сейсмической информации; 2 – разрывы по данным сейсморазведки: а) выявленные и б) предполагаемые; 3 – разрывы по данным бурения: а) выявленные и б) предполагаемые; 4 – изолинии поверхности верхнего мела; 5 – линия размыва верхнего мела; 6 – скважины глубокого бурения; 7 – структурно-поисковые скважины; 8 – структуры, выявленные сейсморазведкой.

Названия структур: 1 – Джахандарский выступ; 2 – Союгбулакское поднятие; 3 –Беюк Кесикский выступ; 4 – Шихлинский выступ; 5 – Мамедтепинский выступ; 6 Салоглинское поднятие; 7 – Кухетский выступ; 8 – Кушкунинский выступ; 9 – Гырахкесаманский выступ; 10 – Саждагский выступ; 11 – Молладагский выступ; 12 –Алимарданлинское поднятие; 13 – Кирзанский выступ; 14 – Карадюзский выступ; 15 – Гедакдюзский выступ; 16 – Эйридеринский выступ; 17 – Эльчинский выступ; 18 – Ахтепинское поднятие; 19 – Гедакдашский выступ; 20 – Герби Гюрзундагский выступ; 21 – Кейрюк-кейланский выступ; 22 – Гюрзундагское поднятие; 23 – Беюк Палантекянское поднятие; 24 – Келлугское поднятие; 25 – Джейрандеринский выступ; 26 – Джейранчельский выступ; 27 – Эльдароюгинская структура; 28, 29 – структуры в Иорской долине; 30 – Кичик Палантекянский выступ; 31 – Тарсдаллярское поднятие; 32 – Еникендский выступ; 33 – Шерги Тарсдаллярский выступ

Влияние дизъюнктивной тектоники в Среднекуринской впадине, и в частности в междуречье Куры и Габырры, изучалось Н.А.Кудрявцевым, П.Д.Гамкрелидзе, М.И.Варенцовым, Д.А.Булейшвили, М.Г.Агабековым, Э.Ш.Шихалибейли, Р.М.Гаджиевым, Ф.С.Ахмедбейли, Ш.Ф.Мехтиевым, В.Е.Хаиным, А.В.Мамедовым, М.А.Гюльдустом и многими другими. Основное внимание уделялось, во-первых, глубинным разломам – их роли в формировании тектонических структур, миграции УВ, пространственном размещении зон нефтегазонакопления и, во-вторых, – разрывным дислокациям, присущим орогенному этапу развития и выявленным в неогеновых отложениях.

Специальное изучение разрывных нарушений, установленных в верхней части мела и эоценовых отложениях, проводилось лишь по отдельным площадям или локальным структурам; результаты исследований отражены в работах М.М.Зейналова, А.А.Али-заде и др., С.Г.Салаева и др., К.Г.Кулиева, Р.И.Рустамова и др. с различной степенью детальности.

Краткая характеристика разрывных нарушений, выявленных в структуре поверхности отложений верхнего мела, рассматривается ниже.

Наиболее дифференцированными зонами являются западная и восточная, где явно прослеживаются два поперечных региональных нарушения (рис.3). Еще один региональный, но продольный разрыв выделяется на севере рассматриваемого региона.

Максимальная амплитуда регионального поперечного разрыва западной зоны, который простирается с юго-запада на северо-восток, достигает 800 м и фиксируется между выявленным локальным поднятием Союгбулаг и площадью Мамедтепе. Амплитуда разрыва уменьшается как к северу, где достигает 500 м (Салоглинское поднятие, Саждагская площадь), так и к югу, где доходит до 300 м (район площади Гырахкесаман и Кухетского выступа). Западная зона разделяется продольным региональным разрывом с амплитудой 400 м на участки, которые отличаются друг от друга залеганием и строением поверхности отложений верхнего мела. Выделяются ло-

кальные разрывы сбросового типа с амплитудами от 50 до 250 м, которые выявлены сейсморазведочными работами и осложняют структуры Джахандар, Салоглы, а также подсечены в скважинах на площадях Дамиртепе-Удабно и Гырахкесаман.

Поперечный региональный разрыв в восточной зоне с амплитудой более 1200 м разделяет площадь Тарсдалляр, где установлены и локальные разрывы (ответвляющиеся от регионального нарушения), амплитуда которых достигает 100-200 м. Отмечается уменьшение амплитуды регионального разрыва к северо-западу и на участке локального поднятия Келлуг. Возможно, этот разрыв трансформируется в продольный Джахандар-Палантекянский региональный разрыв с амплитудой 400 м, незначительно изменяя простирание на отдельных участках. Локальные поднятия, такие как Ахтепе, Келлуг и разбуренные площади Беюк Палантекян и Кичик Палантекян, своими юго-западными крыльями примыкают к этому продольному региональному нарушению. Локальным продольным разрывом, выявленным по данным бурения и сейсмики, осложнены площади Гарби Гюрзундаг и Гюрзундаг.

Уточнить влияние разрывных нарушений на характер и особенности изменения структуры поверхности отложений верхнего мела и более молодых позволили построенные палеотектонические профили (рис. 4, 5).

Как показывают палеопостроения, структура осложненной дизъюнктивными нарушениями поверхности отложений верхнего мела к концу накопления образований раннего эоцена остается без изменений. В палеоцен-эоценовое время, несмотря на то, что сохраняется режим непрерывного осадконакопления, отмечается спад тектонической активности. Лишь к концу накопления эоценовых отложений кратковременное усиление тектонических процессов оказало влияние на структуру поверхности отложений верхнего мела, в результате чего произошло возрождение региональных и образование ряда локальных разрывов. Об этом свидетельствует незначительная разница мощностей и изменчивость литофаций по разные стороны от зон разрывов. Именно на этом этапе осадконакопления, соответствующем ларамийской и пиренейской фазам тектогенеза, отмечаются периоды, завершающие формирование как региональных нарушений, так и локальных разрывов по верхам среднего структурного этажа (мезозой + низы палеогена) (Мамедов, 1973; Ахундов, Ганиев, 2006).

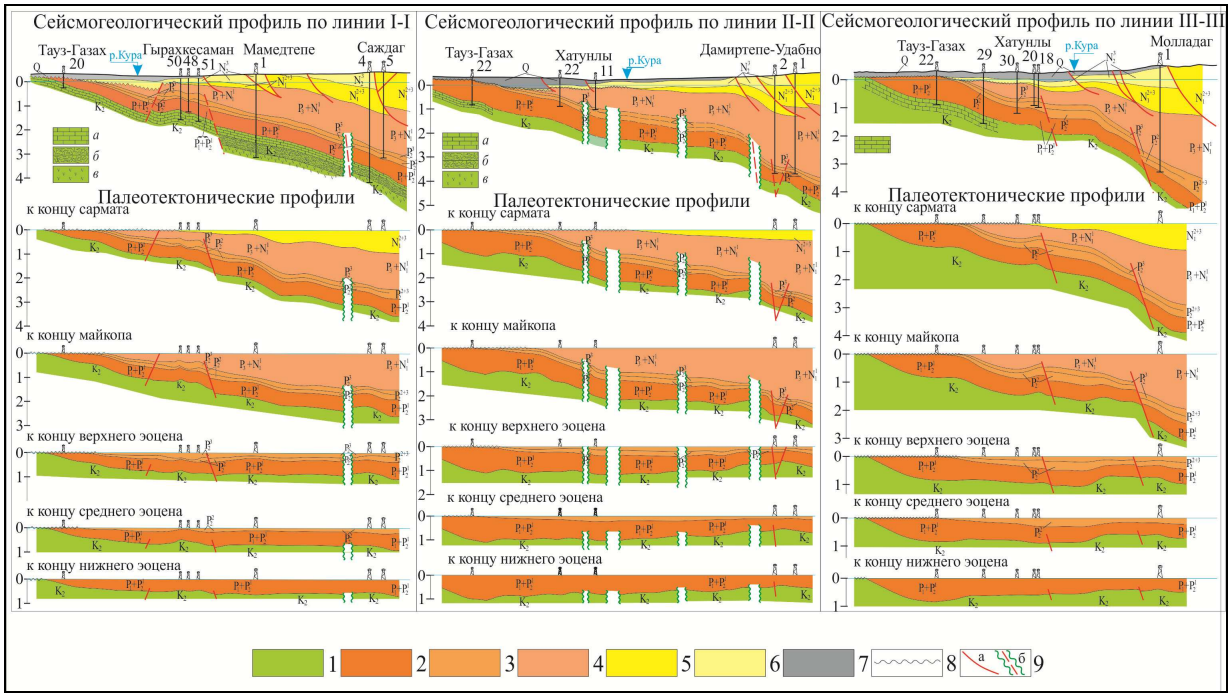


Рис. 4. Палеотектонические профили

Условные обозначения: 1 – верхнемеловые отложения: а) осадочная пачка; б) туфогенно-осадочная пачка; в) вулканогенная пачка; 2 – палеоцен+нижний эоцен; 3 –средний+верхний эоцен; 4 – олигоцен; 5 – миоцен; 6 – плиоцен; 7 – плейстоцен; 8 – линия размыва; 9а – разрывные нарушения по данным геологической съемки; 9б – зоны сложной сейсмической информации и разрывные нарушения, определенные по результатам сейсморазведки и бурения

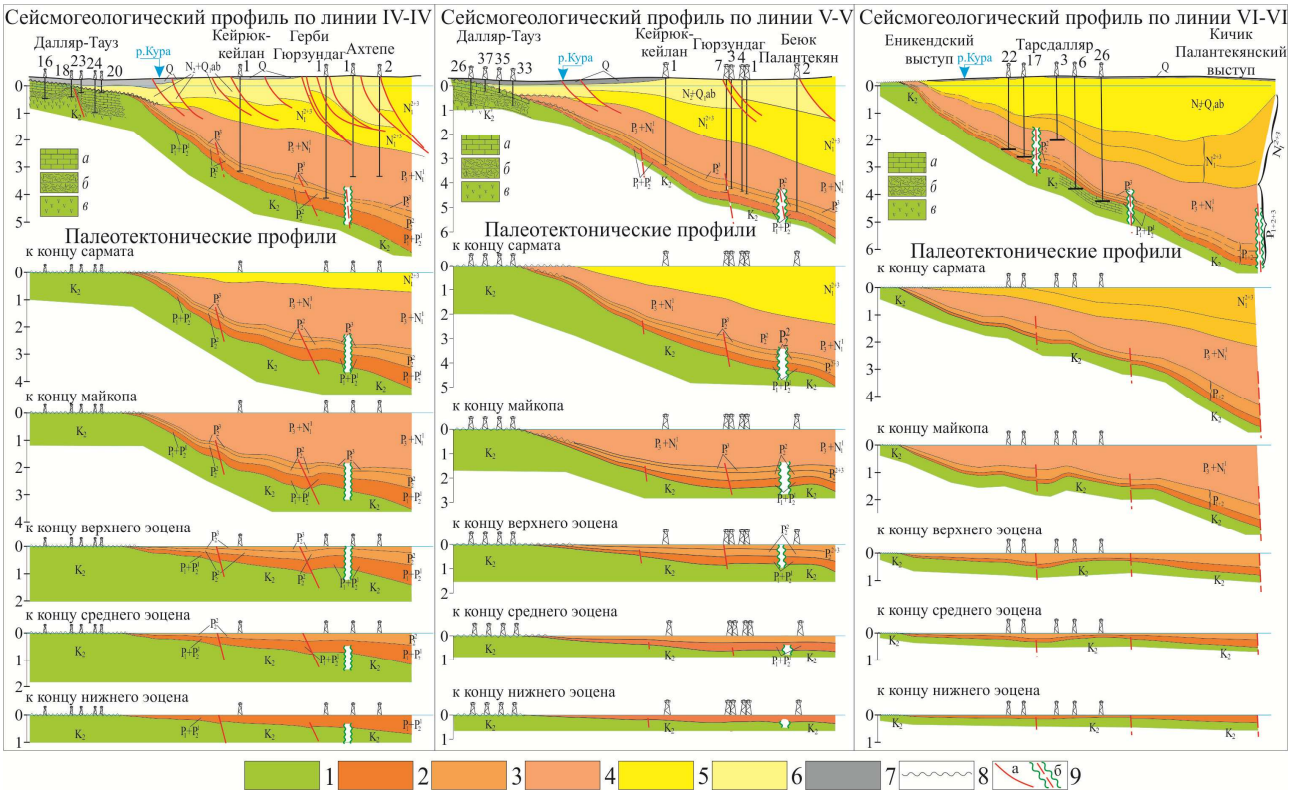


Рис. 5. Палеотектонические профили
Условные обозначения даны на рис. 4

Начиная с майкопской эпохи и кончая сарматским веком, поверхность отложений верхнего мела, нарушенная разрывами без относительно больших структурных изменений, погружается на значительную глубину и приобретает отчетливое моноклинальное залегание.

Тенденция к погружению в конце неоген-антропогенового периода сменяется положительной инверсией, которая характеризуется «интенсивными проявлениями разрывных дислокаций надвигового характера» (Мамедов, 1973) и затрагивает лишь осадочный покров неогеновых отложений. Вероятно, высокая пластичность глинистой толщи майкопа служит "буферной" зоной, в которой крупные разрывы не распространяются, лишь «под воздействием горизонтальных движений их реологическая активность способствует передаче упругих деформаций в надстилающие комплексы, что приводит к образованию в последних дизъюнктивов взбросового и надвигового типов (особенно в Иорском прогибе) в миоцен-четвертичных отложениях» (Кулиев, 1991).

Вышеизложенное подтверждает выводы А.В.Мамедова (1973), в монографии которого подчеркивается: «В общей сложности наблюдается некоторая генетическая связь локальных структур и их взбросово-надвиговых нарушений с региональными и глубинными разломами. Распространение последних на границах разных тектонических единиц и значительная амплитуда перемещения разобщенных ими блоков способствовали в зонах этих разрывов распространению складчатости и развитию широкой сети разрывов покровного или локального типа».

Приведенные факты и соображения дают основание считать, что разрывные деформации верхнемел-эоценового комплекса в результате влияния глубинных разломов проявили конседиментационный и постседиментационный характер развития, что является благоприятным фактором для формирования тектонически экранированных залежей нефти и газа.

Таким образом, исходя из конкретных геологических условий НГР междуречья Куры и Габырры и общих закономерностей строения тектонически экранированных залежей в Куринской впадине (Ахундов, 2011), можно наметить наиболее перспективные участки для проведения поисково-разведочных работ на мезозойские отложения.

В первую очередь поисковые скважины целесообразно пробурить:

– в западной части региона на структуре Союгбулаг, где предполагается наличие ловушки типа дизъюнктивного экрана в зоне антиклинального перегиба;

– в центральной зоне, где перспективным является Айридеринский выступ, который, возможно, является расформированным палеоподнятием, примыкающим к разрыву.

В связи с тем, что зоны развития большинства локальных структур ограничены разрывами, с целью вскрытия вулканогенных отложений верхнего мела предлагаем возобновить бурение на площадях Джахандар, Ахтепе, Беюк Палантекян, Кесаман и Гюрзундаг. Перспективы нефтегазоносности на этих участках связаны с глубоко залегающими карбонатными и терригенно-карбонатными породами.

Считаем также целесообразным возобновить бурение на площади Тарсдалляр с целью вскрытия нижнемеловых отложений, где перспективы нефтегазоносности связываются с терригенными отложениями апт-альбского возраста.

ЛИТЕРАТУРА

АЛИЕВ, А.И. 2010. Где искать мезозойскую нефть? Что для этого надо? *АНХ,* 11,70-78.

АХУНДОВ, Ш.Х. 2011. Перспективы поисков сложнопостроенных (тектонически-экранированных) залежей углеводородов (УВ) в Куринской впадине. *Ученые труды НИПИнефтегаз*, 3, 20-23.

АХУНДОВ, Ш.Х., ГАНИЕВ, А.А. 2006. О связи нефтегазоносности бассейна седиментации с темпами тектонических движений и скоростями осадконакопления (на примере Габырры-Аджиноурского прогиба). *АНХ,* 10, 20-24.

КЕРИМОВ, К.М., РАХМАНОВ, Р.Р., ХЕИРОВ, М.Б. 2001. Нефтегазоносность Южно-Каспийской мегавпадины. Адилоглы. Баку.

КОЧАРЛИ, Ш.С. 2010. К проблеме мезозойской нефти в Азербайджане: исходные геологические критерии и их подтверждаемость. *АНХ,* 4, 8-13.

КУЛИЕВ, К.Г. 1990. Майкопская серия Среднекуринской впадины и перспективы поисков в ней залежей нефти и газа. Автореф. дис. … канд.геол-минер.наук. Баку. 18 с.

МАМЕДОВ, А.В. 1973. Геологическое строение Среднекуринской впадины. Элм. Баку.

ХУДУЗАДЕ, А.И., АХУНДОВ, Ш.Х., МУСТАФАЕВ, Ю.Р., ГУРБАНОВ, М.Ф. 2015. Литолого-фациальные и палеотектонические критерии формирования залежей углеводородов палеогенового комплекса отложений нефтегазоносного района междуречья Куры и Габырры. *АНХ,* 12, 6-12.

ƏLIYEVA, İ.P. 2013. Kür və Qabırrı çaylararası NQR-in Eldaroyuğu-Böyük Palantökən sahəsində kompleks geofiziki (seysmik və qravimaqnitometrik kəşfiyyat) işlərin hesabatı (2/12, 3/12, 4/12 saylı seysmik ekspedisiya). Kəşfiyyatgeofizika İdarəsi. Bakı.

HACIZADƏ, F.M. 2003. Azərbaycanın Orta Kür çökəkliyin geoloji quruluşu və neft-qazlılığı. Adiloğlu. Bakı.

NURƏLIYEVA, A. 2006. Kür və Qabırrı çaylararası NQR-in Cahandar sahəsində 2005-2006-cı illərdə aparılmış seysmik-kəşfiyyat işlərinin hesabatı (seysmik dəstə №11/05). Kəşfiyyatgeofizika İdarəsi. Bakı.

Рецензент: член-корреспондент НАН Азербайджана Т.Н.Кенгерли

ТЕОРИЯ И ПРАКТИКА РАЗРАБОТКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕФТИ И ГАЗА

© З.Я.Аббасов, В.М.Фаталиев, 2017

ИЗУЧЕНИЕ ФАЗОВОГО ПОВЕДЕНИЯ ГАЗОКОНДЕНСАТНЫХ СИСТЕМ ПРИ ДАВЛЕНИЯХ ВЫШЕ ОБЛАСТИ РЕТРОГРАДНОЙ КОНДЕНСАЦИИ

З.Я.Аббасов, В.М.Фаталиев

Институт геологии и геофизики НАН Азербайджана
AZ1143, Баку, просп. Г.Джавида, 119

В статье анализируются результаты экспериментов по изучению характеристик фазовых переходов газоконденсатных систем при высоких давлениях за пределами ретроградной области. При этом выявлена физико-термодинамическая сущность фазовых превращений в газоконденсатных системах и экспериментально установлена возможность существования жидкой фазы до начала вступления залежи в эксплуатацию.

Введение

Известно, что в большинстве случаев поведение газоконденсатной системы изучается до области давлений, при которых происходит процесс ретроградной конденсации. Это связано в основном с тем, что в данном диапазоне давлений добываются основные объемы газа и конденсата. Но в последнее время нами (Абасов и др., 2007; Абасов и др., 2009; Abasov et al., 2005) и другими исследователями (Al-Attar, 2008; Changjun et al., 2012; Chang-Yu et al., 2012; Ke-Le et al., 2013) проводятся как экспериментальные, так и теоретические исследования по изучению фазового поведения газоконденсатных систем в области давлений выше давления ретроградной конденсации.

Об актуальности подобных исследований свидетельствует тот факт, что в мире открыто много сверхглубоких газоконденсатных залежей, у которых значение начального пластового давления превышает 100 МПа (Song et al., 2004; Ungerer et al., 1995). Между тем отметим, что количество экспериментальных данных по указанным выше интервалам давления весьма ограничено.

Ниже приводится небольшой анализ подобных данных, представляющих, на наш взгляд, определенный интерес при выяснении специфики фазового поведения газоконденсатных систем при высоких давлениях.

Анализ некоторых экспериментальных исследований

Весьма интересны результаты экспериментов, представленных в работе (Ke-Le et al., 2013), в которой по двум газоконденсатным пробам при температурах 313,2; 343,2; 373,2 и 408,0К исследовалась закономерность изменения объемных свойств системы (коэффициент сжимаемости) до достижения давления 116 МПа. Было установлено, что при заданных температурах давление ретроградной конденсации соответственно имеет значения: 40,29; 36,89; 36,1 и 34,50 МПа. При этом коэффициент сжимаемости системы прямолинейно растет в зависимости от давления, но эта тенденция отмечается только до достижения величины давления 45-50 МПа, затем наблюдается обратная картина. Однако в работе не рассматривается физико-термодинамическая сущность данного феномена.

В целях изучения влияния давления в интервале 10,45-41,47 МПа и температуры в пределах 278,15-3835К на параметры газоконденсатной системы в области ретроградной конденсации была использована рекомбинированная смесь, состоящая из 5 компонентов: метана,

пропана, пентана, декана и гексадекана (Gozalpour et al., 2003). Созданная смесь сжималась в бомбе pVT до давления 41,47 МПа. Анализ полученных данных показывает, что соотношение объемов газоконденсатной системы при давлении на 10-12 МПа выше давления ретроградной конденсации и в точке равенства плотностей фаз изменяется по синусоидальному закону.

Однако в работе (Song et al., 2004) рассматривались методы наиболее точного определения коэффициента сжимаемости и давления начала ретроградной конденсации для газоконденсатных систем при высоких давлениях выше 100 МПа. В экспериментах отобранная проба при температуре 407,2К и давлении 106,3 МПа сжималась до однофазного состояния, и при этом наблюдалась газовая смесь бледно-желтого цвета. По мере снижения давления цвет системы менялся до бледно-красного, который сохранялся до достижения давления 45 МПа. Дальнейшее снижение давления приводило к переходу системы в состояние тумана. Затем при уменьшении давления наблюдалось сгущение тумана, появление мелких капель жидкости и их оседание. Исходя из этих наблюдений, измеренная величина давления 40,2 МПа принималась как давление ретроградной конденсации системы. По описанной методике проводились экспериментальные исследования по 3 пробам, и было отмечено, что аналогичная картина наблюдалась при давлениях выше давления ретроградной конденсации.

На базе проб газа и конденсата из скважин 111 и 56 глубокозалегающего месторождения Булла-дениз (Азербайджан) была исследована рекомбинированная система при давлении 60-80 МПа и температуре 353К, при этом конденсат имел плотность соответственно 745,7 и 810,67 кг/м^3. В данном случае целью исследований являлось создание информационной базы для разработки математических моделей прогноза и определения показателей разработки газоконденсатных залежей (Гамидов, 1999).

В работах (Абасов и др., 2007; Абасов и др., 2009; Abasov et al., 2005) приведены результаты специальных экспериментов на базе рекомбинированной газоконденсатной смеси продукции месторождения Булла-дениз, в них система характеризовалась конденсатосодержанием 200 г/м^3 и плотностью конденсата 745,7 кг/м^3. Эти эксперименты проводились с целью удостовериться в наличии второй ретроградной области, выявленной на основании молекулярно-кинетической теории газов и расположенной значительно выше первой ретроградной зоны. Эксперименты проводились на pVT установке типа УГК при 4 значениях температуры в интервале 70-110^{0}C. Впервые было установлено, что при изотермическом повышении давления выше давления ретроградной конденсации начинается новая конденсация и процесс завершается выпадением жидкой фазы. Образовавшаяся жидкая фаза отличалась от газовой темно-зеленым цветом, а межфазная граница четко отмечалась явно выраженным мениском. При дальнейшем росте давления наблюдалось увеличение количества выделившейся жидкости от 2 до 6%. Авторы работ, обозначая данный феномен как вторую зону нормальной конденсации, исследовали процесс в большом диапазоне температур. В результате этих исследований было выявлено, что в интервале между критической температурой и криконденбаром процессы испарения и конденсации носят циклический характер в зависимости от величины давления. Другими словами, система может вторично конденсировать в области выше криконденбара. Был сформулирован вывод о том, что величина давления, соответствующая второй зоне нормальной конденсации, становится равной давлению в критической точке и растет с ростом температуры.

В работе (Бабаев и др., 1992) представлены результаты экспериментальных исследований в pVT бомбе и пористой среде. При этом рекомбинированная система состояла из природного газа и нормального гексана, ее плотность измерялась на аналитических весах в интервале давлений 20-33 МПа, т.е. выше давления начала конденсации (16,5 МПа). По результатам анализа экспериментальных данных было установлено, что в указанном интервале давлений плотность системы вначале снижается, а затем возрастает. Авторы работы наблюдаемое "аномальное" явление связывали с образованием микрозародышей конденсата.

Таким образом, как становится ясно из приведенных выше сведений, при давлениях выше давления ретроградной конденсации однозначно судить о физико-термобарических процессах, происходящих в газоконденсатных системах, не представляется возможным. С другой стороны, большое разнообразие в составах газоконденсатных систем, несовершенство имеющейся теоретической базы, а также недос-

таточное количество экспериментальных данных создают трудности при разработке наиболее точных математических моделей для описания пластовых процессов при разработке газоконденсатных залежей (Chang-Yu et al., 2012; Changjun et al., 2012).

Важность указанных термобарических условий при разработке газоконденсатных залежей

Учитывая актуальность приведенных выше проблем и важность глубокого изучения указанных термобарических условий при разработке газоконденсатных залежей, было обращено внимание на некоторые результаты экспериментов, приведенных в работе (Мамедова, 2011), которые были повторно проанализированы. В результате были получены новые представления о самом процессе, происходящем в условиях выше ретроградной конденсации.

На рис.1 представлены данные о результатах исследований при контактной конденсации рекомбинированной системы, составленной по пробам газа и конденсата из скв. №20 месторождения Булла-дениз при пластовой температуре 387K. Состав (моль.%): метан – 89,12; этан – 4,5; пропан – 1,72; бутан – 0,87; пентан – 0,36; гексан – 0,07; гептан – 0,02; CO_2 – 0,4; стабилъная фракция – 2,94; конденсатосодержание – 410 г/м^3.

Как видно из рис.1, зависимости объемов газовой и жидкой фаз от давления, а также отношение жидкой фазы к общему объему системы в процентах при высоких давлениях носят сложный характер. Это создает определенные трудности в нахождении наиболее точной величины давления начала ретроградной конденсации системы. В работе (Мамедова, 2011) обоснована причина определения величины давления начала ретроградной конденсации, равной 62,5 М Па (по пересечению изотермы с осью X или осью давления). Однако, как видно из рис.1, после заштрихованной зоны 1 (давление ретроградной конденсации – 62,5 МПа) наблюдаются существенные изменения в характере зависимости объема как жидкой, так и газовой фаз от давления. Понижение количества жидкой фазы при этом приостанавливается, его дальнейшее увеличение происходит при повышении давления до величины 72,0 МПа, после достижения которой количество жидкости остается постоянным. Соответственно количество жидкости в общем объеме, выраженное в процентах, не снижается ниже 2,2%, а после достижения давления 70,0 МПа наблюдается тенденция к некоторому его повышению.

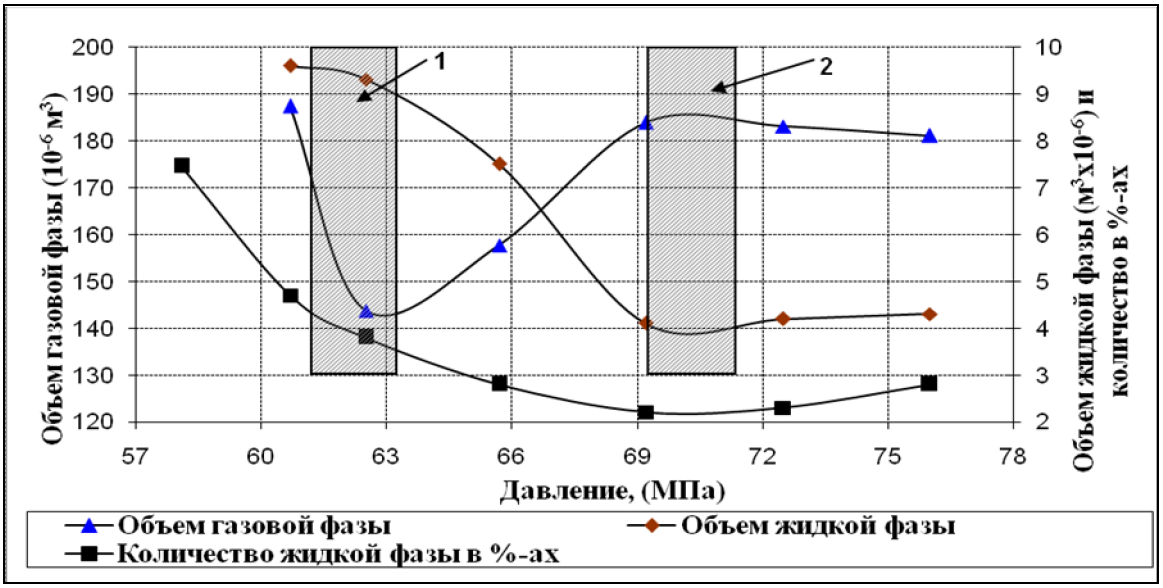


Рис. 1. Графики зависимости данных контактной конденсации от давления по пробам скв. №20 месторождения Булла-дениз при температуре 387 К

Согласно наблюдениям исследователей (Абасов и др., 2009; Abasov et al., 2005), при давлениях выше давления ретроградной конденсации мениск между фазами исчезает и процесс перехода из жидкости в газовое состояние приобретает непрерывный характер, поэтому становится трудным определение количества жидкой фазы в системе жидкость-газ. Отметим, что физико-термодинамические закономерности, наблюдаемые при исследовании газоконденсатной пробы из скв. №20, были выявлены и при исследовании газоконденсатной пробы из скв. №22, для которой эксперименты проводились при температуре 393К (рис.2). Состав (моль.%): метан – 89,7; этан – 4,14; пропан – 1,42; бутан – 0,72; пентан – 0,31; гексан – 0,27; гептан – 0,25; CO_2 – 0,21; стабилъная фракция – 2,98; конденсатосодержание – 463 г/м^3.

На рис. 2 происходящие физические процессы отображены более четко: отношение количества жидкой фазы к общему объему, выраженному в процентах, т.е. видимый (через глазок) в pVT бомбе объем жидкости, при значениях давления 65-67 МПа стабилизируется, но с ростом давления выше 69-70 МПа количество жидкой фазы вновь увеличивается.

Исследованиями (Мамедова, 2011) было установлено, что при повышении давления до 65,0 МПа количество жидкой фазы относительно общего объема резко уменьшается до 3,8% и давление 65-67 МПа соответствует давлению ретроградной конденсации системы. Этот факт был установлен по пересечению изотермы с осью X или осью давления. Однако увеличение давления выше давления ретроградной конденсации (интервал давления 65-67 МПа охватывает заштрихованную зону на рис.2) приводит вначале к некоторой стабилизации количества жидкой фазы, а в случае повышения давления до 69-70 МПа – к постепенному его росту от $4{,}8\cdot10^{-6}$ м^3 до $5{,}1\cdot10^{-6}$ м^3.

На рис.2 для скв.22 в сравнении со скв.20 более наглядно демонстрируется изменение объема газовой фазы в зависимости от давления. Так, при повышении давления выше давления ретроградной конденсации объем газовой фазы растет, но после достижения давления 69-70,0 МПа наблюдается обратная тенденция (объем газовой фазы начинает снижаться), при которой наблюдается рост количества жидкой фазы. Поэтому в интервале давления 69-70,0 МПа может происходить выделение конденсата. Далее исследователи (Мамедова, 2011) согласно плану постановки термодинамических экспериментов изучали составы фаз продукции названных выше скважин в пластовых условиях, для чего были отобраны пробы из газовой и жидкой фаз при различных давлениях и постоянной температуре, близкой к пластовой, и был определен углеводородный состав. При этом были изучены физические свойства фаз в области давлений ретроградной конденсации.

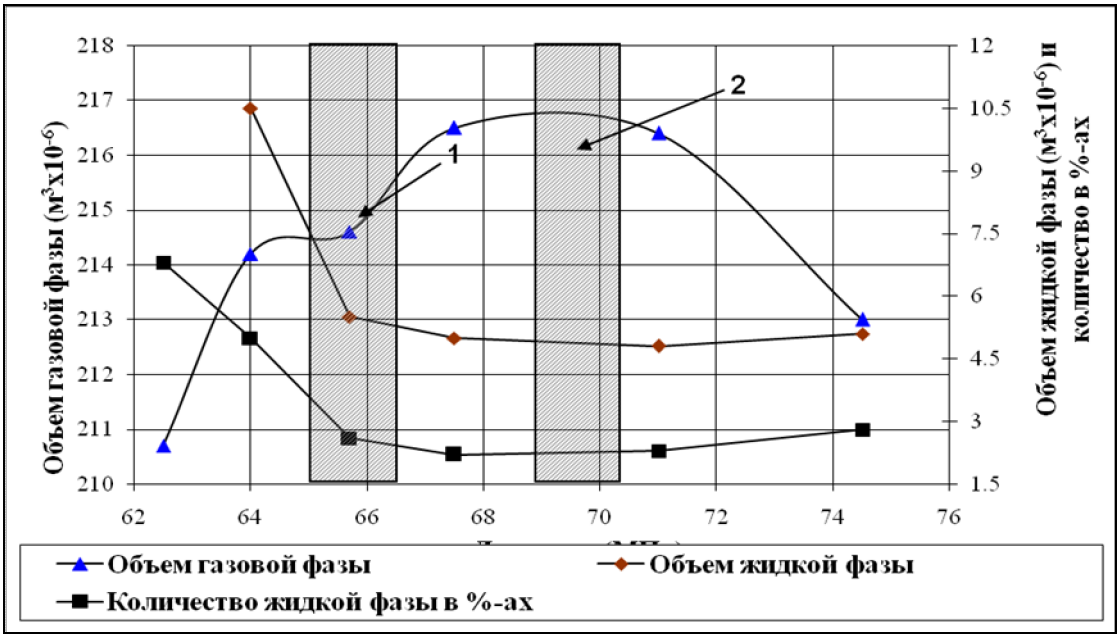


Рис. 2. Графическое изображение данных контактной конденсации системы при 393К на базе газоконденсатной пробы скв. №22 месторождения Булла-дениз

На рис. 3 приведен график зависимости газоконденсатного фактора и количества фракции C_{5+} от давления.

Как видно из рис.3, при повышении давления от 62,5 МПа до 69,2 МПа уменьшение содержаний стабильного конденсата в единице объема газовой фазы от 360 г/м^3 до 356 г/м^3 и компонентов C_{5+} от 372 г/м^3 до 369 г/м^3 еще раз свидетельствует о конденсации жидкости из газовой фазы при давлениях выше давления ретроградной конденсации.

Данный феномен был рассмотрен в работах (Абасов и др., 2007; Абасов и др., 2009; Abasov et al., 2005), где показано наличие "второй" зоны конденсации при давлениях, значительно превышающих давления ретроградной конденсации, определяемой по выпадению первой капли конденсата.

В этих исследованиях была использована система, состоящая из конденсата и газа плотностью соответственно 745,7 кг/м^3 и 0,7322 кг/м^3, состав (моль.%): C_1 – 91,61; C_2 – 4,79; C_3 – 1,41; i-C_4 – 0,55; n-C_4 – 0,69; i-C_5 – 0,15; n-C_5 – 0,1; C_6 – 0,02. Количество фракции C_{5+} составляло 8 г/м^3. В проведенных экспериментах состав системы и ее конденсатосодержание (250 г/м^3) сохранялись постоянными, полученные при этом экспериментальные данные позволили исследовать контактные изотермы в условиях различных температур.

На рис.4 показаны изотермы данной газоконденсатной смеси при температурах 348 и 380К, и здесь явно просматривается вторая зона нормальной конденсации при давлениях, превышающих давления ретроградной конденсации. Заштрихованная 1 зона характеризует величину ретроградной конденсации, а 2 зона – давление начала конденсации второй области. Как видно из полученных данных, в отличие от выше исследованных газоконденсатных систем в этом случае разница между давлениями различных зон достаточно высокая и доходит до 20,0 МПа.

Отметим, что в экспериментах после определения давления ретроградной конденсации оставшаяся жидкая фаза ("хвост") была удалена из системы. Другими словами, остались без внимания эффекты, являющиеся результатом взаимного растворения фаз при высоких давлениях, из-за которых контактные изотермы с ростом температуры от 348 до 380К перемещаются влево. Причиной этого является приближение температуры и давления к их криконден-значениям. На основании указанных исследований было установлено, что при высоких давлениях, намного превышающих давления ретроградной конденсации системы, возможно существование не растворяющейся в газовой фазе "свободной жидкости", которая в приведенных выше работах обозначалась как "рассеянные жидкие углеводороды". При этом показано, что свойства газовой и жидкой фаз с изотермическим ростом или снижением давления постоянно изменяются, в результате усиливаются массообменные процессы между фазами. Учет данного эффекта в процессе разработки и эксплуатации газоконденсатных залежей, на наш взгляд, является весьма важным.

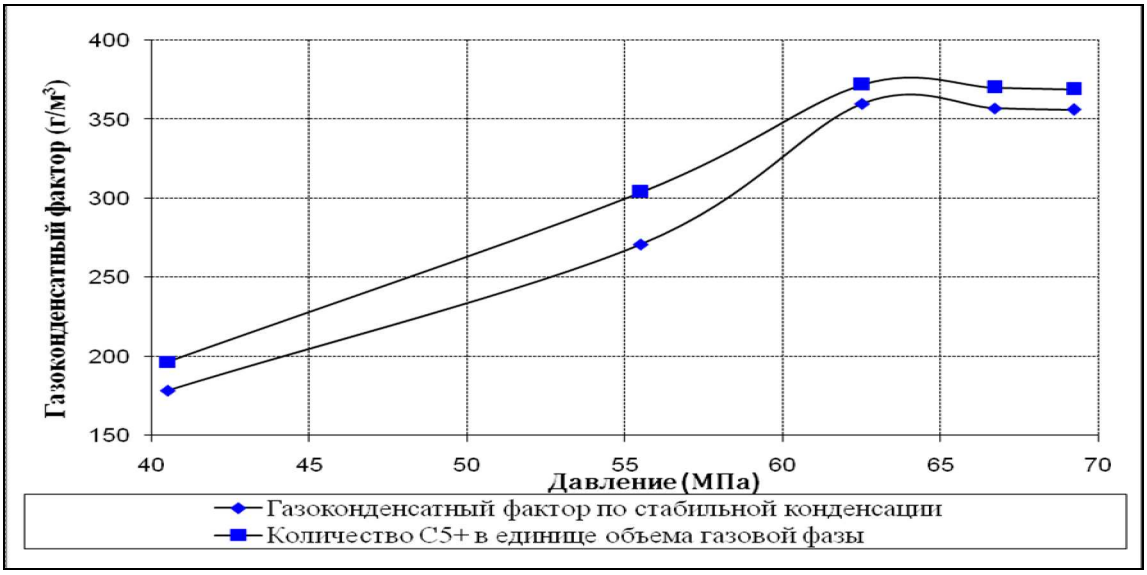


Рис. 3. График зависимости газоконденсатного фактора (по количеству стабильного конденсата фракции C_{5+} скв. №20 Т=387К) от давления

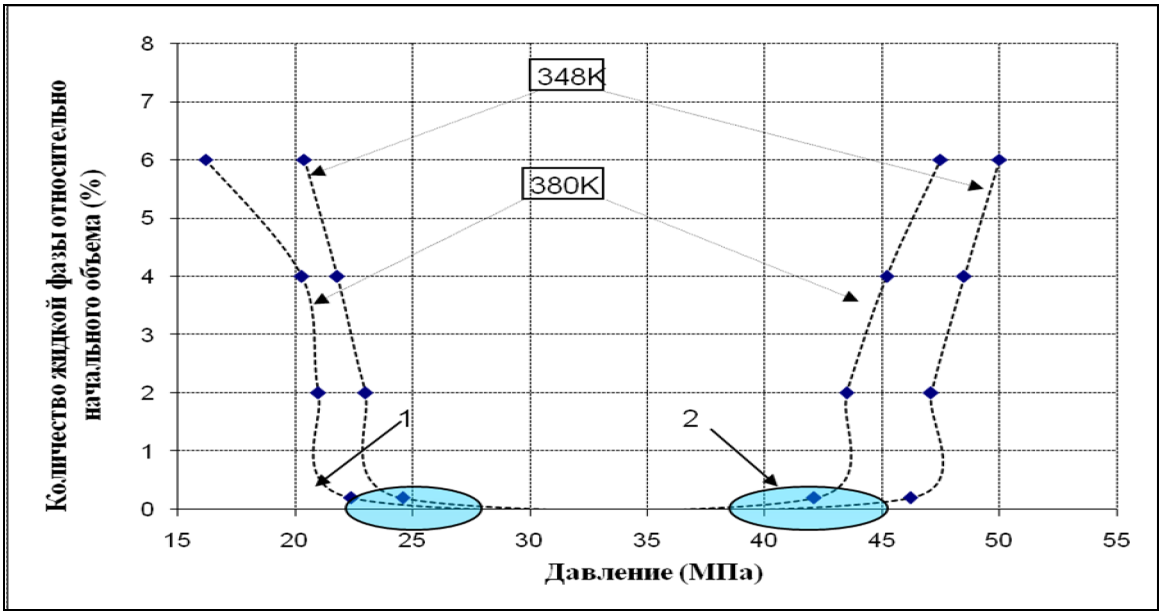


Рис. 4. Изотермы контактной конденсации рекомбинированной системы при температуре 348 и 380К

Заключение

1. Из анализа экспериментальных и теоретических исследований в области давлений выше давлений ретроградной конденсации становится очевидным: недостаточность имеющихся в распоряжении материалов, большое разнообразие в составах и свойствах природных систем, несовершенность используемой теоретической базы и математических моделей создают острую необходимость поиска новых решений для глубокого изучения таких процессов, протекающих в газоконденсатных месторождениях.

2. На базе собственных физико-термодинамических экспериментов на пробах газоконденсатных систем залежи VII горизонта месторождения Булла-дениз выявлена физическая сущность процессов, происходящих в условиях выше давления ретроградной конденсации, установлена возможность существования жидкой фазы до начала вступления залежи в эксплуатацию. При этом показано, что основные физико-термодинамические свойства жидкой и газовой фаз с изотермическим ростом или снижением давления претерпевают изменения и процесс сопровождается интенсивным межфазным массообменом.

ЛИТЕРАТУРА

АБАСОВ, М.Т., АББАСОВ, З.Я., ФАТАЛИЕВ, В.М., ГАМИДОВ, Н.Н., МАМЕДОВА, Г.Г. 2007. Новое о механизме фазовых превращений в газоконденсатных системах. *АНХ*, 10, 21-28.

АБАСОВ, М.Т., АББАСОВ, З.Я., ФАТАЛИЕВ, В.М., ГАМИДОВ, Н.Н., МАМЕДОВА, Г.Г. 2009. О фазовых превращениях при разработке газоконденсатных залежей. *Доклады РАН*, 427, 6, 802-805.

БАБАЕВ, Р.Д., СУЛЕЙМАНОВ, А.А., АБДЕЛЬ, М. 1992. Экспериментальное исследование фильтрации газоконденсатных систем. *АНХ*, 7-8, 49-52.

ГАМИДОВ. Н.Н. 1999. Исследование испаряемости конденсата в присутствии углеводородных и неуглеводородных газов. Дис... канд. тех. наук. Баку, 122 с.

МАМЕДОВА. Г.Г. 2011. Закономерности изменения физико-химических и термодинамических свойств флюидов газоконденсатных залежей по месторождениям Азербайджана. Дисс... доктора философии по техническим наукам. Баку, 139 с.

ABASOV, M.T., ABBASOV, Z.Y., FATALIYEV, V.M., HAMIDOV, N.N. 2005. A new phenomenon in phase transformations of gas-condensate systems and its experimental study. *Doklady of Russian Academy of Sciences, Earth Sciences,* 403A, 6, 858-860.

AL-ATTAR, H. 2008. Performance of wellhead chokes during sub-critical flow of gas condensates. *Journal of Petroleum Sicence and Engineering*, 60, 205-212.

CHANGJUN, L., WENLONG, J., XIA, W. 2012. Application of Lee-Kesler equation of state to calculating compressibility factors of high pressure condensate gas. *Energy Procedia,* 14, 115-120.

CHANG-YU, S., HUANG, L., KE-LE, Y., QING-LAN, M., BEI, L., GUANG-JIN, CH., XIAN-JIAO, X., HAI-YING, W., XI-TIAN, Z., SHI, L. 2012. Experiments and modeling of volumetric properties and phase behavior for condensate gas under ultra-high-pressure conditions. *Ind. Eng. Chem. Res.*, 51, 19, 6916-6925.

GOZALPOUR, F., DANESH, A., TODD, A.C., TEHRANI, D.-H., TOHIDI, B**.** 2003. Vapour-liquid equilibrium volume and density measurements of of five-component gas condensate at 278.15-383.15K. *Fluid Phase Equilibria,* 206, 1-2, 95-104.

KE-LE, Y., HUANG, L., CHANG-YU, S., QING-LAN, M., GUANG-JIN, C., DE-JI, S., XIANG-JIAO, X., HAI-YING, W. 2013. Measurement and calculation of gas compressibility factor for condensate gas and natural gas under pressure up to 116 MPa. J. *Chem. Thermodynamics*, 63, 38-43.

SONG, W., JIANG, T., WANG, Z., LI, R., FENG, J., ZHU, Z. 2004. Development techniques for abnormal high-pressure gas fields and condensate gas fields in Tarim Basin, *SPE Asia Pacific Oil and Gas Conference and Exhibition*, 18-20 October, Perth Australia.

UNGERER, P., FAISSAT, B., LEIBOVICI, C., ZHOU, H., BEHAR, E., MORACCHINI, G., COURCY, J.P. 1995. High pressure-high temperature reservoir fluids. *Fluid Phase Equilib.*, 111, 2, 287-311.

Рецензент: член-корреспондент НАН Азербайджана Э.М.Рамазанова

ГЕОГРАФИЯ

R.H.Gardashov, T.H.Gardashova, Kh.T.Huseynova, T.R.Mammadov, G.S.Mammadova, 2017

MATHEMATICAL MODEL OF SOLAR RADIATION OF AZERBAIJAN

R.H.Gardashov[1], T.H.Gardashova[2], Kh.T.Huseynova[1], T.R.Mammadov[3], G.S.Mammadova[1]

1 – *Institute of Geography of Azerbaijan National Academy of Sciences*
2 – *Azerbaijan University of Architecture and Construction*
3 – *State Oil Company of Azerbaijan Republic (SOCAR)*

The model for calculation of the global solar radiation and its components in the territory of Azerbaijan with high spatial and temporal resolution is developed. The main factors acting the falling solar radiance, both deterministic (solar azimuth, zenith and relief of the territory) and random (atmosphere turbidity, cloud amount) are taken into account. The correctness of the model has been tested and trusted by natural experiments. Model can be used to determine the optimal places for construction of solar plants, especially on mountainous regions where shadow of the Sun by relief is essential.

Introduction

Knowledge of spatial and temporal distribution of the solar radiation over the certain territory is very important for optimal choosing of locations of Solar Plants and orientation of solar panels.

The amount of the solar radiation (energy) falling to Earth surface at any place dependents on several factors. Some of these are deterministic and others random. Deterministic factors are:

1) for any chosen point on the Earth the position of the Sun in the sky, that is the zenith and azimuth angles of the Sun which are determined by formulae of astronomy;

2) Relief of the territory surrounding the chosen point, which can be determined from DEM (Digital Elevation Model) of territory.

The factors of random nature are specified by meteorological conditions (cloud, fog, aerosol, etc.) and can be taken into account either by using of statistical data or satellite data depending on characteristics which should be determined.

As the distribution of solar radiation over the Earth is basic factor which forms the climate of the Earth, it is natural that a lot of investigations have been carried out on this problem in the authoritative scientific centres of the world and data base, maps for different regions have been prepared.

The map "Global Solar Radiation in USSR" prepared in year 1982 (//geography.su/atlas/item /f00/s00/z0000000/map132.html) for mountainous regions of USSR (including Azerbaijan) doesn't give any information on solar radiation because of absence of measurements. This map gives only annual average value of solar radiation for lowland region of Azerbaijan with very low spatial resolution.

The study of main factors (temperatures of land and air, rainfall, balance of radiation and heat, clouds, relative humidity) forming of the climate has been carried out by E.M.Şıxlinski et al. (1978) and results have been given in 1:500 000 scale atlases. Here, the distribution of the sun radiation has been obtained on 30 annual (1936-1965) actinometrical information on the basis of method prepared in the Main Geophysical Observatory (Главная Геофизическая обсерватория им. А.И.Воейкова). This map shows the high level of solar radiation in mountain regions of Azerbaijan, which is incredible because the significant part of mountain region is valley where the level of solar radiation is very low (caused by shadowing of Sun and high probability of cloud, fog). Therefore, the values of solar radiation presented in this map should be treated as radiation at the top of mountain and not the radiation on the ground of relief. Mountain regions have a very complex relief and for determination of the solar radiation distribution over such area the dense grid of points and long-time measurement are required. But the realization of such measurement is not practically possible task. Therefore only reasonable way to estimate solar radiation distribution over mountain regions is the calculation on the

trusted radiation model. The creation of such model is the aim of present work.

The mathematical model developed by us consists of four stages. The first stage: for the any given moment of time the location of the Earth on the elliptical orbit around the Sun is found. The second stage: for this considered moment of time the latitude and the longitude of the Sun are determined. The third stage: in any point on the Earth and at this considered moment of time the solar zenith and azimuth are found. The fourth stage: for considered moment of time and point the amount of global (direct + diffuse) solar radiation falling onto the Earth surface is calculated.

Determination of the Earth Location in orbit

The location of the Earth in orbit is determined by the solution of Kepler's equation of orbital motion:

$$M = E - e\sin E \qquad (1)$$

where E – eccentric anomaly, M – mean anomaly. Eccentric anomaly E is related to the true anomaly φ equation:

$$\varphi = 2\arctan\left(\sqrt{\frac{1+e}{1-e}}\tan\frac{E}{2}\right)+\frac{\pi}{2} \qquad (2)$$

where $e = 0.016729$ – eccentricity of the Earth's orbit. Mean anomaly M related to the time t (*seconds*), reckoned from the moment of the vernal equinox: $M = \frac{\sqrt{GM_s}}{a^{3/2}}\cdot t \approx 0.199\times10^{-6}\cdot t$; where, $M_s = 1.98855\times10^{30}\,kg$ – solar mass; $G = 6.67408\times10^{-11}\,m^3kg^{-1}s^{-2}$ – gravitational constant, $a = 1.496\times10^{8}\,km$ – semimajor axis of the elliptic Earth's orbit (Figure 1). The joint solution of equations (1) and (2) gives the dependence of the angle φ on the time t: $\varphi = \varphi(t)$, i.e. the location of the Earth in orbit at any given time (Gardashov and Eminov, 2015). For the solution of Kepler's equation various methods have been developed (Taff, 1985). The capabilities of modern computers allow us to solve numerically the equations (1) and (2) with great accuracy.

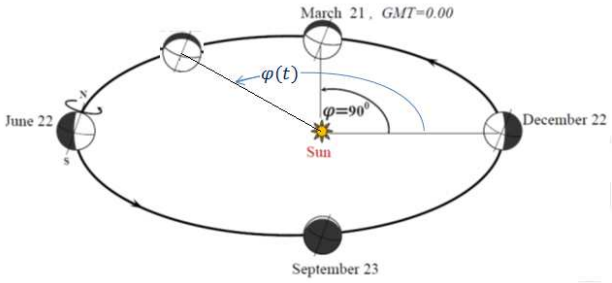


Figure 1. The motion of the Earth around the Sun

Determination of the solar latitude and longitude

Suppose that, at the moment of the vernal equinox ($t = 0$), (around March 21), the Greenwich Mean Time (GMT) is: $GMT0$. The precise value of $GMT0$ is determined by astronomical calculations and varies from year to year. At the moment $t = 0$, the meridian of Greenwich will have an angle $\varphi_{GMT0} = \frac{\omega}{2\pi}\cdot GMT0$ from the direction of AB (Figure 2), where, $\omega = \frac{2\pi}{T_{sid}}$, $T_{sid} = 23.96\,h = 86256\,\text{sec}$. – sidereal rotation period of the Earth. Then, at time $t > 0$ the Greenwich meridian will form with the direction of *AB*, the angle:

$$\varphi_G = \varphi_{GMT0} + \omega\cdot t \qquad (3)$$

As it can be seen, the angle φ_G, determining the longitude of the Sun depends on two parameters: t and $GMT0$. From spherical triangles in Figure 2, we determine the latitude θ_{sun} and the longitude φ_{sun} of the Sun:

$$\left.\begin{aligned}\theta_{sun} &= \arcsin\left[-\sin\delta\,\cos\varphi\right]\\ \varphi_{sun}-\varphi_G &= \arcsin\left[-\sin\varphi\,\cos\theta_{sun}\right]\end{aligned}\right\} \qquad (4)$$

Thus, the formulas (4) determine the dependence of the latitude and the longitude φ_{sun} on time t:

$$\left.\begin{aligned}\theta_{sun} &= \theta_{sun}(t)\\ \varphi_{sun} &= \varphi_{sun}(t)\end{aligned}\right\} \qquad (5)$$

since, the angle φ depends on time t.

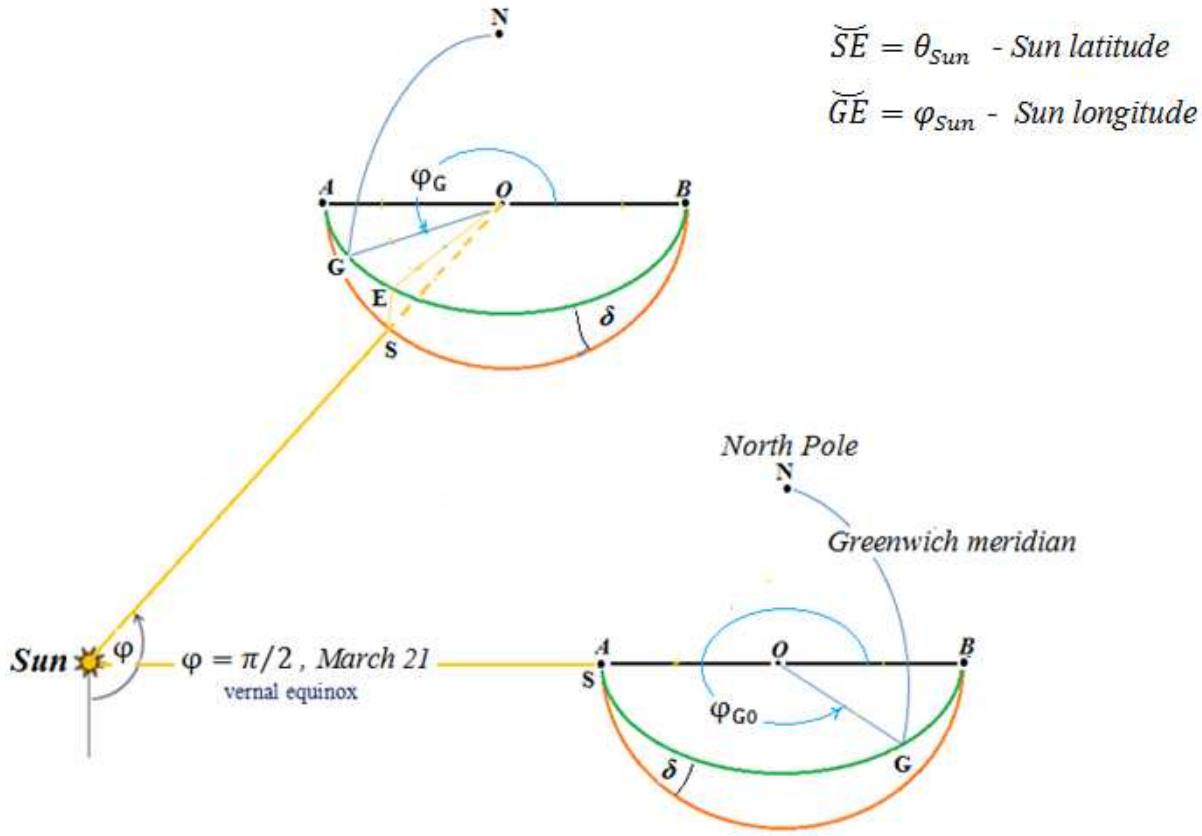


Figure 2. The determination of solar latitude and longitude

Determination of solar zenith and azimuth

To determine the zenith i_{sun} and the azimuth Φ_{sun} angles of the Sun at the given point $M\,(lat = \theta_M\,,\, lon = \varphi_M)$ on the Earth at the given moment of time, let us turn to Figure 3. As we see from the spherical triangular NMS:

$\angle NMS = \Phi_{sun}$; $\angle MNS = \varphi_{sun}$; $\angle NOM = 90^0 - \theta_M$; $\angle NOS = 90^0 - \theta_{sun}$

and $arc\,MS = \angle MOS = i_{sun}$. Applying to the triangular NMS cos-theorem, we obtain:

$$\cos(arcMS) = \cos(arcNM)\cos(arcNS) + \sin(arcNM)\sin(arcNS)\cos(\varphi_{sun} - \varphi_M) \quad (6)$$

$$\cos(arcNS) = \cos(arcNM)\cos(arcMS) + \sin(arcNM)\sin(arcMS)\cos\Phi_{sun} \quad (7)$$

From (6) and (7) we find

$$\cos i_{sun} = \sin\theta_M \sin\theta_{sun} + \cos\theta_M \cos\theta_{sun}\cos(\varphi_{sun} - \varphi_M) \quad (8)$$

$$\cos\Phi_{sun} = \left(\sin\theta_{sun} - \sin\theta_M \cos i_{sun}\right) / \cos\theta_M \sin i_{sun} \quad (9)$$

The formulas (8) and (9) determine the zenith i_{sun} and azimuth Φ_{sun} angles of the Sun on the dependence of point $M(\theta_M, \varphi_M)$ and the time t. Note that this method of determination of the zenith i_{sun} and azimuth Φ_{sun} angles is based to the solution of Kepler equation and should be more precise because the solar declination angle δ is calculated for any considered instant of time, e.i. it is continuous quantity (Gardashov and Eminov, 2015), in opposite to usually used discreet on the days of year values δ (Scharmer and Greif, 2000).

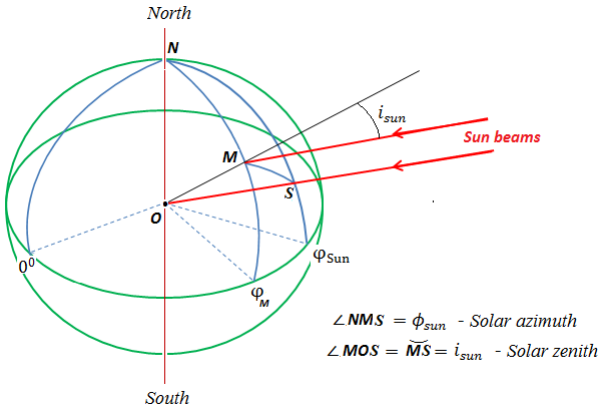


Figure 3. Determination of solar zenith and azimuth

General characterization of solar radiation

The Sun moves in the sky from the east towards to the west and sun rays fall onto the horizontal plan under different angles during the day. Herewith the Sun elevation angle h_{sun} with time t, is rising from zero ($h_{sun} = 0$, sunrise) to maximal value ($h_{sun} = h_{sun,\max}$) and then is decreasing to zero ($h_{sun} = 0$, sunset). The moments of sunrise t_{rise}, sunset t_{set} and maximal Sun elevation angle $h_{sun,\max}$ depend on latitude of point of observation and day of year. Those characteristics for ideal spherical Earth are precisely calculated on formulae of astronomy. Actually, the Earth surface differs from sphere and has complex relief due to mountains, valleys, steppes, oceans.

Therefore, the moments of sunrise t_{rise} and sunset t_{set} will differ from values which are calculated on the formulae of astronomy. For specific observation point, for example, located in deep of valley, those differences can be remarkably greater because of the sunrise is delayed and sunset is forestalled. Thus, the amount of solar radiation falling onto the ground depends on geographical coordinates of observation point, surrounding of this point relief and time of year.

Besides those factors, which are deterministic, the random factors (cloud, fog, aerosol etc.) also affect the amount of solar radiation.

The quantity measure of the solar energy falling onto the surface is *irradiance* or *radiation flux density*. *The irradiance* is the beam energy falling onto the unit surface in the unit time. The measure unit of irradiance is *Watt/m*^{2}, which indicate that the quantity of beam energy falling onto the *unit* area in *1 second* is *1J (Joule)*.

The solar irradiance on a plane perpendicular to the rays, at the mean distance from the Sun to the Earth has the conventional name as *solar constant*, which is equal to *1367 Watt/*m^2. But the irradiance of Earth surface is approximately 3 times less than solar constant due to night, day-time and Sun elevation factors.

In Figure 4, the spectral distribution of solar radiation at the top of atmosphere, at the sea level and its absorption by gases is presented.

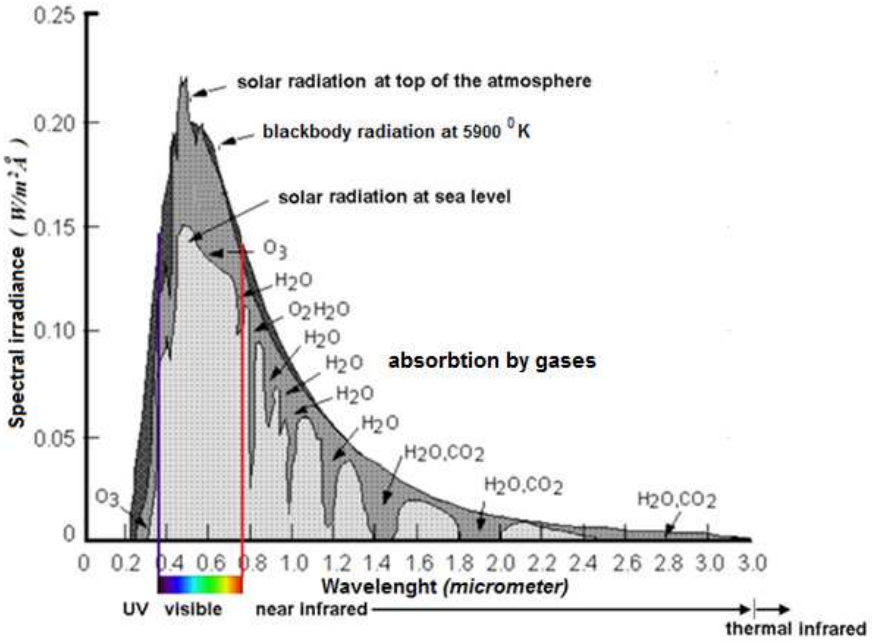


Figure 4. Spectral distribution of solar radiation

Approximately, 8% of solar energy becomes to UV (0.22-0.38 μ*m*), 40% to visible (0.38-0.76 μ*m*) and 52% to infrared (0.76-4.0 μ*m*) diapasons. Passing through the atmosphere the solar radiation is attenuated due to absorption and scattering. It is mainly absorbed by ozone (O_3), water vapour, (H_2O), oxygen (O_2), carbon dioxide (CO_2). So, UV radiation is absorbed by ozone and does not reach the Earth; the visible radiation is principally scattered; the infrared radiation is weakly scattered and strongly absorbed. Thus the solar radiation reaches the Earth with changed spectral content and amount. The investigations have shown that the basic factor influencing on PV characteristics is the amount of radiation and the influence of spectral changing is less than 3%. This important feature allows to take the integrated optical thickness (τ) of the atmosphere in the condition of clean atmosphere as a basic parameter. In the cloudy atmosphere the amount of falling on Earth solar radiation depends on cloud type and cloud amount (*p*), water vapour amount (m_v, g/sm^2) and solar zenith angle (i_{sun}). The global solar radiation which the Earth's surface receives consists of components of *1) direct radiation* (S) – coming from the Sun straight through the atmosphere; 2) *diffused radiation* (S_{sky}) – scattered in all direction in the atmosphere; 3) *reflected radiation* (D_{rel}) – diffuse radiation reflected from relief (Figure 5).

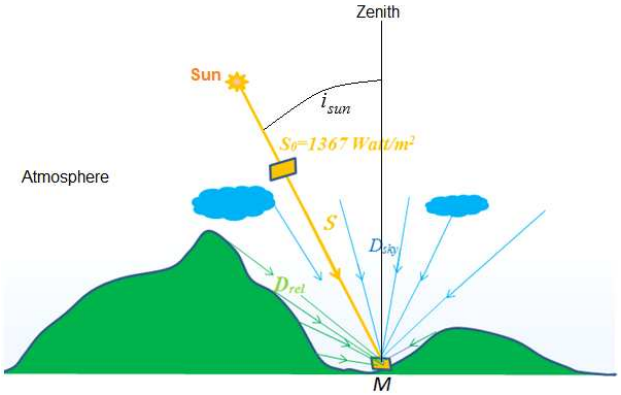


Figure 5. Solar radiation components

In the case when Earth surface has a horizontal plane shape the reflected radiation $D_{rel} = 0$.

Direct solar radiation calculation method

In the case of cloudless atmosphere the radiance of direct solar radiation reaching the Earth surface is determined on Bouguer–Lambert law

$$S_H(i_{sun}) = S_0 \cos i_{sun} \exp\left(-\frac{\tau}{\cos i_{sun}}\right) \qquad (10)$$

Here, $S_0 = 1367 Watt/m^2$ – solar constant, , τ – optical thickness of atmosphere (for standard clear atmosphere $\tau = 0.3$). The optical thickness τ relates to Linke turbidity factor T_{LK} as $T_{LK} = \tau / \tau_R$, where τ_R – Rayleigh optical thickness which takes into account only pure molecular scattering.

The rough values for selecting the Linke turbidity factor are the following (Scharmer and Greif, 2000):

- very clear cold air in winter $T_{LK} = 2$;
- clear warm air $T_{LK} = 3$;
- moist warm air $T_{LK} = 4 \div 6$;
- polluted air $T_{LK} > 2$.

Diffuse radiation calculation method

The diffuse radiation, D_H, falling onto the horizontal plane at the considered point M of the Earth surface can be represented as the sum of diffuse radiation from sky D_{Hsky}, and diffuse radiation from surrounding relief D_{Hrel}. So,

$$D_H = D_{Hsky} + D_{Hrel}$$

$$\int_{\Omega_{sky}} B_{sky}(\theta,\varphi)\cos\theta\, d\omega + \int_{\Omega_{rel}} B_{sky}(\theta,\varphi)\cos\theta\, d\omega \qquad (11)$$

Here, $B_{sky}(\theta,\varphi)$ and $B_{rel}(\theta,\varphi)$ are the brightness of the sky and relief in the direction defining by zenith θ and azimuth φ angles; Ω_{sky} and Ω_{rel} are the solid angles that the sky and relief subtend at the point M.

In particular case when the sky and relief radiation are isotropic, i.e. $B_{sky}(\theta,\varphi) = const$; $B_{rel}(\theta,\varphi) = const$; and $B_{rel} = kB_{sky}$ from (11) we have:

$$D_H(k) = B_{sky}\left[\int_{\Omega_{sky}} \cos\theta\, d\omega + k\int_{\Omega_{rel}} \cos\theta\, d\omega\right] \quad (12)$$

If the Earth surface relief has a horizontal plane shape ($\Omega_{rel} = 0$ and $\Omega_{sky} = 2\pi$) or $B_{rel} = B_{sky}$ then

$$D_H(1) = B_{sky}\int_{2\pi} \cos\theta\, d\omega = \pi B_{sky}$$

To indicate the effect of relief and sky brightness differences on diffuse radiation we introduce the following ratio:

$$\eta = \frac{D_H(k)}{D_H(1)} = \frac{1}{\pi}\left[\int_{\Omega_{sky}} \cos\theta\, d\omega + k\int_{\Omega_{rel}} \cos\theta\, d\omega\right] \quad (13)$$

As we can see if the relief brightness is greater than sky brightness, i.e. $k > 1$, then $\eta > 1$ and in opposite case, i.e. if $k < 1$, then $\eta < 1$.

To calculate the integrals in (13) we enter so called "relief function" $\gamma = \gamma(\varphi)$ defined as the relief elevation angle γ on dependence of azimuth φ $(0 \le \varphi \le 2\pi)$ when observation is carried out from point M (Figure 6).

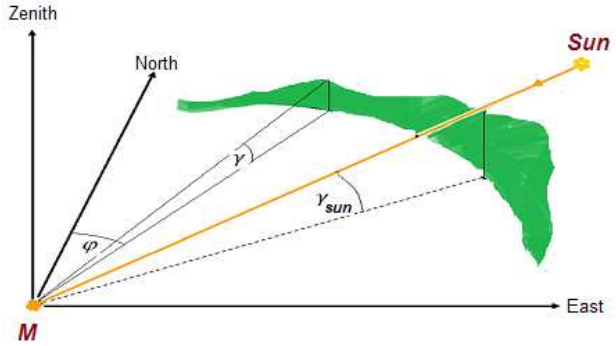


Figure 6. Definition of "Relief function"

Using relief function $\gamma = \gamma(\varphi)$ the integrals in (13) can be presented as

$$\int_{\Omega_{sky}} \cos\theta\, d\omega = \int_0^{2\pi} d\varphi \int_0^{\frac{\pi}{2}-\gamma(\varphi)} \cos\theta \sin\theta\, d\theta$$

$$= \frac{1}{2}\int_0^{2\pi} d\varphi \int_0^{\frac{\pi}{2}-\gamma(\varphi)} \sin 2\theta\, d\theta = \frac{\pi}{2} + \frac{1}{4}\int_0^{2\pi} \cos 2\gamma(\varphi)\, d\varphi$$

and

$$\int_{\Omega_{rel}} \cos\theta\, d\omega = \frac{\pi}{2} - \frac{1}{4}\int_0^{2\pi} \cos 2\gamma(\varphi)\, d\varphi$$

Thus

$$\eta = \frac{1+k}{2} - \frac{1-k}{4\pi}\int_0^{2\pi} \cos 2\gamma(\varphi)\, d\varphi \quad (14)$$

Let's consider particular cases.

Case 1. $\gamma(\varphi) \equiv 0.$, i.e. the Earth surface has horizontal plane shape. Then $k = 1$ and from (14) we have

$$\eta = \left.\frac{1+k}{2}\right|_{k=1} = 1 \quad (15)$$

Case 2. $\gamma(\varphi) \equiv \frac{\pi}{4}.$, the point M is surrounded by mountain with angular elevation 45^0. Then

$$\eta = \frac{1+k}{2} \quad (16)$$

Case 3. $\gamma(\varphi) \equiv \frac{\pi}{6}$, the point M is surrounded by mountain with angular elevation 45^0. Then the integral in (14)

$$\int_0^{2\pi} \cos 2\gamma(\varphi)\, d\varphi = \int_0^{2\pi} \cos 2\frac{\pi}{6}\, d\varphi = \int_0^{2\pi} \cos\frac{\pi}{3}\, d\varphi = \frac{1}{2}\cdot 2\pi = \pi$$

and

$$\eta = \frac{3+k}{2} \quad (17)$$

As can be seen from (16) and (17) if $k > 1$ then $\eta > 1$, which is a physically clear result.

In the case of ***clean (cloudless) atmosphere*** the diffuse radiation D_H depends on solar elevation h_{sun} and Linke turbidity factor T_{LN} as shown in Figure 7.

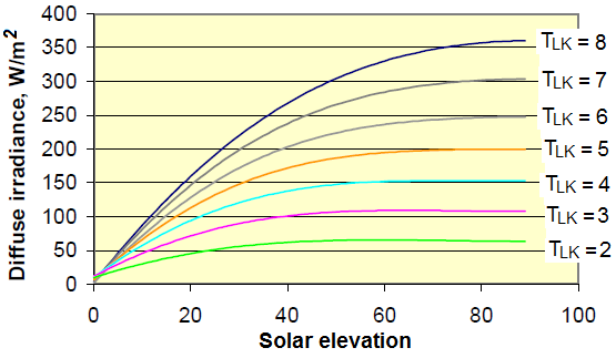


Figure 7. Dependency of diffuse irradiance and solar elevation

Global solar radiation calculation

In the case of ***clean (cloudless) atmosphere*** the global solar radiation $G_{H,0}$ falling onto the horizontal plane is the sum of direct S_H and diffuse D_H radiations:

$$G_{H,0}(i_{sun}) = S_H(i_{sun}) + D_H(i_{sun}) \qquad (18)$$

In the case of ***continuous cloudiness atmosphere*** the amount of global solar radiation $G_{H,1}$ depends on cloud types, water vapour content and solar elevation. We use the values of $G_{H,1}$ given by Авасте et al. (1981) corresponding to specific case presented in Table.

In the case of ***partially cloudy atmosphere*** with the cloud amount $10p$ $(0 \le p \le 1)$ the global solar radiation $G_{H,p}$ is determined by

$$G_{H,p}(i_{sun}) = G_{H,0}(i_{sun}) \cdot (1-p) + G_{H,1}(i_{sun}) \cdot p \qquad (19)$$

Solar radiation calculations and measurements

Calculations of global solar irradiance and its components were carried out on the described above model. The adequacy of calculations was tested by measurements of solar radiation in the chosen three stations in Zagatala region: 1) "Talachay" (Figure 8); 2) "House-Yard" (Figure 9); 3) "Katekhchay" (Figure 10). The principal reasons in chosen those stations were the following factors:

1 – Long way from main hydroelectric power plants;

2 – Possibility of construction of small module hydroelectric power plants on the rivers in mountain valley;

3 – Possibility of construction in the same area of small module hydroelectric and solar power plants and using common transmission line;

4 – Partial mutually complementarity of efficiencies of hydroelectric and solar power plans, so, in summer period when the flow in river is weak the solar radiation is strong; in winter period – vice versa;

5 – Influence of meteorological and topographic (relief) factors on the amount of receiving solar energy;

6 – Highly tourist and recreation potential of region and efficiency of solar energy usage;

7 – Efficiency of solar energy used in apartment houses and infrastructure objects of region: so, "Talachay" station was chosen in riverbed (unused area) which is very close (300 m) to the central market, central hospital (400m), secondary school and apartment houses; "House-Yard" station was chosen in the yard of house which is typical for Zagatala city; "Katekhchay" station was chosen at the place which is much travelled by tourists in summer period.

Global solar radiation $G_{H,1}$ in continuous cloudiness atmosphere

i_{sun}, ^{0}	0	20	30	40	50	60	65	70	75	80	85	90
$G_{H,1}$ $(Watt/m^2)$	210	189	166	143	134	125	120	114	108	103	98	85

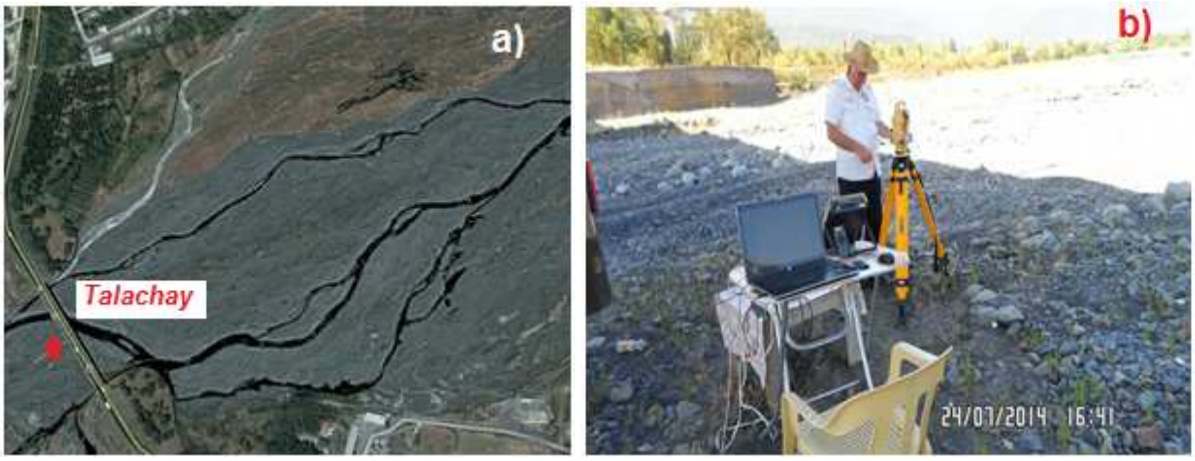


Figure 8. a) "Talachay" station (Latitude: 41.624075°, Longitude: 46.642552°, Altitude h=484 m); b) measurements at "Talachay" station



Figure 9. a) "House-Yard" station (Latitude: 41.635880^0, Longitude: 46.663052^0, Altitude h=484 m). b) measurements at "House-Yard" station

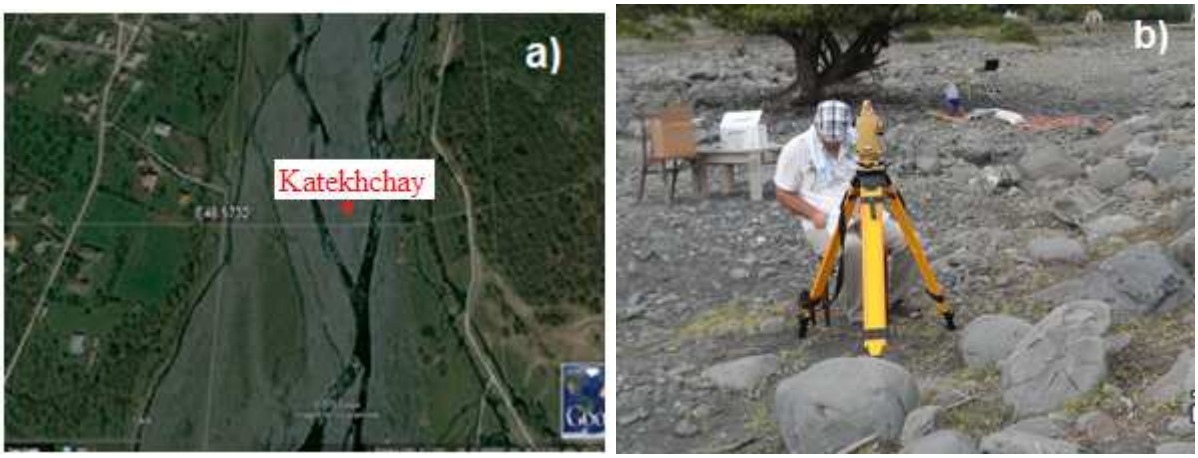


Figure 10. a) "Katekhchay" station (Latitude: 41.680880^0, Longitude: 46.574743^0, Altitude h=461 m). b) measurements at "Katekhchay" station

Analyses of calculations and measurements

At each station the global and diffuse radiation were measured by high precise pyrometer. Additionally, the "relief function", the solar azimuth at the moment of sunrise and sunset were measured by theodolite. The measured "relief function" for "Talachay" station is shown in Figure 11. In July 21 the measured solar azimuths at sunrise and sunset were $\Phi_{sun\uparrow} \approx 67^0$ and $\Phi_{sun\downarrow} \approx 289^0$ and astronomically calculated 62^0 and 298^0, respectively. The moments of sunrise and sunset obtained from calculation and measurement were: $t_{sun\uparrow} \approx 06:34$; $t_{sun\downarrow} \approx 21:10$; and $t_{sun\uparrow} \approx 07:13$; $t_{sun\downarrow} \approx 21:02$, respectively. Thus, because of shadowing the Sun by mountain the sunrise was delayed about 47 minutes and the sunset was early about 8 minutes.

In the case of standard atmosphere, i.e. clean and cloudless atmosphere with optical thicknesses $\tau = 0.3$, the dependence on solar zenith angle of falling global solar radiation and its components for "Talachay" station is shown in Figure 12. As we see at the first approximation the diffuse radiation coming from relief can be neglected. But effect of shadowing the Sun by relief is important and should be taken into account.

To calculate the changes of falling solar radiation due to shadow the Sun by relief the 3D model of territory with step 30 m has been used (Figure 13). The adequacy of developed mathematical model has been tested by measurements of global solar radiation and its components with time interval 100 s. by high precise pyranometer at the chosen stations.

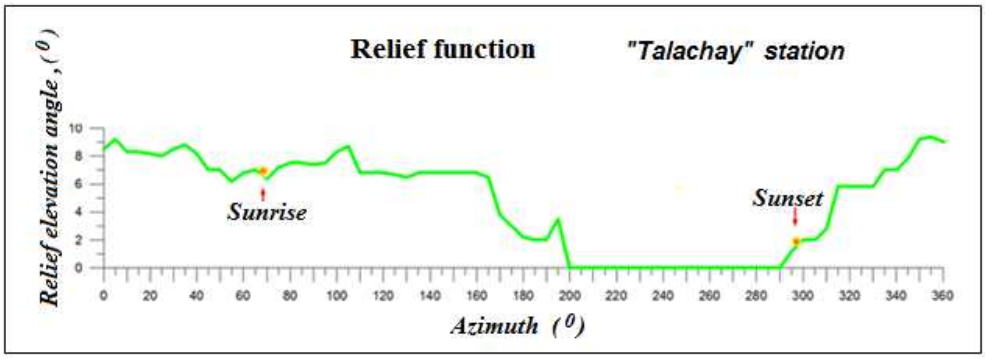


Figure 11. "Relief function" measured at "Talachay" station

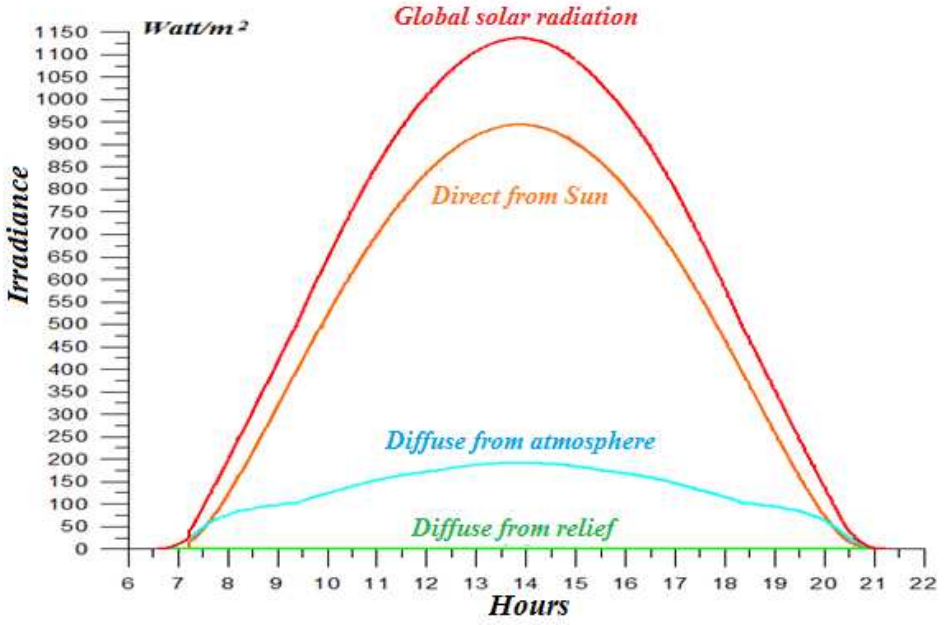


Figure 12. Diurnal behaviour of global solar radiation and its components

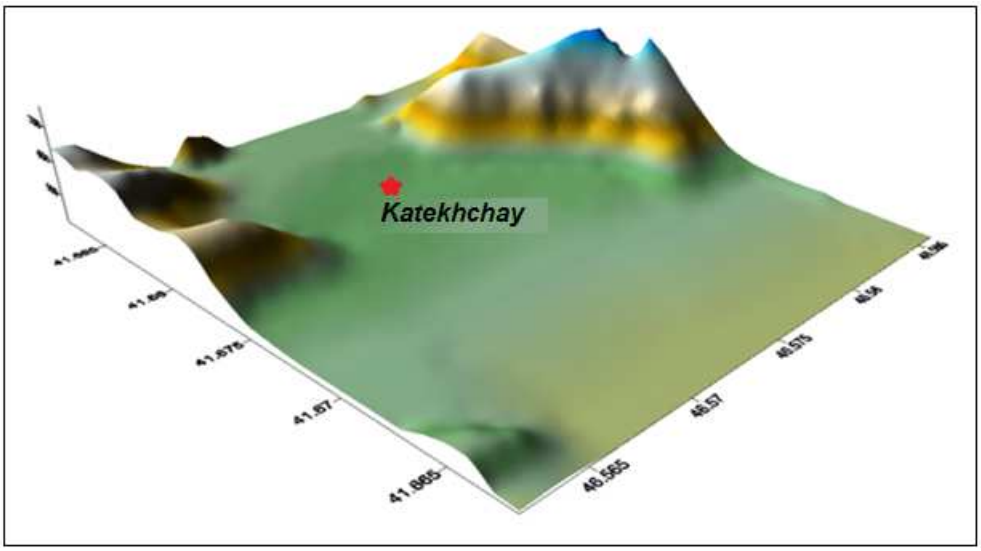


Figure 13. 3D relief model of the territory surrounding the "Katekhchay" station

The daily behaviour of falling global solar radiation for specific two days (August,8, 2015 – continuous cloudiness and August, 9, 2015 – partly cloudy) is presented in Figure 14. As we see continuous cloudiness reduces the irradiance about

$$\delta Q = \frac{6.90 - 1.33}{6.90} \approx 0.807 \approx 81\% \ .$$

The comparison of measured and calculated on the model values of irradiance is given in Figure 15. In the day of measurements (22 July, 2015) the week top level clouds as are shown in Figure 16, are taken place.

As we see from Figure 15, for same moments of times (near 12 h. and 16 h.) the measured irradiance is greater than calculated on model for cloudless atmosphere. This event can be physically explained as a result of two effects. First, the week top level clouds enlarges the angular size of Sun (due to strongly oblongness of indicatrix of cloud particles); second, the brightness of clouds are higher than brightness of clear part of sky. The first increases direct irradiance and the second – diffuse and as a result the global irradiance is increasing. The daily amount of the measured total energy differs from calculated $\delta Q = \frac{7.34 - 7.09}{7.34} \approx 0.034 \approx 3.4\%$, that conforms the correctness of the model.

Thus, described here radiation model can be applied to calculate various characteristics of solar radiation. For example, in Figure 17 the distribution of monthly solar energy over year is presented. In calculation the averaged over 5 year's cloudiness data has been used. Therefore, the calculated values should be considered as statistical mean values and the measured – as one random realization.

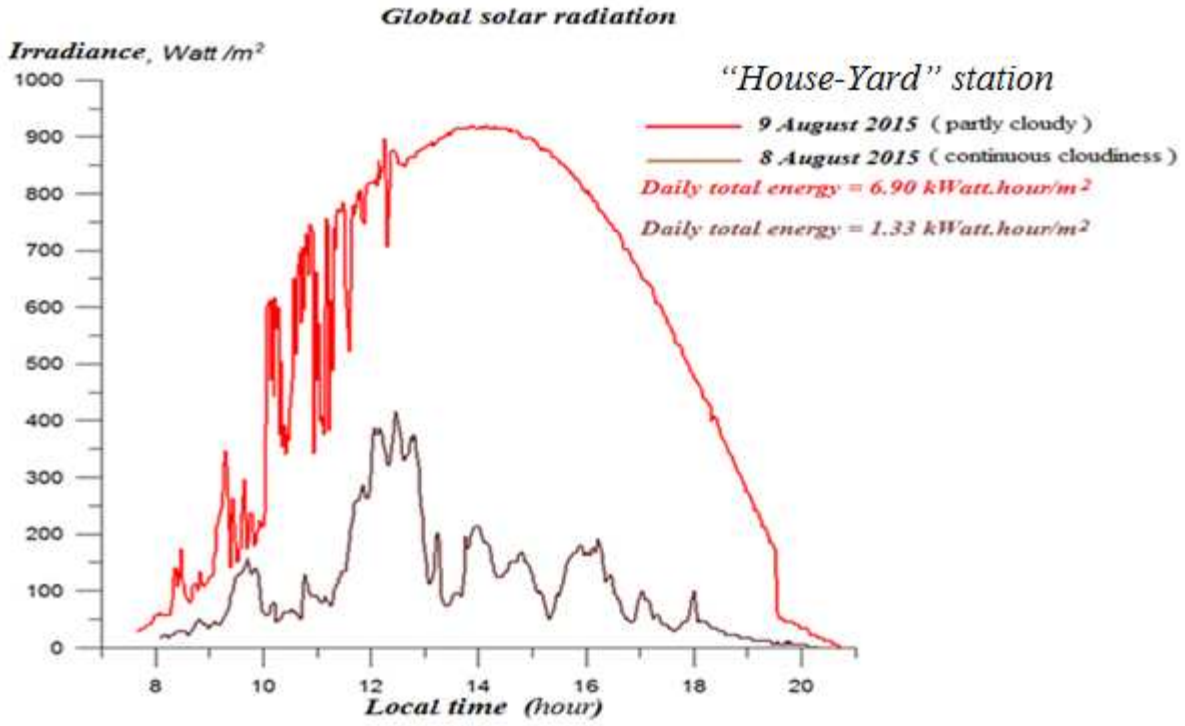


Figure 14. The measured values of global solar radiation falling onto horizontal plane

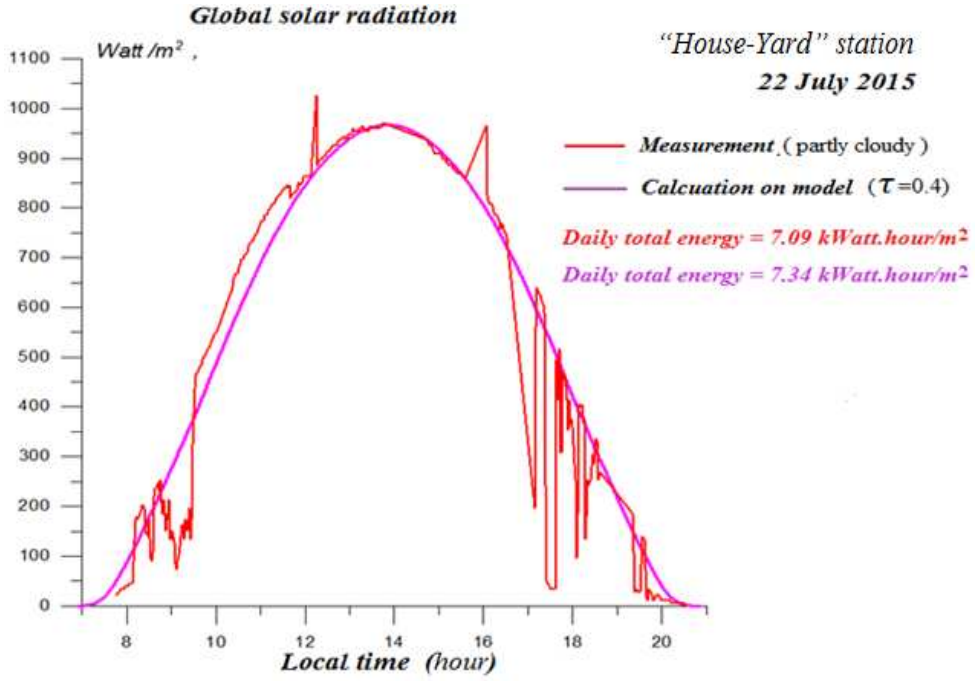


Figure 15. The measured and calculated on the method values of global solar radiation falling onto horizontal plane



Figure 16. The state of atmosphere when the global irradiance was greater than for clear atmosphere (week top level clouds; solar zenith≈ 43^0)

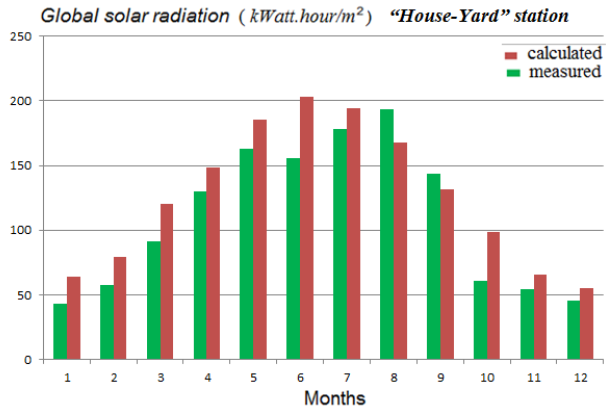


Figure 17. Monthly global solar radiation distribution at "House-Yard" station

Conclusion

For optimal managing of solar energy the study of spatial and temporal distribution of solar radiation has a very importance. The information on the solar radiation distribution on the Azerbaijan territory can be obtained either by widely provided measurements or by calculations on adequate radiation model.

In "The European Solar Radiation Atlas" from all Caucasian territory only the information from one metrological station in Georgia was used. Here the solar radiation distribution over the Azerbaijan territory has been obtained by approximation with rough resolution (about 10 *km* x 10 *km*). More of the territory of Azerbaijan consists of mountain and foothills regions with complex relief which affects the amount of falling solar radiation essentially. Inside the area about 10 *km* x 10 *km* there are the places with high level of radiation (top of hills) and places with minimal amount of radiation (deep mountain valleys). Therefore, it is impossible to use "The European Solar Radiation Atlas" for solution many practice problems, for example, such as the choosing of optimal places for solar plant construction.

If we take into account that to crate the dense network of measurements in mountain regions is very expensive and non-realistic, the development of adequate method for calculation of solar radiation characteristics seems only possible one.

Developed by us and described above "Solar radiation model of Azerbaijan" used as an input parameters: the 3D model of territory with spatial step 100 m; optical thicknesses of atmosphere (or Linke turbidity factor); cloud amount and as output parameters gives various characteristics of solar radiation, both statistical and predicted. Thus the model can be applied to choose the optimal places for solar plants as well as to predict an amount of solar energy (for example, in coming days within the week by using predicted Linke turbidity factor and cloud amount).

REFERENCES

GARDASHOV, R.H., EMINOV, M.Sh. 2015. The determination of the sunlight location and its characteristics by observing from Meteosat 9 satellite. *International Journal of Remote Sensing,* 36:10, 2584-2598.DOI: 10.1080/01431161.2015. 1042119.

SCHARMER, K., GREIF, J. 2000. The European solar radiation. Atlas. Paris.

TAFF, L.G. 1985. Celestial Mechanics. Chichester. John Wiley & Sons. 520 pp.

ŞIXLINSKI, E.M., MƏDƏTZADƏ, A.A., MƏDƏTZADƏ, V.M., ƏYYUBOV, A.D. 1978. Azərbaycan Sovet Sosialist Respublikasının istilik balansı atlası. Moskva.

АВАСТЕ, О.А., КЯРНЕР, О.Ю., ЛАМДЕН, К.С., ШИФРИН, К.С. 1981. Статистические характеристики облачности и суммарной радиации над различными акваториями Мирового океана. В кн.: *Оптика океана и атмосферы,* Москва, Наука, 231с.

Reviewer: associated member of RAS V.A.Semenov