ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА

© А.Д.Исмаил-Заде, К.А.Панахи, 2012

ЛАПИЛЛИЕВЫЕ МАГНЕТИТ-ГЕМАТИТОВЫЕ ТУФФИТЫ ДАШКЕСАНСКОГО ПРОГИБА МАЛОГО КАВКАЗА

А.Д.Исмаил-Заде, К.А.Панахи

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

В позднебатском вулканогенно-осадочном комплексе мезозойского вулкано-плутонического пояса Малого Кавказа в ореоле Дашкесанского железорудного – магнетитового месторождения установлены прослои и линзы туффитов, насыщенных титаномагнетитовыми и магнетит-гематитовыми округло-эллипсоидными горошинами, по характерной текстуре соответствующие лапиллям. Кольцевое расположение последних вокруг Дашкеснского интрузива с железорудным месторождением и сходство их составов подчеркивают их генетическую связь и в целом приуроченность к Дашкесанскому вулканическому центру.

Введение. Исследуемые титаномагнетитовые породы, известные в литературе как титаномагнетитовые песчаники, туфопесчаники, впервые упоминались И. Сегалом в 1894 г. Позднее они исследовались Г.Г.Алибековым (1894), М.Далем (1897), В.Н.Вебером (1897), К.Н.Паффенгольцем (1928), Ш.А.Азизбековым (1945), И.А.Ширванзаде (1945, 1956), Г.Х.Эфендиевым (1945, 1953), М.А.Кашкаем (1954, 1956), С.М.Сулеймановым и Э.Г.Байрамалибейли (1955), Р.Н.Абдуллаевым (1960-1963), Н.М.Салимхановым (1964), К.А.Панахи (1963-1966).

Ознакомление с публикациями вышеуказанных исследователей позволяет установить, что почти все они придерживаются единой точки зрения на формирование титаномагнетитовых песчаников за счет механических и химических продуктов разрушения различных вулканогенных и интрузивных пород, содержащих магнетит, титаномагнетит. Согласно С.М.Сулейманову и Э.Т.Байрамалибейли (1955), их формирование связано с размывом существовавшего в батское время крупного железорудного месторождения и переносом терригенного материала в прибрежные зоны батского моря. К.Н.Паффенгольцем (1928) и Э.Т.Байрамалибейли (1962) отмечается, что титаномагнетитовые песчаники образовались не только в результате разрушения туфогенных пород, но также и в процессе деятельности подводных вулканов локального характера, однако центры этих вулканов, по мнению ученых, находились далеко от места образования магнетитовых песчаников.

Геология. Исследуемый батский вулканогенно-осадочный комплекс, содержащий «титаномагнетитовые песчаники», развит в Дашкесанском, Дастафюрском и Шамкирском районах.

В Дашкесанском районе данный комплекс кольцеобразно прослеживается параллельно контуру Дашкесанского интрузива, прерываясь лишь на востоке, где продолжением Дашкесанского является Зурнабадский интрузив (рис.1.). Морфологически рудный комплекс представлен пластообразной залежью. Наиболее крупная залежь установлена в Дашкесанском районе – долине р. Тутундара. Здесь рудная залежь прослеживается более чем на 1 км при мощности пласта от 1,1 до 4 м. Занимаемая площадь – свыше 3 км^2.

В рудной залежи установлены линзы обогащенных магнетитом разностей, в которых магнетит (до 50%), по мнению вышеуказанных исследователей, представлен «…окатанными, полуокатанными и угловатыми зернами и небольшим количеством пирита…». Цемент их

хлоритизирован, кальцитизирован, а также содержит, эпидот, серицит. Данные образования по составу, кристаллолитокластическим и витрокластическим типам структур соответствуют туффитам и туфопесчаникам.

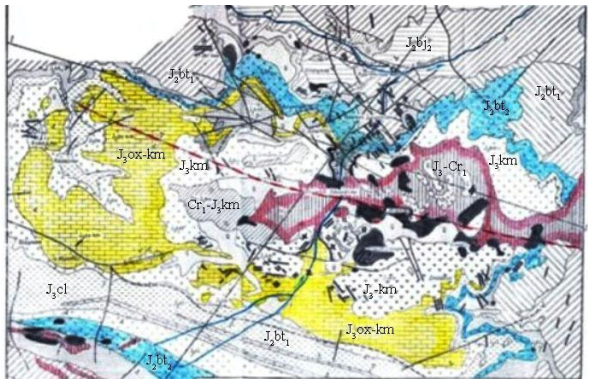


Рис. 1. Геологическая карта Дашкесанского железорудного месторождения по М.А.Кашкаю (1965)

На Шамкирском поднятии, в отличие от Дашкесанского прогиба, магнетитовые туффиты характеризуются более высокими содержаниями Ti, и в эту группу входят также разности с гематитом. По возрасту они соответствуют байосской вулканогенно-осадочной толще. Согласно М.А.Кашкаю (1965), содержание Ti в последних варьирует от 3,2 до 6,4%. В Инжирлинском и Татарлинском проявлениях титаномагнетитовых туффитов содержание TiO_2=4,5-9,0%. Пласт титаномагнетитсодержащих пород этого района не прерывистый, а сплошной, протяженностью 6,5 км при средней мощности 3 м.

Титаномагнетитовые туффиты в отличие от туфопесчаников характеризуются тонко-мелкозернистостью и обусловленной различным соотношением магнетитовых и других минералов полосчатостью. В целом, в составах пород, слагающих данный вулканогенно-осадочный комплекс, – в туфопесчаниках, туффитах содержатся угловатые и полуугловатые зерна кварца, плагиоклаза и обломки эффузивных пород, сцементированных клинохлором, реже эпидотом, ожелезненным эффузивным материалом (табл.1).

Петрографические исследования титаномагнетитовых туффитов и туфопесчаников позволили установить, что мелкие округло-эллипсоидные горошины-магнетиты (титаномагнетиты), первоначально принимаемые как обломочные частицы, т.е. как терригенный материал от предполагаемого выхода магнетитовой залежи, оказались пирокластическим материалом – лапиллями размером до 1 мм, с характерными для них округлыми формами, принимаемыми прежними исследователями за окатанность. В этих породах магнетит и титаномагнетит являются главными рудными минералами, составляя от 30 до 90% от всех минералов (рис.2). Кроме титаномагнетитов, в составах туффитов и туфопесчаников отмечаются также – гематит, ильменит, гематитоильменит, гипергенный магнетит, маггемит, гетит, сидерит, несомненно, составляющие единый рудный комплекс. Породы рудоносной толщи подвержены гидротермальным изменениям, выраженным окварцеванием, серицитизацией, хлоритизацией, аллунитизацией и особенно широко проявленной гематитизацией (табл.2).

Соответствие «окатанных фрагментов магнетитов» вулканическим выбросам – лапиллям обосновывается их представительностью в размерах менее 1 мм и округло-эллипсоидный формой, напоминающей мелкую вулканическую «шрапнель», выброшенную в водный бассейн из вулканического центра, т.е. это вулканический материал, промежуточный между вулканическим пеплом и мелкими вулканическими бомбами. Единичные образцы «магнетитовой бомбы» размером 5-7 см были обнаружены нами в туфобрекчиях Шамкирского района, вблизи Гядабейского интрузива (Панахи, 2010).

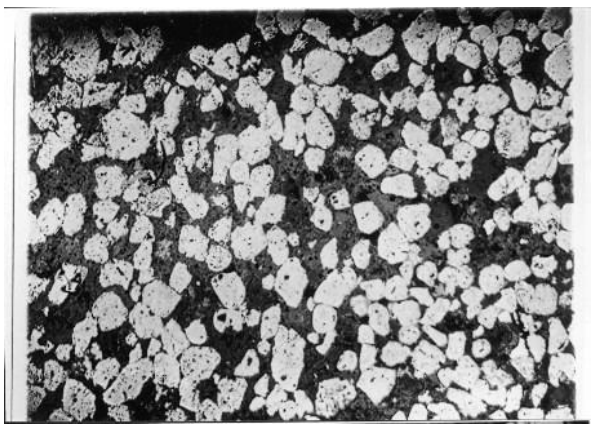


Рис. 2. Титаномагнетитовый туффит. Зерна магнетита и титаномагнетита (светлое) сцементированы нерудной массой (темное). Увеличение × 30

Таблица 1

Химические анализы (мас. %) вмещающих пород титаномагнетитовых туффитов и туфопесчаников СВ склона Малого Кавказа

породы	О К И С Л Ы														
	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	H_2O	P_2O_5	ппп	сумма	место отбора и возраст
туфы	60.35	1.15	12.95	0.60	11.23	0.12	3.23	3.33	2.03	0.20	0.76	-	4.20	100.15	Дашкесан, бат
туфо-пес-чаники	61.22	1.07	13.31	0.87	11.15	0.15	3.21	3.29	1.19	0.99	0.66	-	4.19	105.64	-II-
туфо-брекчии	50.59	1.47	20.87	9.77	5.66	0.06	1.42	2.50	0.97	2.98	1.10	-	4.12	100.48	-II-
базальт	52.40	0.75	18.40	4.71	5.93	0.07	8.01	4.48	3.13	0.83	1.12	0.17	-	99.99	Шамкир, байос
базальт	51.31	0.81	17.90	5.92	5.21	0.09	8.62	5.34	3.71	0.29	1.17	0.21	-	100.58	-II-
базальт	52.15	1.15	18.11	5.17	4.93	0.08	8.11	4.82	3.14	0.25	1.15	0.21	-	99.27	-II-
андези-базальт	55.16	1.36	17.92	5.47	4.25	0.10	5.66	3.16	4.11	0.52	1.01	0.16	-	100.04	-II-

Таблица 2

Химический состав (мас.%) титаномагнетитовых туффитов и туфопесчаников СВ склона Малого Кавказа

окислы / № п/п	Дашкесан				Шамкир				Дастафюр			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO_2	26.92	34.60	36.40	19.89	27.38	45.96	50.35	19.63	32.63	26.35	34.15	29.16
TiO_2	6.79	6.20	6.90	7.75	8.51	11.14	6.64	7.24	8.75	9.90	8.55	8.96
Al_2O_3	4.27	5.60	2.50	4.11	0.88	0.60	0.55	1.03	2.79	1.33	2.06	1.45
Fe_2O_3	57.65	44.10	48.40	65.23	34.48	6.77	5.66	39.37	25.90	36.90	25.79	33.45
FeO					23.60	23.84	23.69	18.98	13.21	15.07	14.01	12.47
MnO	0.03	0.18	0.19	0.03	0.15	0.21	0.11	0.16	0.22	0.30	0.31	0.27
CaO					0.55	0.55	3.65	1.12	8.84	2.08	8.79	6.90
V_2O_5	0.21	0.02	0.03	0.09								
SO_3	1.88	6.40	3.89	0.88								
P_2O_5	0.25	0.26	сл.	0.15								
MgO					0.80	4.14	2.93	1.31	5.35	5.97	5.49	5.75
Na_2O					0.04	0.10	0.02	0.04	0.50	0.35	0.35	0.65
K_2O					0.32	0.11	0.23	0.20	0.06	0.16	0.10	0.09
ппп					3.55	5.78	6.12	2.59				
H_2O					0.52	0.92	0.11	0.48	0.40	0.90	0.55	0.56
∑	98.18	99.28	100.04	98.87	100.78	100.12	100.6	99.95	99.65	99.31	100.15	99.71

Исследуемые лапилли магнетитов изотропны. Нередко зерна магнетита обрамлены тонкой оторочкой маггемита и гидрогетита, а также мартита; темное кольцо между ними – нерудная масса. Возможно, в процессе быстрого остывания горошин магнетитов, очутившихся в водном бассейне, произошло окисление внешней корочки с образованием маггемита и мартита, и в появившемся между слоями кольцевом микропространстве образовались их гидроокислы (рис. 3, 4).

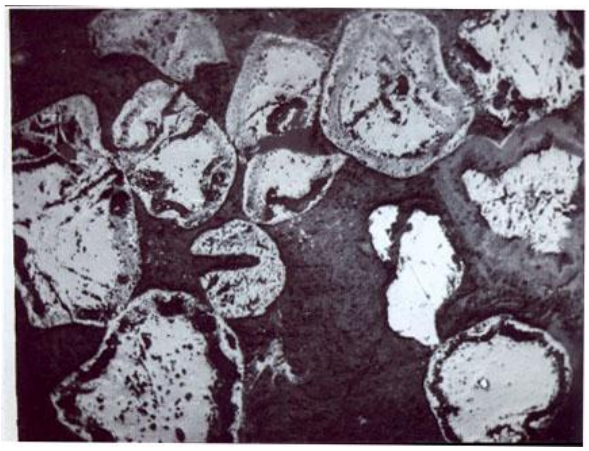


Рис. 3. Зерна магнетита, обрамленные с периферии оторочкой маггемита и гидрогетита (серое); цемент – нерудная масса (темное) (Шамкир). Увеличение × 100

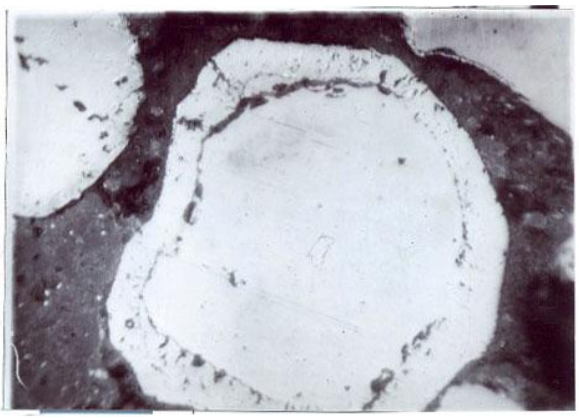


Рис. 4. Зерно магнетита с оторочкой мартита (светлое), темное кольцо – нерудная масса (Шамкир). Увеличение × 320

Встречаются лапилли магнетитов удлиненно-округлых форм с тонкой гематитовой оторочкой, содержащие в центральных частях нерудную фракцию, представленную хлоритизированной и эпидотизированной массой. Возможно, это аккреционные или пирокластические пемзовые лапилли с газовой полостью внутри, впоследствии выполненные нерудной массой (рис. 5,6).

Среди различных перечисленных выше минеральных фрагментов установлены также полуугловые зерна титаномагнетитов, характеризующихся высокими значениями содержаний TiO_2 и подвергнутых твердофазовому распаду с образованием лапиллей ульвошпинели (рис.6, 7; табл.2).

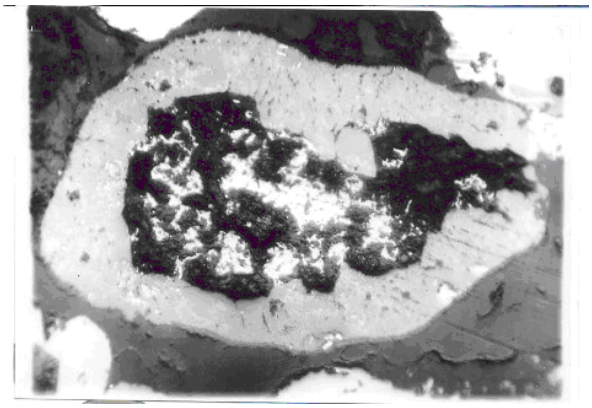


Рис. 5. Гетитовая оторочка вокруг магнетитового зерна (серое), темное и серое в центре – нерудная масса. (Дашкесан). Увеличение × 320



Рис. 6. Зерно магнетита с нерудной массой в центре и титаномагнетиты с ламеллями ильменита, цемент – нерудная масса (темное). Увеличение × 100

В минеральном составе лапиллиевых магнетит-гематитовых туффитов установлены: магнетит, магнетит гипергенный, титаномагнетит, ильменит, гематитоильменит, гетит, гидрогетит, пирит, халькопирит, сидерит, кальцит,

кварц, плагиоклаз, пироксен, хлорит, цоизит, биотит, а также чуждые вулканические породы (табл. 3).

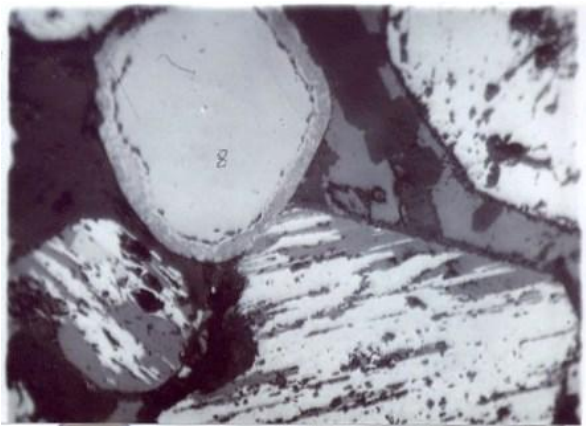


Рис. 7. Зерно магнетита (светлое) с гидрогетитовой оторочкой (серое) и зерна гематитоильменита, состоящие из гематита (белое) и ильменита (серое), сцементированы нерудным веществом (темное) и гидроокислами железа (темно-серое) (Дашкесан). Увеличение × 320

Магнетит и титаномагнетит являются главными рудообразующими минералами; они составляют от 30% в туфопесчаниках и до 90% – в туффитах. Зерна магнетита изотропны; по периферии и по трещинкам окисляются и замещаются мартитом.

Титаномагнетит чувствителен к окислительным условиям и является индикатором последнего равновесного состояния магмового очага; наблюдаемый переход гомогенного титаномагнетита в гетерофазное состояние сопровождается распадом его с образованием магнетита и ульвошпинели, наблюдаемым при температуре около 550ºС; дальнейший окислительный распад сопровождается образованием титаномагнетита и гемоильменита, менее титанистого, чем исходный и близкого по составу к ильмениту; конечные продукты гетерофазного окисления – магнетит, гематит, сфен.

Гипергенный магнетит в туффитах и туфопесчаниках развивается в оторочках магнетита и гематита в процессе метасоматического замещения; образование гипергенного магнетита при этом не требует привноса железа извне, т.к. процесс этот протекает в среде, обедненной кислородом, и трехвалентное железо гематита (мартита) теряет часть кислорода и приобретает двухвалентную форму.

Ильменит – минерал высоких температур (>500ºС); высокое содержание его в титаномагнетитовых туффитах и туфопесчаниках Шамкирского района обуславливает высокое содержание TiO_2 в этих породах.

Гематит встречается в двух морфологических разновидностях: 1) пластинчатый и чешуйчатый (железный блеск) и 2) образованный при окислении по магнетиту.

Мартит – плотный агрегат гематита, образованный по зернам магнетита; встречается в виде отдельных зерен и каймы вокруг магнетита и ильменита; мартитовые зерна часто замещаются гипергенным магнетитом или гидрогетитом, и при этом наблюдается зональное строение магнетитовых зерен.

Маггемит встречается редко; наблюдается в ассоциации с зернами окисленного мартитизированного магнетита; часто замещается гематитом; образуется в случае, если в зернах магнетита содержится лишний Fe_2O_3, который способствует переходу его в маггемит.

Гетит в туффитах встречается в ассоциации с гидрогетитом и гематитом; совместно с гидрогетитом образуется при окислении сидерита и при гидратации гематита.

Пирит встречается в виде самостоятельных зерен и в виде включений в магнетитах; является вторичным минералом, образовавшимся позднее всех.

В незначительных количествах в туффитах и туфопесчаниках встречаются халькопирит, сидерит, пироксен, биотит и различные обломки пород.

Условия образования титаномагнетитовых туффитов и туфопесчаников

Наблюдаемая минеральная ассоциация в составах титаномагнетитовых туффитов и туфопесчаников батского вулканогенно-осадочного комплекса Дашкесанского прогиба, представленная магнетитом, титаномагнетитом, ильменитом, гематитом, гематитоильменитом, мартитом, маггемитом, гетитом, – явное свидетельство соответствия их единому железорудному комплексу, каким в регионе является Дашкесанское железорудное месторождение. Подтверждением этому служит также кольцеобразное расположение батской вулканогенной толщи вокруг Дашкесанского интрузива.

Таблица 3

Химические анализы (мас.%) мономинералов из титаномагнетитовых туффитов и туфопесчаников СВ склона Малого Кавказа

окислы	гематит	магнетит	ильменит	гемоильменит	гипергенный магнетит	маггемит	гетит	сидерит	хлорит
SiO_2	0.65	0.28	0.08	0.09	1.60	0.05	0.71	0.50	0.25
TiO_2	0.24	0.25	48.70	44.12	0.09	0.20		0.15	30.13
Al_2O_3	-	0.22	0.09	0.22	0.10	0.12		0.08	20.86
Fe_2O_3	96.80	68.10	0.08	54.73	65.00	89.45	89.01	0.02	30.13
FeO	0.45	30.51	50.76	0.14	31.00	7.60		61.21	3.54
MnO	0.10	0.22	0.08	0.02	-	0.01		сл.	0.10
MgO	0.11	0.18	0.02	-	-	0.01		0.03	0.28
CaO	0.19	0.12	0.04	0.15	0.21	0.15		сл.	0.38
V_2O_5	0.13	0.06	0.02	0.04	0.07	0.15		0.02	0.01
Na_2O	0.01	0.03	0.03	сл.	0.02			-	-
K_2O	0.02	0.04	0.07	-	0.03			сл	0.01
SO_3					1.60				
H_2O	1.25	0.2			0.17	1.20	10.19		13.11
CO_2								37.05	
ппп						1.90			
∑	99.89	100.10	99.91	100.01	99.61	99.91	99.91	99.44	100.62

Установленное нами соответствие титаномагнетитсодержащих пород данного комплекса не песчаникам, как это предполагалось ранее, а туффитам с магнетитовыми лапиллями, т.е. вулканическим выбросам железистого состава, в сочетании с вулканогенным (вулканогенно-осадочными) характером комплексов средней юры в Дашкесанском прогибе позволяет считать исследуемые лапиллиевые магнетитовые туффиты фациальной разновидностью вулканизма, связанного с Дашкесанским вулканическим центром.

Минералогический состав исследуемых пород характеризуется наличием магнетита, гематита, титаномагнетита, гематитоильменита, ильменита, среднее содержание которых составляет 70%.

В процессе формирования рудных залежей наблюдались различные формы окисления железа, при котором магнетит окислялся частично или же полностью замещался мартитом.

Процесс окисления магнетита и переход его в гематит (мартит) приводит к некоторому обеднению туффитов железом. Сидеритизация руд также приводит к общему снижению содержания железа в рудах.

Кроме первичного магнетита, выявлен также гипергенный магнетит, образованный по гематиту (мартит), реже по сидериту в процессе метасоматического замещения этих минералов. Формирование этого минерала происходило в температурном интервале 35-45ºС (определение методом декрипитации). Эта температура обычно характерна для глубин 1000-1200 м, т.е. это глубина, при которой гипергенный магнетит образуется по мартиту. Процесс происходит вначале по периферии зерен магнетита с образованием тонкой мартитовой оторочки, постепенно охватывающей весь минерал, и далее мартит переходит во вторичный магнетит.

Наблюдаемые процессы окисления представляют собой гетерофазное изменение титаномагнетита, выраженное двумя фазами: 1) распад гомогенного твердого раствора и образование агрегата с неизмененным валовым составом, что, согласно термодинамическим зонам условий образования фемических минералов, соответствует «магнетитовой» зоне, связанной с образованием минералов, содержащих Fe^{3+} и Fe^{2+} – титаномагнетита и магнетита, а также гематитоильменита и пирротина; 2) окислительный распад твердого раствора, т.е. образование минералов с измененным валовым составом, соответствующих «гематитовой» – высокоокислительной зоне образования минералов, содержащих только Fe^{3+} – гематит, маггемит, гидроокислы железа.

Установленные в исследуемом регионе две окислительные фазы образования железистых минералов – «магнетитовая» и «гематитовая» отражают две различные стадии их формирования.

Первая стадия, «магнетитовая», связана с местом излияния железистого расплава и степенью его остывания. Титаномагнетиты в расплаве в процессе медленного остывания не только распадаются, но и растворяются. В результате этого выносится железо, и титаномагнетит становится более титанистым. При быстром же охлаждении изверженных продуктов гомогенные титаномагнетиты обычно сохраняются. Возможно, именно данным процессом можно объяснить высокую титанистость магнетитов Шамкирского района по сравнению с Дашкесаном.

Вторая стадия, «гематитовая», связана с участием ферроминералов в формировании вулканогенно-осадочного комплекса в водном бассейне.

Наличие в туффитах и туфопесчаниках титано-магнетитовых и магнетит-гематитовых горошин округло-эллипсоидных форм, относимых по текстурным особенностям к лапиллям, означает соответствие их пирокластическим материалам, подобным вулканическим пеплам или вулканическим бомбам, образованным в процессе «пульверизации» жидкой лавы железистого состава. Среди туфобрекчий батского периода при полевых работах были обнаружены единичные вулканические бомбы железистого состава размером 5-7 см, детальные исследования которых приведены в (Панахи, 2010).

Особенностью исследуемых лапиллей в туффитах является соответствие горошин, как было отмечено выше, производным двух типов окисления: магнетит-гематитам из «быстро остывающей» лавы и титаномагнетитам со структурой распада из «длительно остывающей» лавы, а в туфопесчаниках – наличие ли-

токластов и кристаллокластов. Лапилли титаномагнетитов со структурой распада, по всей вероятности, являются обломочной фракцией более древних образований, что подтверждается их сравнительно меньшей распространенностью и угловатостью форм. Наличие последних может служить прогностическим признаком возможного обнаружения на глубине титаномагнетитовых образований с высоким содержанием TiO_2.

Выявленные в туффитах магнетит-гематитовые лапилли являются уникальными, вследствие редкого проявления их в природе. Важной особенностью является временное и вещественное их соответствие железорудно-магнетитовому Дашкесанскому месторождению. Вышеотмеченные факты, а именно расположение железорудного месторождения в ореоле Дашкесанского интрузива и кольцеобразное обрамление его батским вулканогенно-осадочным комплексом с лапиллями магнетит-гематитов в туффитах, подчеркивают единство их формирования, связанное с деятельностью Дашкесанского вулканического центра.

ЛИТЕРАТУРА

БАЙРАМАЛИБЕЙЛИ, Э.Т. 1962. Основные закономерности размещения железорудных месторождений Азербайджана. *Уч.записки Аз.гос.ун-та, сер.геол.-геогр., 3.*

КАШКАЙ, М.А. 1965. Петрология и металлогения Дашкесана. Недра. Москва. 81-84, 622-633.

ПАНАХИ, К.А. 2010. О железистом окатыше из позднеюрского вулканогенного комплекса Гядабейского рудного поля. *Известия НАН Азербайджана. Науки о Земле*, 3, 55-59.

ПАФФЕНГОЛЬЦ, К.Н. 1928. Дашкесан и Заглик. *Труды Геол.комитета,* 170.

СУЛЕЙМАНОВ, С.М., БАЙРАМАЛИБЕЙЛИ, Э.Т. 1955. О магнетитовых туфопесчаниках северо-восточных склонов Малого Кавказа. *Уч.записки Аз. гос. ун-та*, 11.

© O.R.Abbasov, A.N.Məmmədova, 2012

AZƏRBAYCANDA YANAR ŞİSTLƏRƏ DAİR TƏSƏVVÜRLƏRİN TƏKAMÜL DÖVRLƏRİ VƏ ONLARIN PRAKTİKİ ƏHƏMİYYƏTİ

O.R.Abbasov, A.N.Məmmədova

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

Azərbaycanda yanar şistlərə dair təsəvvürlərin təkamülünün bir əsrlik tarixi vardır və onların öyrənilmə dövrü üç mərhələdən ibarət olmuşdur. Əsasən sonuncu – üçüncü mərhələdə aparılan tədqiqatlar yanar şistlərin əmələ gəlməsi və sahə boyu paylanmasına, regionun tektonik-struktur quruluşu və neftəmələgəlmə prosesində rolunun aydınlaşdırılmasına həsr olunmuşdur. Yanar şistlərin mənimsənilməsinin praktiki əhəmiyyətinin mahiyyətini aydınlaşdırmaq üçün xarici ölkələrdə onların tədqiqinin təkamülü və bizim ölkədən fərqli olaraq, istifadəsinın əsrlik tarixi ilə Azərbaycanda bu şistlərə olan münasibət müqayisə olunmuş və güman edilmişdir ki, belə bir müqayisə indiki dövrdə ölkəmizdə yanar şistlərin mənimsənilməsinin praktiki əhəmiyyətini şərtləndirəcəkdir.

Şərqi Azərbaycan ölkəmizin və dünyanın geologiya tarixində özünəməxsus təbii geoloji abidələri (palçıq vulkanları), mürəkkəb tektonik-geoloji quruluşu və təbii sərvətləri olan nadir region kimi tanınır. Əksər alimlər bu regionu potensial karbohidrogen saxlayan ərazi baxımından tədqiq etmiş və bunun da nəticəsi olaraq, özündə böyük ehtiyata malik və alternativ sayıla biləcək enerji resursları – yanar şistləri saxlayan region səviyyəsində öyrənilməsi qənaətbəşx olmamışdır. Çoxtəyinatlı istifadə palitrasına və ehtiyatına görə yanar şistlərin öyrənilməsi böyük əhəmiyyət kəsb edir (dünya praktikası) və Azərbaycanda onların geniş intişar tapması məhz bugünkü tədqiqini zəruriləşdirir. Yanar şistlər ölkəmizdə əsrlik öyrənilmə tarixinə malik olsa da, onların tədqiqinin təkamülü zəngin karbohidrogen ehtiyyatlarının öyrənilmə təkamülü ilə rəqabət apara bilməmişdir.

Ümumiyyətlə, Azərbaycanda yanar şistlərə dair təsəvvürlərin təkamül dövrlərinin dinamikasını nəzərdən keçirsək, heç şübhəsiz ki, mövcud təkamül dövrlərini üç mərhələyə ayırmaq olar.

İlk mərhələ Birinci Dünya müharibəsinə qədər olan zaman intervalını əhatə edir ki, o dövrdə bu istiqamət üzrə aparılan tədqiqat işlərini V.V.Veberin (1939) adı ilə bağlamaq olar. Müəllif bu məsələyə həsr etdiyi fundamental əsərində Mərkəzi və Şərqi Qobustanın yanar şistləri haqqında müəyyən təsvirlər vermişdir.

İkinci mərhələdə isə R.H.Sultanovun (1948) apardığı tədqiqat işləri diqqəti cəlb edir. Cənub-Şərqi Qafqazda apardığı elmi-tədqiqat işlərində yanar şistlərə aid o dövrdə məlumat mənbəyi kimi qəbul olunan geniş bir hesabat hazırlamışdır və digər müəlliflərdən fərqli olaraq, yanar şistlərin geokimyasına, litologiyasına nisbətən fikir vermiş və mövcud olan bütün məlumatları sistemləşdirmişdir. Ə.Ə.Əlizadənin həmmüəlliflərlə (1962) Azərbaycanın yanar şistlərinə dair çap etdirdiyi məqaləsi də maraq doğuran əsərlər sırasındadır. Bu mərhələdə S.H.Salayev və həmmüəllifləri (1990) tərəfindən yazılmış "Azərbaycanın neftli qumları və yanar şistləri" monoqrafiyası da sanballı elmi əsər sayılmalıdır. Müəlliflər əvvəlki tədqiqatları təhlil etmiş və bəzi məsələlərə tənqidi yanaşmışlar.

Üçüncü mərhələ isə son on ildə bu istiqamətdə aparılan elmi və praktiki əhəmiyyət kəsb edən əsərlər məcmusundan ibarət olan bir dövrdür. Bu mərhələdə AMEA Geologiya İnstitutunun "Palçıq vulkanizmi" şöbəsinin əməkdaşlarının apardıqları elmi işlər yanar şistlərin hərtərəfli tədqiqinə əsaslanmış, onların fiziki-kimyəvi, geokimyəvi və texnoloji xüsusiyyətləri ayrı-ayrı yataq və təzahürlər üzrə araşdırılmış, digər regionlar üzrə sahə və kəsiliş boyu paylanma qanunauyğunluqları müəyyən edilmiş, onların əmələ gəlməsində regionun geoloji-tektonik xüsusiyyətlərinin rolu aydınlaşdırılmış və həmçinin proqnoz ehtiyatları hesablanmışdır. Bu tədqiqatların nəticələri Ad.A.Əliyev, Ə.Ə.Bayramov, İ.S.Belov, A.C.İbadzadə və başqalarının (2000, 2002) elmi əsərlərində işıqlandırılmışdır. O.R.Abbasov və A.N.Məmmədova Azərbaycanda yanar şistlərin

ən çox intişar tapdığı Qobustan rayonunun şistlərini (palçıq vulkanlarının yer səthinə çixartdığı yanar şistlər də daxil olmaqla) tədqiq etmiş, onların öyrənilməsində böyük təcrübi əhəmiyyətə malik yeni məlumatlar almışlar. Yanar şistlərin əmələ gəlməsi və sahə boyu paylanmasında regionun geoloji-tektonik xüsusiyyətləri böyük rola malikdir (Алиев, Байрамов, 2000). Bu xüsusiyyətləri də nəzərə alaraq, onlar yanar şistlərin geokimyəvi məlumatlarına istinadən sahəvi və kəsiliş üzrə paylanma qanunauyğunluqlarını müəyyənləşdirmişlər (Мамедова, 2000; 2002; 2003; Abbasov, 2006; 2008). Aparılmış tədqiqatlara görə, belə bir nəticəyə gəlinmişdir ki, yanar şist yataq və təzahürləri əsasən məkanca Bayanata mikrobloku ərazisində (paravtoxtonda) yayılmışdır. Bu isə onunla izah olunur ki, şistlər – üstdə alloxton örtüyü və altda avtoxton kütləsi arasında sıxılıb qalmış, müəyyən geoloji vaxt ərzində toplanmış üzvi qalıqlar saxlayan çöküntülər toplumu olub, hər iki tərəfdən sıxılaraq metamorfizmə (dinamometamorfizmə) uğramış və nəticədə şistləşmə prosesi keçərək müasir yanar şist yataq və təzahürlərini əmələ gətirmişlər (1-ci şəkil). Müəlliflər Qobustanın yanar şistlərinin məkanca paylanmasında belə bir qanunauyğunluq müşahidə etmişlər ki, istinasız olaraq yanar şist yataqları həm say etibarilə, ehtiyat baxımından və həm də geokimyəvi səciyyələrinə görə (üzvi maddələrlə zənginlik) regionun şənub-şərqində intişar tapmışdir.

Nəticə kimi qeyd olunur ki, Qobustanın bu sahəsində yanar şistləri əmələ gətirən üzvi maddələrin kütləsi çoxluq təşkil etmiş, onların toplanması üçün fasial və paleocoğrafi şərait əlverişli olmuşdur (lil fasiyalı çöküntülərin tərkibində üzvi maddələrin bolluğu və bu çöküntülərin toplanması üçün əlverişli olan dənizkənarı dayaz və genişsahəli körfəz, kontinental laqunaların varlığı və eyni zamanda, suyun dinamikasının zəif olması və s.). Bu, öz növbəsində, qısamüddətli geoxronoloji fasilələrlə (ən intensiv orta eosendə, nisbətən zəif – üst maykopda, zəif – orta miosendə və meotisdə) yanar şist materialının toplanması ilə burada yataq və təzahürlərin əmələ gəlməsinə imkan vermişdir. Regionun şimal-qərb istiqamətində, çox güman ki, kontinental şərait hökm sürmüş, burada yanar şistlərin əmələ gəlməsi üçün lazımi paleocoğrafi şərait əhəmiyyətli dərəcədə əlverişli olmamış və buna görə də bu sahədə yanar şist yataq və təzahürlərinin paylanması cüzilik təşkil etmişdir.

Yanar şistlərə dair araşdırmalar analoji tədqiqatlarla hal-hazırda da davam etdirilir və son zamanlar yeni püskürmüş palçıq vulkanlarının məhsullarında rast gəlinən yanar şistlər öyrənilərək yeni məlumatlar alınmışdır. Belə ki, Abşeronda 2009-cu ildə püskürmüş Güzdək-Bozdağı palçıq vulkanının yanar şistlərində üzvi maddənin miqdarı 31,03% müəyyənləşdirilib və piroliz zamanı nümunələrdən 18,28% ağır və 14,58% yüngül karbohidrogen alınmışdır. Daha maraqlı fakt Lökbatan palçıq vulkanının 4 fevral 2010-cu il püskürməsindən sonra aşkarlanıb. Püskürmədən sonra yanar şist nümunələri geokimyəvi analiz olunaraq, diatom çöküntüləri ilə əlaqədar şistlərdə üzvi maddələrin miqdarı 16,87%, eosen çöküntülərində rast gəlinən şistlərdə isə 31,27% təşkil etmişdir. Belə bir nəticə yanar şistlərin tərkibindəki üzvi maddələrin dərinliyə getdikcə dəyişməsi (artması) müstəvisindən əlverişli sayılmalıdır.

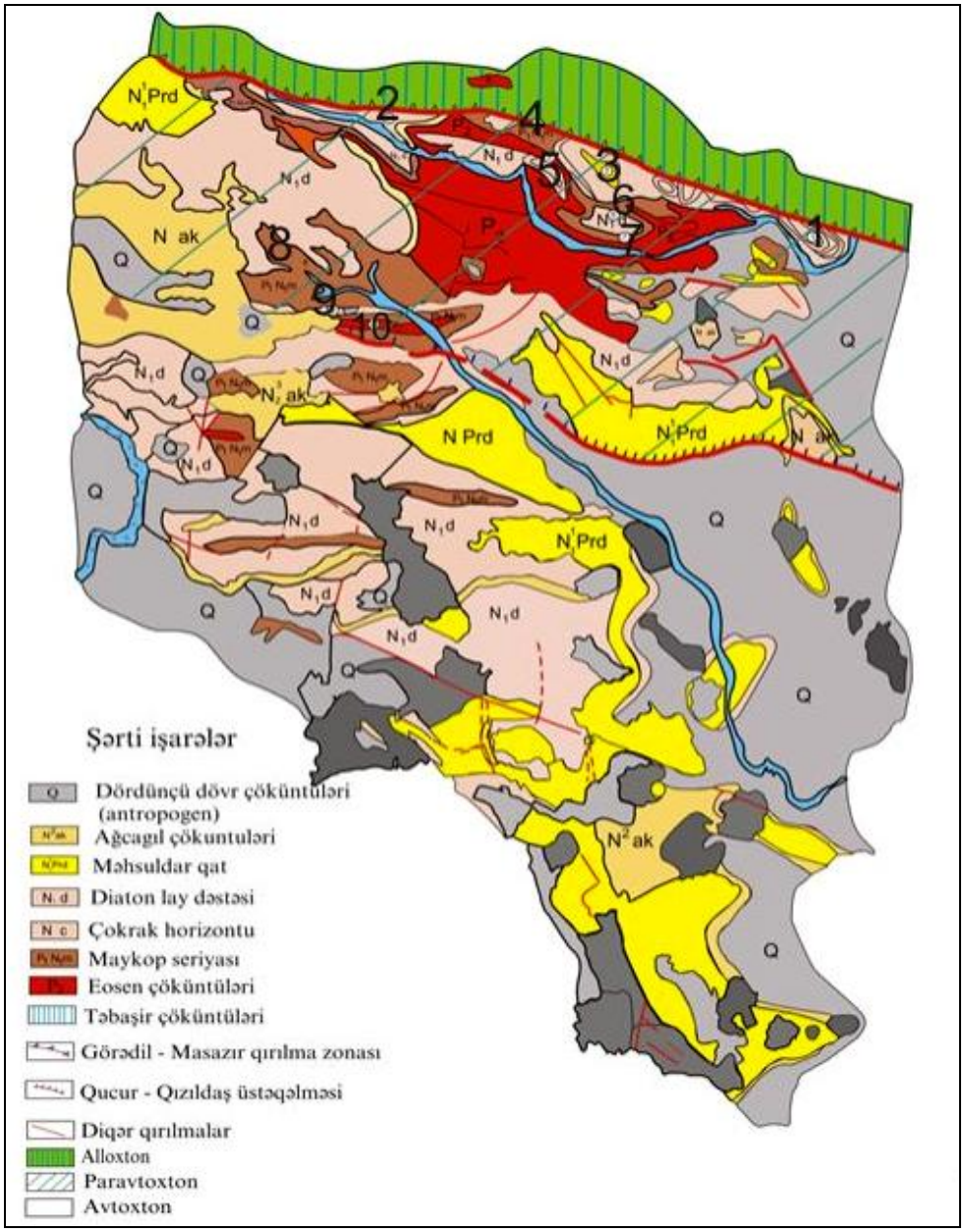
Qobustanda 2010-cu ildə püskürmüş Çapılmış, Şəkixan qrupu, Ağnohur, Ayazaxtarma vulkanlarının yeni məhsullarından yanar və süxur şist nümunələri götürülərək tədqiq olunmuş və müəyyən qanunauyğunluqlar izlənilmişdir. Şıxzəirli vulkanının 13 mart 2011-ci il tarixli püskürməsindən sonra yer səthinə çıxardılan məhsulları arasında rast gəlinən yanar şist nümunələrinin pirolizi zamanı (550-800°C) kerogen hissədən yalnız yüngül karbohidrogenlər alınmışdır. Bunula yanaşı, aparılmış tədqiqatlarla yanar şistlərin tərkibində olan üzvi maddənin genezisi haqqında da maraqlı məlumatlar əldə olunmuşdur.

Ümumiyyətlə, son mərhələdə davamlı olaraq aparılan elmi-tədqiqat işlərinin istiqaməti laboratoriya şəraitində geokimyəvi tədqiqatlarla öyrənilmiş eosen yaşlı şistlərin neftəmələgəlmə prosesində rolunu araşdırmağa yönəldilmişdir. Belə ki, eosen çöküntülərində müəyyən olunmuş üzvi maddələrin miqdarı və ekstraksiya nəticəsində alınan yeni məlumatlar sonrakı tədqiqatların bu istiqamətdə aparılmasını şərtləndirir. Tədqiqatların bu istiqamətdə aparılması müasir geologiyanın dərinlikdə karbohidrogen yataqlarının axtarışı problemi ilə də üst-üstə düşür.

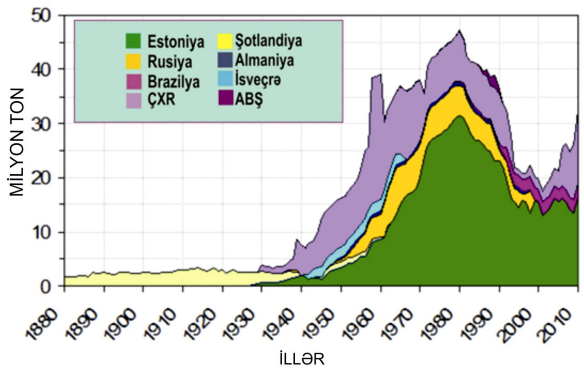
Yanar şistlərin mənimsənilməsinin praktiki əhəmiyyətinin mahiyyətini aydınlaşdırmaq üçün, yaxşı olardı ki, xarici ölkələrdə yanar şistlərdən istifadənın əsrlik tarixi və onların tədqiqinin təkamülünü Azərbaycanda yanar şistlərə olan mü-

nasibətlə müqayisə edək. Çox güman ki, belə bir interpretasiya indiki dövrdə ölkəmizdə şistlərin mənimsənilməsinin praktiki əhəmiyyətini şərtləndirəcəkdir (2-ci şəkil).

Yanar şistlərdən dünya miqyasında istifadəsi (mədən üsulu ilə) 1880-cı ildən (Şotlandiyada) başlayaraq indiyə qədər artan dinamika ilə inkişaf edir və bir çox ölkələr onları müxtəlif məqsədlərlə geniş istismar edirlər. İlk müasir şist mədəni Fransada mövcud olmuşdur. Estoniya və Çin İkinci Dünya müharibəsindən sonra yanar şistlərdən geniştəyinatlı istifadə dövrünə qədəm qoydu. 1973-cü ildə dünyada neft böhranı hiss olunmağa başladı və bir sıra ölkələr yanar şistlərdən istifadə imkanlarını genişləndirdilər. Belə bir dinamika 2000-ci ilə qədər artan tendesiya ilə davam etdi və sonradan səngidi. 2000-ci ildən sonra yanar şistlərə yeni münasibət formalaşmağa başladı və bunun da ilkin səbəbləri artıq şistlərin çoxistiqamətli istifadə potensialının məlum olması ilə izah olunurdu.



1-ci şəkil. Qobustanın geoloji-tektonik xüsusiyyətləri ilə əlaqədar yanar şistlərin yayılma sahələri
Yanar şist təzahürləri: 1 – Mayaş muldası, 2 – Nabur-Qaracüzlü, 3 – B. Siyəki, 4 – K. Siyəki, 5 – Siyəkiarası, 6 – Cəngidağ, 7 – Cəngiçay, 8 – Cəirli-Bozaxtarma, 9 – Bayanata-Süngürdağ, 10 – Şixzərli



2-ci şəkil. Yanar şistlərin ölkələr üzrə mənimsənilmə dinamikası (1880-2010-cu illər)

Belə ki, 2008-ci ildə Braziliya, Çin və Estoniyanın sənayesində yanar şistlər geniş istifadə olunmuş, sonralar bu proses Rusiya, Almaniya və İsraildə də davam etdirilmişdir. Bir sıra digər ölkələr özlərinin yanar şist ehtiyatlarını hesablamış və hətta eksperimental zavodlar da inşa etmişlər. Yanar şistlərdən hazırda neft xammalı kimi istifadə praktikası Estoniya, Brazilya və Çində, elektrik stansiyası kimi istifadə olunması Estoniya, Çin, İsrail və Almaniyada, sement istehsalı Estoniya, Almaniya və Çində, kimya sənayesində istifadəsi Estoniya, Rusiya, Çin və s. ölkələrdə mövcuddur. Misir və İordaniya yanar şistlərlə, Kanada və Türkiyə kömürlə birlikdə yanar şistləri yandırmaqla işləyəcək elektrik stansiyalarının tikintisini planlaşdırmışlar.

Estoniyada 2007-ci ildə ölkənin 95% elektrik enerjisini təmin edən, elektrik və yanacaq gücü 765 Mvt və əsas xammal mənbəyi yanar şist olan Narva elektrostansiyası fəaliyyət göstərir. 14 yanvar 2011-ci ildə Fransanın enerji şirkəti Alstom Estoniyanın mövcud elektrostansiyasının yanında yeni elektrostansiya tikmək üçün estonlarla kontrakt imzalayır. Kontraktın ümumi dəyəri 950 milyon avro təşkil edir. Razılaşmaya əsasən, 2012 və 2015-ci illərdə elektrostansiyanın I və II blokları tikilib istismara təhvil veriləcəkdir.

Dünyada yanar şistlərə bu qədər önəm verilərkən Azərbaycanda onların tədqiqi və istifadəsi üçün bütün imkanlardan lazımi səviyyədə istifadə edilmir. Azərbaycanın yanar şistlərinin əsas geokimyəvi göstəriciləri digər ölkələrin şistləri ilə eyni parametrlər üzrə müqayisə edilmişdir (cədvəl). Respublikamızın ərazisində mövcud olan Quba, Diyallı, Böyük və Kiçik Siyəki, Cəngiçay, Cəngidağ, Keçəllər kimi yataqların yanar şistləri yuxarıda adları çəkilən ölkələrdən yalnız Estoniyanın şistlərindən cüzi geri qalır (İbadzadə, Abbasov, 2008).

Aparılan təhlillərə görə, hazırda ölkə daxilində, heç şübhəsiz ki, yanar şistlərdən - kiçik elektrik stansiyalarının tikilməsində (Estoniya, Çin, İzrail və s. modeli), sement istehsalında (Estoniya, Almaniya və Çin və s. modeli), gübrə istehsalında (Estoniya, İsveçrə modeli), tibbi ləvazimatların hazırlamasında (Çin modeli) və s. istifadə etmək mümkündür. Bir alternativ yanacaq-enerji və xammal resursları kimi yanar şistlər haqqında sadalanan bütün fikirlər ölkəmiz üçün onların praktiki əhəmiyyətini artıran faktordur.

Yuxarıda qeyd etdiyimiz kimi, Azərbaycanda yanar şistlərə dair təsəvvürlərin təkamülünün bir əsrlik tarixi vardır və onların öyrənilmə dövrü üç mərhələdən ibarət olmuşdur. Əsasən sonuncu – üçüncü mərhələdə aparılan tədqiqatlar yanar şistlərin əmələ gəlməsi və sahə boyu paylanmasında regiounun tektonik-struktur quruluşunun əhəmiyyətli rol oynadığını göstərir. Yanar şistlərin (əsasən eosen yaşlı) tərkibində müəyyən edilmiş üzvi maddələrin miqdarı və digər geokimyəvi tədqiqatların son məlumatları neftəməlegəlmə prosesində (yerin daha dərin qatlarında) onların tədqiqini zəruriləşdirir və bu cəhd müasir geologiya elminin dərinlikdə karbohidrogen ehtiyatlarının axtarışı problemi ilə üst-üstə düşür.

Azərbaycanın yanar şistlərinin xarici ölkələrin yanar şistləri ilə geokimyəvi müqayisəsi

Ölkələr	Üzvi maddə, %	Kükürd, %	Kül, %	Istilik törətmə qabiliyyəti, mC/kq
Azərbaycan	15,0-31,0	0,4-1,2	65,0-85,0	6,0-12,0
Xarici ölkələr	12,0-28,0	0,7-6,0	51,0-79,0	4,0-10,5

Xarici ölkələrdə yanar şistlərin tədqiqinin təkamülü, ölkəmizdən fərqli olaraq, istifadəsinin əsrlik tarixi ilə Azərbaycanda yanar şistlərə olan münasibətin müqayisəsi, çox güman ki, indiki dövrdə bu tip yanacaq-enerji və xammal resursunun mənimsənilməsinin praktiki əhəmiyyətini şərtləndirir. Sadalanan hər iki məsələnin həlli vəhdət təşkil etməklə karbohidrogen ehtiyatını zənginləşdirmək, onun istifadəsində qənaətə yol vermək və çoxtəyinatlı istifadəyə malik yanar şistləri tədqiq etmək baxımından yeni yanacaq-enerji və xammal resursu kimi onların yaxın gələcəkdə istismarının vacibliyini özündə ehtiva edir.

ƏDƏBİYYAT

ABBASOV, O.R. 2006. Qobustanın yanar şistlərinin geoloji-geokimyəvi tədqiqi. *AMEA aspirantlarının elmi konfransının materialları*, 425-431.

ABBASOV, O.R. 2008. Qobustanın yanar şist yataq və təzahürlərinin kəsiliş və sahə boyu paylanma qanunauyğunluqları. *AMEA Gənclərin İntelektual İnkişaf Mərkəzi, Azərbaycan gənc alim, aspirant və maqistrlər cəmiyyəti*, 1, 62-66.

İBADZADƏ, A.C., ABBASOV, O.R. 2008. Qobustanın yanar şistlərinin geokimyası və piroliz məhsullarının tətbiq sahələri. *AMEA Geologiya İnstitutunun əsərləri*, 36, 58-67.

АЛИЕВ, Ад.А., БЕЛОВ, И.С., АЛИЕВ, Г-М.А. 2000. Горючие сланцы миоцена Азербайджана. *АНХ*, 5, 7-11.

АЛИЕВ, Ад.А., БЕЛОВ, И.С., ИБАДЗАДЕ, А.Д. 2002. Горючие сланцы Азербайджана (геология, геохимия и перспективы их использования). *Тр. Института геологии НАНА*, 30, 5-24.

АЛИЕВ, Ад.А., БАЙРАМОВ, А.А. 2000. Некоторые аспекты тектоники грязевулканических зон Гобустана. *Изв. АН Азербайджана. Науки о Земле*, 1, 129-131.

АЛИ-ЗАДЕ, А.А., АХМЕДОВ, Г.А., ЗЕЙНАЛОВ, М.М. 1962. Горючие сланцы Азербайджана. *АНХ*, 1, 5-8.

ВЕБЕР, В.В. 1939. Проблема нефтеносности Палеогеновых и Миоценовых слоев Кобыстана. *Тр. НГРИ*, А., 110, 37.

МАМЕДОВА, А.Н. 2000. Геолого-геохимические особенности продуктов извержений грязевых вулканов Гобустана. *Геолог Азербайджана. Научный бюллетень*, 5, 159-162.

МАМЕДОВА, А.Н. 2002. О новых извержениях грязевых вулканов Гобустана. *Труды Института геологии НАНА*, 30, 113-122.

МАМЕДОВА, А.Н. 2003. Геохимические особенности грязевулканической брекчии Южного Гобустана. В материалах *IX Республиканской научной конф. аспирантов и молодых исследователей (11-12 июня)*, 230-231.

САЛАЕВ, С.Г., КРАВЧИНСКИЙ, З.Я., СЕЛИМХАНОВ, А.И. и др. 1990. Нефтеносные пески и горючие сланцы Азербайджана. Элм. Баку. 129.

СУЛТАНОВ, Р.Г. 1948. Горючие сланцы юго-восточного Кавказа и геологические условия их распределения. Фонды Института геологии НАНА. 112.

Məqaləyə AMEA-nın müxbir üzvü Ə.Ə.Feyzullayev rəy vermişdir

© Э.А.Мамедов, Э.С.Ахмед, М.И.Чирагов, 2012

ДОКЕМБРИЙСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА И ПРОГНОЗИРОВАНИЕ ПОЛИХРОННЫХ ЗОЛОТОНОСНЫХ КОНГЛОМЕРАТОВ НА ЮГЕ СИНАЯ (ЕГИПЕТ)

Э.А.Мамедов, Э.С.Ахмед, М.И.Чирагов

Бакинский государственный университет
AZ1148, Баку, ул. З.Халилова, 23
E-mail: elkhanau@yahoo.com, New_Sayed@yahoo.com

В статье рассматриваются условия формирования некоторых эксплуатируемых золотоносных конгломератов, приводятся общие сведения о докембрийских вулканогенных и плутоногенных коренных месторождениях золота на Аравийско-Нубийском щите на юге Синайского полуострова (Египет). Выделяется ряд разновозрастных этапов образования золоторудной формации, отделенных друг от друга значительным временным промежутком и связанных с различными интрузивными и вулканогенными магматическими формациями. При этом отмечается, что в период Панафриканского горообразования в инфракембрии, а позже – эпиплатформенного горообразования в нижнем мелу, среднем эоцене и плиоцене происходят интенсивное разрушение, эрозия разновозрастных коренных месторождений золота Аравийско-Нубийского щита и формирование полихронных докембрийских вулканогенных и фанерозойских терригенно-обломочных молассовых золотоносных конгломератов на юге Синая.

Введение

Золотоносные конгломераты в молассовых бассейнах земной коры формируют месторождения с крупными запасами золота, иногда с ураном, платиной, алмазами, оловом, вольфрамом и другими полезными ископаемыми. В разные годы золотоносные конгломераты исследовались В.А.Обручевым, В.Линдгрейном, В.М.Крейтером, В.Эммонсоном, Ю.А.Билибиным, А.М.Бетманом, И.С.Рошковым, Ю.П.Ивенсоном, Дю Тойтом, Р.Рамдором, Г.Девидсоном, Ф.П.Кренделевым, В.А.Михайловым и другими. Многочисленные и систематические публикации о золотоносных конгломератах, в особенности древних, содержатся на страницах журнала "Экономическая геология" (США) и в материалах международной конференции "Мирное использование атомной энергии". Ряд вопросов, касающихся генезиса древних месторождений золотоносных конгломератов, является спорным. Территория Египта, в том числе Синая, богата докембрийскими коренными месторождениями золота. Они размещены в докембрийской золоторудной провинции Аравийско-Нубийского щита, которая подвергалась неоднократному полихромному разрушению в период горообразования и синхронному сносу обломков в молассовые бассейны, формированию разновозрастных горизонтов золотоносных конгломератов. Поэтому здесь есть все геологические предпосылки для образования золотоносных конгломератов.

Геологические условия формирования некоторых мировых промышленных месторождений золотоносных конгломератов

На древних островных дугах Трансваальского щита, в связи с докембрийским вулканизмом внутри ряда золотоносных вулканических аппаратов были сформированы месторождения золотоносных вулканогенных конгломератов Витватерсранд (ЮАР). В период эпиплатформенного горообразования в отложениях чехла Центральноамериканской платформы на склонах докембрийской золотоносной провинции были образованы позднекембрийские месторождения терригенно-обломочных золотоносных конгломератов Блек-Хиллс (США).

Месторождение докембрийских золотоносных вулканогенных конгломератов на островных дугах Витватерсранд. В геологическом отношении месторождение локализовано в сближенных вулканических аппаратах на островных дугах. Это самый крупный золотоносный район мира. Наряду с золотом здесь добывается уран, платина и алма-

зы, что намного повышает рентабельность предприятий. Группа месторождений, которые локализованы вокруг вулканических аппаратов в вулканогенном молассовом конгломератовом бассейне Витватерсранд, имеет размеры 800x250 км. Несмотря на многочисленные исследования (Дю Тойт, 1958; Simanovich, 2009), ряд положений, в частности о вулканизме и связи месторождений с островными дугами, имеющих большое значение для прогнозирования аналогичных месторождений в других регионах, является наиболее слабо разработанным. На отдельных участках месторождений Витватерсранд выступают архейские гранит и гнейсы, являющиеся фундаментом Южно-Африканской платформы. На граниты и гнейсы трансгрессивно и с размывом накладываются три докембрийские системы Витватерсранд, Вендерсдорп и Трансвааль, которые представлены многократным чередованием кварцитов, сланцев, а также вулканогенных конгломератов с обломками кварцевых порфиров, андезитов, риолитов, диабазов и фельзитов. Характеристика тектоники древних щитов наиболее детально приведена в работе (Белоусов, 1962), в которой отмечается широкое развитие древних, часто сближенных кольцевых гранитно-гнейсовых купольных структур, чье формирование связано с магматизмом. Становление таких куполов на Трансваальском щите сопровождается проявлением многоэтапного разновозрастного золотоносного вулканизма в режиме островных дуг. Формирование золотоносных островных дуг в режиме растяжения и сжатия сопровождается одновременным размывом, эрозией вулканических аппаратов и образованием многослойных горизонтов золотоносных вулканогенных конгломератов. Естественно, в такой палеогеографической обстановке золотоносные вулканогенные конгломераты россыпного происхождения частично сохраняют свою первичную гидротермальную природу, однако это является предметом для острых споров. Так, при связи золотоносных конгломератов с вулканическими аппаратами на островных дугах, то есть если они являются месторождениями близкого сноса золота, они обладают как признаками осадочного генезиса, так и гидротермального происхождения. Такая новая интерпретация геологических условий их формирования дает возможность прогнозировать месторождения вулканогенных золотоносных конгломератов на других вулканических золотоносных поясах земной коры.

Месторождения золотоносных конгломератов в отложениях платформенного чехла Блек-Хиллс (США). Крупнейшим месторождением золотоносных конгломератов в отложениях основания Центральноамериканской платформы является месторождение Блек-Хиллс. Оно находится на некотором удалении, то есть в периферии докембрийского гидротермального золотого месторождения Хомстек. За период с 1878 по 1967 годы на месторождении Хомстек было добыто около 800 тонн золота и 200 тонн серебра. Здесь на некотором удалении от размытого докембрийского золоторудного месторождения Хомстек трансгрессивно с угловым несогласием залегают золотоносные базальные конгломераты позднего кембрия. Образования докембрийского золоторудного месторождения Хомстек и позднекембрийских золотоносных конгломератов Блек-Хиллса оторваны во времени друг от друга. Состав и окатанность валунов конгломератов свидетельствует о том, что они формировались в прибрежно-морских мелководных условиях. Промышленные концентрации золота составляли 3-4 г/т. Добываемое золото характеризовалось относительной крупностью. Нередко встречались самородки весом 3,0-4,5 г.

Таким образом, позднекембрийские золотоносные конгломераты Блек-Хиллса формировались при горообразовании в отложениях платформенного чехла на некотором удалении от докембрийского золоторудного месторождения Хомстек.

Основные черты геологического строения юга Синая

В геологическом строении юга Синая принимают участие докембрийский комплекс фундамента Аравийско-Нубийского щита, фанерозойский платформенный чехол Африкано-Аравийской платформы, неогеновые молассовые отложения рифтовой системы Суэцкого залива и залива Акаба.

Аравийско-Нубийский щит сложен метаморфическим комплексом, который пред-

ставлен ортоамфиболитами, гнейсами, мигматитами, тальковыми и графитовыми сланцами, метакальцитопелитами, метапсаммопелитами, параамфиболитами, а также метавулканитами. При растяжении коры континентального типа были внедрены ультраосновные и основные интрузии. Метаморфизм комплекса основания принадлежит к амфиболитовой фации и фации зеленых сланцев. Определение абсолютного возраста метаморфического комплекса указывает на 820 млн. лет, что соответствует верхнему рифею верхнего протерозоя. Далее наступил период Панафриканского орогенеза, интенсивного интрузивного магматизма. Формировались древние серые граниты, а затем на значительной площади внедрялись докембрийские многофазные плутоны (G_1,G_2, G_3), такие как граниты, сиениты, монцониты, монцодиориты, а также самостоятельные малые интрузии фельзитов и риолитов. Абсолютный возраст (635-590 млн. лет) вполне соответствует инфракембрию (венду). На стадии взаимосвязанных и взаимообусловленных процессов растяжения и сжатия на островных дугах была сформирована вулканогенная серия Дохан и вулканогенные молассовые отложения Хаммамат. Эта серия отложений известна как серия Дохан-Хаммамат или же формация Хейб (Eliwa et al**.,** 2010). Вулканизм – многоэтапный и последовательно дифференцированный, то есть базальто-андезит-риолитовый. Вулканогенно-осадочные горизонты представлены вулканогенными конгломератами Вади Кид, граувакками, брекчиевыми конгломератами (Abu El-Enen, Makroum, 2003; El-gaby et al., 1991). Абсолютный возраст метавулканитов и метаконгломератов Вади Кид (640-622 млн. лет) соответствует инфракембрию (венду). Африкано-Аравийский фанерозойский платформенный чехол на юге Синая представлен почти горизонтальными пластами от карбонового до эоценового возраста, внутри них отмечаются отдельные пласты конгломератов. Карбоновые отложения горы Эль Тих и высокого плато Гебель Игма представлены мощной толщей песчаников, которые трансгрессивно залегают на докембрийском фундаменте Аравийско-Нубийского щита. Их мощность – от 140 до 282 м. В восточной части Синая карбоновые отложения отсутствуют. Здесь нижний мел представлен нубийскими песчаниками с конгломератами в основании. Конгломераты непосредственно залегают на докембрийских метаморфических и интрузивных породах. Их мощность – от 20 до 40 м. Палеоценовые отложения представлены глинистыми сланцами мощностью от 35 до 55 м. Известняки плато Игма с прослоями кремня нижнеэоценового возраста слагают огромную площадь центральной части Синайского полуострова. Их мощность – до 83 м. На известняках плато Игма несогласно залегают массивные известняки, принадлежащие к среднему эоцену. Отсутствие отложений в верхней части среднего эоцена и наличие конгломератов в верхнем эоцене приводит ряд исследователей к выводу о том, что в этот период проявилось эпиплатформенное горообразование. Рифтовая система Синая является составной северной частью более обширной, протяженной на несколько тысяч километров в длину и несколько сотен километров в ширину Восточно-Африканской рифтовой системы. Последняя относится к крупнейшим самостоятельным тектоническим структурам, которые контролируются сверхглубинными разломами восточной Африки и западной Аравии. Многие вопросы механизма формирования рифтовых систем Земли, их связи с верхней мантией, развития, перемещения при частичном вращении континентальных плит в свете концепции новой глобальной тектоники и металлогении нашли отражение в ряде фундаментальных трудов и материалов международных проектов. Рифтовая система Синая включает несколько элементов и состоит из сводово-глыбовых поднятий активизированной докембрийской золоторудной провинции Аравийско-Нубийского щита, активизированного чехла Африкано-Аравийской платформы и нескольких рифтовых грабенов, таких как Эль Каа, Шарм Эль Шейх и другие. В миоцене, плиоцене и в четвертичный период древняя золоторудная провинция Аравийско-Нубийского щита была неоднократно активизирована и вовлечена в эпиплатформенное горообразование, сопровождающееся одновременным формированием крупных сводово-глыбовых поднятий и гигантских молассовых конгломератовых рифтовых грабенов, размещенных в прибрежных зонах Суэцкого залива и залива Акаба. В

рифтовых грабенах отмечается цикличное осадконакопление. Так, в нижнем миоцене трансгрессивные серии литогенеза начинаются шельфовыми конгломератами, на них залегают морские мергели, а затем эвапориты среднего миоцена. В плиоцене отмечаются конгломераты мощностью более 20 м, которые в верхах плиоцена и в четвертичное время заменяются рифтовыми известняками в молассовом грабене Эль Каа и Шарм Эль Шейх.

Докембрийские золоторудные месторождения на юге Синая

Золоторудные месторождения Аравийско-Нубийского щита в Египте имеют довольно широкое распространение. Здесь известны многочисленные эндогенные месторождения золота, которые объединяются в ряд золоторудных формаций, краткая характеристика которых приводится ниже.

Золото-железорудная формация. В метаморфическом комплексе основания Аравийско-Африканского щита на юге Синая в вулканогенно-осадочных туфах Вади Кид и Вади Мадсус размещены стратиформные вулканогенные кремнистые месторождения, принадлежащие к золото-железорудной формации, с содержаниями в трех пробах соответственно (в %): SiO_2 – 31,41; 32,7; 41,05; Fe^{+3} – 48,85; 60,31; 60,33; Fe^{+2} – 1,7; 2,61; 2,63, а также (в г/т): Au – 0,98; 1,1; 0.89 и Ag – 13,5; 16,4; 18,2. Отношение золота к серебру – 0,07:1; 0,07:1 и 004:1 – довольно низкое.

Золотокварцевая сульфидная (лиственитовая) формация. К этому типу формации относится месторождение жильного типа в Ум Зарриг (Mamedov et al., 2012). Месторождение расположено в зоне глубинных разломов субмеридионального простирания, вдоль которых внедрились породы офиолитовой формации юга Синая, состоящие из перидотитов с подчиненным развитием пироксенитов и габбро верхнерифей-верхнепротерозойского возраста. На территории месторождения получили широкое развитие лиственитты и частично серпентиниты, то есть кварц-карбонатные гидротермально-измененные породы. Из рудных и нерудных минералов на месторождении отмечаются: самородное золото, самородное серебро, самородная медь, халькопирит, кварц, незначительное количество галенита и сфалерита, арсенопирита, магнетита, рутила и ильменита. Содержание (в г/т): золота – до 10, а серебра – от 2,70 до 15,5, Cu – от 0,13 до 0,2%, Pb – от 0,0035 до 0,071% , Zn – от 0,0097 до 0,0 820%, Ba – до 0,0 4%.

Золото-алюмосиликатная (скарновая) формация. Данная формация связана с древними гранитоидными плутонами. Она возникла за счет контактового метасоматизма гранитоидного плутона с метапелитами формации Ум Зарриг. Руды сложены из волластонита, кварца, фельдшпата, гроссуляра, пренита, биотита, а также из самородного золота, халькопирита, борнита, пирита, сфалерита, галенита и незначительного количества кобальтина, арсенопирита, фрейбергита и вуланжерита. Содержание золота – 1,8 г/т, серебра – от 67,6 до 180 г/т, цинка – от 0,21 до 8%, свинца – 2%.

Золотокварцевая плутогенная формация. С комплексом многофазных гатарских плутонов в Восточной Пустыне и на юге Синая связан ряд месторождений золота, таких как Баррамия, Сукари, Ум Рус, Ум Самра и другие. Они принадлежат к золотокварцевой плутогенной формации и состоят из минералов золотоносного пирита, самородного золота, арсенопирита, галенита, шеелита, вольфрамита с развитием минералов тантала, ниобия и полосчатого кварца. По минеральному типу эти месторождения относятся к золото-пиритовому, иногда с оловом, вольфрамом, танталом и ниобием. Содержание золота довольно высокое – от 6,1 до 29,45 г/т.

Золотосульфидная (колчеданная) вулканогенная формация. На юге Синая с последовательно дифференцированным базальт-андезит-риолитовым комплексом вулканогенной серии Дохан-Хаммамат, в особенности с риолитовой формацией, связаны образования многочисленных месторождений золота разных, но близких по времени формирования, морфологических типов. Это – золотоносные гидротермально-измененные зоны (штокверки), золотоносные жилы и вкрапленное золотоносное пиритовое оруденение (месторождения Вади Ум Зарриг, Вади Кид, Вади Самра и др.). Гидротермально-измененные зоны содержат: Au – от 0,3 до 5,0 г/т , Ag – от 0,9 до 5,4 г/т, Cu – от 0,04 до 2%, Pb – от 0,004 до 0,28%, Zn – от 0,04 до 0,59%, при этом

минералы представлены самородным золотом, халькопиритом, галенитом, сфалеритом, арсенопиритом, пиритом, пирротином, ильменитом, магнетитом, борнитом и ковеллином. Жильный тип, представленный полосчатым кварцем, самородным золотом, редко золотоносным пиритом, галенитом и халькопиритом, содержит Au от 0,3 до 7,72 г/т, а Ag – от 0,3 до 4,7 г/т. На юге Синая риолитовые дайки несут вкрапленную пиритовую минерализацию, часто золотоносную. В рудах основными минералами являются золотоносный пирит и кварц, примесями – халькопирит, тетраэдрит, борнит, серицит, хлорит, спорадически встречаются минералы золота, серебра, меди, сфалерит и галенит. Содержание (в г/т) Au – 5,8, Ag – больше 5,9 и Cu – более 0,2%. Отношение Au : Ag =1:1.

Золото-медно-порфировая формация. С малыми интрузивами, такими как фельзиты, трахиты и диабазы, в Восточной Пустыне ассоциируют месторождения Монгул, Абу Марват, Курдеман, принадлежащие к золото-медно-порфировой формации с золото-халькопирит-молибденовым минеральным типом. Содержание золота – от 0,6 до 2,39 г/т.

Таким образом, в регионе широко распространены месторождения золота, принадлежащие к золото-железорудной, золото-кварцево-сульфидной лиственитовой, золото-алюмосиликатной (скарновой), золотокварцевой плутогенной, золото-медно-порфировой и золотосульфидной (колчеданной) вулканогенной формациям (Botros, 2004; Mamedov, Faissal, 2010; Mamedov, 2007; Noor, Botros, 2008) .

Прогнозирование полихронных золотоносных конгломератов на юге Синая

Месторождения золотоносных конгломератов разделяются в зависимости от расстояния от источника питания золотом на месторождения близкого и дальнего сноса золота.

Вулканогенные золотоносные конгломераты близкого сноса золота. В Синае в докембрий (инфракембрий), в период панафриканского горообразования происходит многократное разрушение вышеотмеченных коренных вулканогенных месторождений золота, синхронное отложение их в вулканогенных молассовых бассейнах и формирование золотоносных вулканогенных конгломератовых горизонтов. На островной дуге Кид, в районе вулканогенного золотосульфидного месторождения Хашм Эль Фах впервые нами были выделены два горизонта вулканогенных золотоносных конгломератов мощностью в 3,0 и 20,0 м и значительной протяженности, принадлежащие к серии Дохан-Хаммамат. Валуны и брекчии этих конгломератов состоят из обломков пород вулканогенного золотосульфидного месторождения Хашм Эль Фах (рис.). Минеральный тип таких конгломератов соответствует минеральному типу подвергшихся разрушению коренных золотосульфидных (полиметаллических) месторождений и содержит (в г/т): Au – от 0,3 до 1,4, Ag – от 0 до 3,0, Mo – от 0,0009 до 0,0065%, Cu – от 0,0089 до 1,43%, Zn – от 0,002 до 0,05%, Pb – от 0,005 до 0,054%.

Золотоносные конгломераты дальнего сноса золота. В отложениях Африкано-Аравийского платформенного чехла конгломератовые горизонты отмечаются в нижнем мелу, верхнем эоцене и плиоцене, встречаются на некотором удалении от коренных источников золота. Потенциально золотоносные конгломераты нижнего мела общей мощностью от 20 до 40 м размещены в юго-восточной части Синая, в западном обрамлении золоторудной провинции Аравийско-Нубийского щита и находятся на некотором удалении от золотоносной островной дуги Кид, Нувейба и Катрин. Конгломераты верхнего эоцена встречаются от пирамиды Гизы до западного обрамления золоторудной провинции Аравийско-Нубийского щита в Синае. В прибрежной зоне Суэцкого и Акабского заливов потенциально золотоносные конгломераты установлены в плиоцене. В период эпиплатформенного орогенеза происходит неоднократная активизация золоторудной провинции Аравийско-Нубийского щита, разрушение золоторудных месторождений, их эрозия и отложение в его обрамлении рифтовых молассовых грабенов Эль Каа и Шарм Эль Шейх. Здесь потенциально золотоносные конгломераты в плиоцене имеют общую мощность до 20 м. Формирование таких горизонтов происходит за счет разрушения и переотложения как докембрийских коренных месторождений золота, так и докембрийских вулканогенных золотоносных конгломератов.



Докембрийские вулканогенные золотоносные конгломераты. Район золотосульфидного вулканогенного месторождения Хашм Эль Фах

Таким образом, характеристика геологических условий формирования месторождений золотоносных конгломератов, их коренного источника золота показывает, что докембрийские вулканогенные золотоносные конгломераты близкого сноса золота, принадлежащие к вулканогенно-осадочной серии Дохан-Хаммамат, являются аналогами вулканогенных золотоносных конгломератов крупнейшего месторождения Витватерсранд (Южная Африка). Фанерозойские потенциально золотоносные конгломераты дальнего сноса золота в отложениях чехла Аравийско-Африканской платформы и в рифтовых системах связаны с докембрийским плутонизмом и вулканизмом Синая.

Освоение таких полихронных месторождений золотоносных конгломератов на Синае позволит расширить минерально-сырьевую базу золотодобывающей промышленности Египта.

ЛИТЕРАТУРА

БЕЛОУСОВ, В.В. 1962. Основные вопросы геотектоники. Госгеотехиздат. Москва.

ДЮ ТОЙТ, А. 1958. Геология Южной Африки. ИЛ. Москва.

ABU EL-ENEN, M.M., MAKROUM, F.M. 2003. Tectono-metamorphic evolution of the northeastern Kid Belt, SE Sinai, Egypt. *Annals of geological Survey of Egypt,* XXVI, 19-37.

BOTROS, N.S. 2004. A new classification of the gold deposits of Egypt. *Ore Geo Rev*., 25,1.

EL-GABY, S., KHUDIER, A.A., ABDEL TAWAB, M., ATALLA, R.F. 1991**.** The metamorphosed volcano-sedimentary succession of Wadi Kid, southeastern Sinai, Egypt. *Annal. Geol. Surv. Egypt,* XVII, 19-35.

ELIWA, H. et al**.** 2010. Depositional style of Early Ediacaran terrestrial volcano-sedimentary succession in Gebal El Urf area North Eastern Desert. *Journal of African Earth Science,* 57, Egypt, 328-344.

MAMEDOV, E.A. 2007**.** Industrial Types of the auriferous conglomerates and creation of the large mineral-raw base of the gold mining industry of Egypt. *Abstracts (GRMENA-II), Cairo University,* 93-95.

MAMEDOV, E.A. AHMED, E.S., CHIRAGOV, M.I. 2012. Mineralogy, types and genesis of the copper-gold-sulphide ore mineralization of Um Zerriq Area, metallogenic Kid Belt in Southeastern Sinai, Egypt. Malaysia. *Caspian Journal of Applied Sciences Research,* 1(10), 42-53.

MAMEDOV, E.A., FAISSAL, A.A**.** 2010**.** Industrial types and search on deposits of gold-bearing conglomerates in Egypt and Sudan (North Africa). Egypt. *Al-Azhar University Engineering Journal, JAUES,* 5, 4,42-63.

NOOR, A.M., BOTROS, N.S. 2008. Gold potentiality in southern Sinai, Egypt with spatial emphasis to El Samara area. *Annals Geol. Surv. Egypt*., V, XXX, 353-372.

SIMANOVICH, I.M. 2009. Auriferous precambrian conglomerates of Witwatersrand. *Lithology and Mineral Resources*, 44,5, 497-509.

Рецензент: д.г.-м.н. Н.А.Новрузов

© Ф.А.Кадиров, А.Г.Кадыров, Н.Р.Карагезова, 2012

КАРТЫ СЕЙСМИЧЕСКОЙ СОТРЯСАЕМОСТИ ТЕРРИТОРИИ АЗЕРБАЙДЖАНА ДЛЯ ЗНАЧЕНИЙ ИНТЕНСИВНОСТИ I≥VII

Ф.А.Кадиров, А.Г.Кадыров, Н.Р.Карагезова

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

Для Азербайджана построена карта сейсмической сотрясаемости территории с интенсивностью I≥VII. Определено, что для сотрясений I≥VII баллов T_{min}=50 годам. Таким периодом повторяемости землетрясений характеризуются районы севернее Абшеронского полуострова, район Шамаха-Исмаиллы, Шеки-Балакен, а также г.Билясувар. Остальная часть территории Азербайджана относится к области с 200-летним и более периодом повторяемости.

Введение

Территория Азербайджана располагается в зоне активного столкновения (коллизии) двух континентов – Африканского и Евразийского (McKenzie, 1972; Зоненшайн и др., 1979; Sengor et al., 1985; Philip et al., 1989; Зоненшайн и др., 1990). Реконструкция тектоники плит указывает на то, что первичная коллизия Аравийской плиты с Евразийской длится уже в течение 10-30 миллионов лет и продолжается на современном этапе (Robertson, 2000). Значение скорости движения Аравийской плиты на север относительно Евразии с тех пор, как началось столкновение, остается более или менее постоянным и приблизительно равно 20 мм в год (McQuarrie et al., 2003; Reilinger et al., 2006). Это продолжающееся "вторжение" Аравии в Евразию обуславливает сокращение размера литосферы вдоль надвига, простирающегося в направлении восток-запад. Горизонтальное смещение литосферы из зоны столкновения плит происходит по правостороннему сдвиговому разлому (McKenzie, 1972; Sengor et al., 1985; Jackson, 1992; Reilinger et al., 2006; Kadirov et al., 2008). Эти региональные тектонические процессы вызывают землетрясения, которые исторически зарегистрированы по всей территории Кавказа. Изучение долговременной сейсмической опасности региона является весьма актуальной задачей.

Долговременную сейсмическую опасность в том или ином регионе можно характеризовать тем, как часто и какой интенсивности сейсмические сотрясения могут здесь происходить. Для количественной оценки долговременной сейсмической опасности региона используется средняя частота повторения в данном месте сейсмических толчков B(I), землетрясений любой данной интенсивности I (Ризниченко, 1965; Джибладзе, 1973; Ризниченко, 1985). Обратная величина T=1/B(I) – средний период повторения сотрясений данной интенсивности.

Целью данной работы являлись расчет и составление карт сейсмической сотрясаемости территории Азербайджана для землетрясений интенсивностью I≥VII на основании сейсмических событий 1902-2012 гг.

Для расчета и построения карт сейсмической сотрясаемости необходимо в первую очередь построить графики повторяемости землетрясений, карты сейсмической активности и карты возможных максимальных землетрясений (Ризниченко, 1965; 1966; 1976; Riznichenko, 1967; 1969).

Распределение эпицентров землетрясений

При исследовании долговременной сейсмической опасности региона были использованы известные каталоги исторических и инструментальных сведений о землетрясениях Азербайджана: «Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г.»; материалы Республиканского Центра Сейсмологической Службы Национальной Академии наук Азербайджана; Геофизической службы Российской Академии наук; бюллетени Кавказа; сборники научных трудов «Землетрясения в СССР» (1964-1989); «Землетрясения Северной Евразии» (с 1992 года по настоящее вре-

мя) (Атлас землетрясений, 1962; Землетрясения в СССР, 1964-1989; Кондорская и др., 1977; Каталог, 1941; Сейсмологический бюллетень Кавказа, 1975-1989). Использована также открытая информация международных сейсмологических центров, таких как EMSC и IRIS. Из этих каталогов были выбраны землетрясения, расположенные в прямоугольнике с координатами: 44,50 в.д., 38,00 с.ш. и 51,00 в.д., 42,50 с.ш. На рис. 1 представлена карта распределения эпицентров этих землетрясений за 1902-2012 гг.

Как видно из рисунка, на карте отражено большое количество эпицентров слабых землетрясений с M≥3-4, за счет этого зоны распространения очагов значительно расширились. Карта эпицентров землетрясений также отражает большое количество землетрясений с M≥ 4-5, они группируются в основном в полосе от г. Балакен до г.Шамаха, в прибрежной зоне Каспийского моря, в районе г.Гянджа, на Малом Кавказе в районе Зангезура, на Талыше. Эпицентры сильных землетрясений с M≥6-7 находятся, как правило, внутри этих групп землетрясений с магнитудой M≥3-4 и M≥4-5. По распределению эпицентров землетрясений на Большом Кавказе выделяются четыре зоны: I зона – Балакен-Загатала; II зона – Шеки-Габаля; III зона – Шамаха-Исмаиллы и IV зона – Абшерон. Зоны с более высокой плотностью распределения эпицентров землетрясений (I и III) чередуются с зонами с относительно низкой плотностью (II и IV).

Повторяемость землетрясений

Для оценки повторяемости землетрясений применяется логлинейное соотношение Гуттенберга-Рихтера. Полагая, что время возникновения землетрясений случайно, их число уменьшается экспоненциально с ростом магнитуды, а величина магнитуды не лимитирована.

На основе статистических данных строилась зависимость lgN от M, где N – количество землетрясений с заданной магнитудой M. Далее эти данные аппроксимировались функцией:

$$\lg N = a + bM \qquad (1)$$

Зависимость (1) отражает закон повторяемости магнитуд Гуттенберга-Рихтера, где a и b – региональные константы.

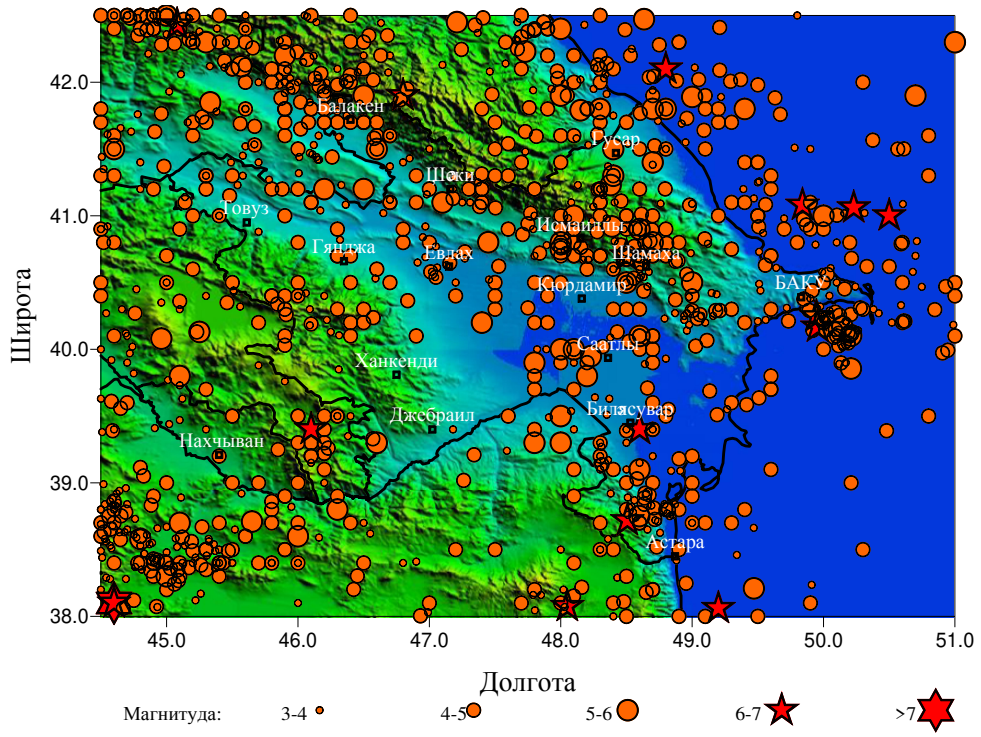


Рис. 1. Распределение эпицентров землетрясений за период 1902-2012 годы

Ниже приведены расчеты и графики функции повторяемости для исследуемой территории за период 1902-2012 гг. Количество сейсмических событий составляет N=2252, а искомое уравнение имеет вид:

$$Y= -0,78M + 6,13$$

График функции повторяемости показан на рис. 2.

Учитывая формулу Раутиана К=4+1,8М, угол наклона магнитудного графика повторяемости Y_M связан с наклоном энергетического графика равенством $Y_M = 1,8Y_K$. На рис. 2 для территории Азербайджана значение угла наклона графика повторяемости $Y_M = -0,78$ соответствует значению $Y_K = -0,43$.

Предыдущими исследованиями было установлено: для всего Кавказа в целом $Y_K = -0,5$, для Восточного Кавказа и акватории Каспийского моря $Y_K = (-0,44)-(-0,56)$, для геоструктур низшего порядка – областей развития грязевых вулканов максимум $Y_K = (-0,47)-(-0,69)$. Понижение значений Y_M, полученное нами, говорит о возрастании сейсмичности.

Карта активности A_{10} и максимально возможная магнитуда землетрясений

Для построения карты максимально возможных землетрясений используют взаимосвязь между сейсмической активностью (A_{10}) и произошедшими максимальными землетрясениями (M_{max}) (Ризниченко, 1968).

Для вычисления сейсмической активности (А) исследуемая территория разделяется на сектора с размером 25х25 км и для центральной части каждого сектора вычисляется значение (А) с использованием формулы:

$$A = \frac{N_\Sigma (1 - 10^{-\gamma}) 1000}{10^{-\gamma(K_{min} - K_0)} ST}. \qquad (2)$$

Здесь S – площадь сектора, используемая для расчета данного значения А, N_Σ – количество землетрясений, произошедших на этой площади, γ – угол наклона графика повторяемости землетрясений (в нашем случае он равен –0,78), K_0=10, K_{min}=12 (где К – энергетический класс землетрясений), Т=110 лет (период, для которого имеются данные в каталоге).

Карта сейсмической активности представлена на рис. 3.

Анализ карты сейсмической активности позволяет выделить 4 обособленные зоны с относительно высокой степенью активности (A_{10}=2,4-2,8): Балакен-Загатала, Шамаха-Исмаиллы, прибрежная зона Каспийского моря и Абшеронский полуостров, с A_{10}=1,8-2 выделяется зона Талыша. Меньшими значениями сейсмической активности A_{10}=1,2-1,4 характеризуются небольшие зоны: Гянджа, Шеки-Габаля, Хачмаз. Остальная территория Республики на карте сейсмической активности отмечается незначительной активностью $A_{10} \leq 1,0$.

Существует корреляционная формула, связывающая K_{max} и А:

$$\log(A) = \log(\alpha) + \beta(K_{max} - K_\alpha), \qquad (3)$$

где при K_α=15 значения $\log(\alpha)$=2,84, β=0,21.

Область, ответственная за возникновение землетрясения с энергетическим классом K_{max}, имеет радиус R= (10^{Kmax}/c), где 1/c= $0,315.10^{-10}$ км^3/Дж.

По формуле (3), задавая различные значения K_{max}, рассчитываются значения А и R. Подставляя эти значения в формулу (2), производится расчет количества землетрясений N_Σ. Сопоставляя это значение количества землетрясений с количеством землетрясений, которые произошли на самом деле, выбирается значение K_{max} при котором они наиболее близки. Это значение K_{max} приписывается данной точке.

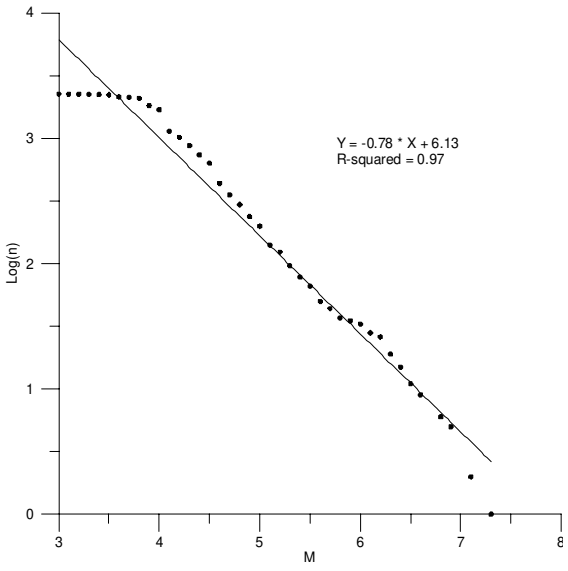


Рис. 2. График повторяемости землетрясений по магнитудам

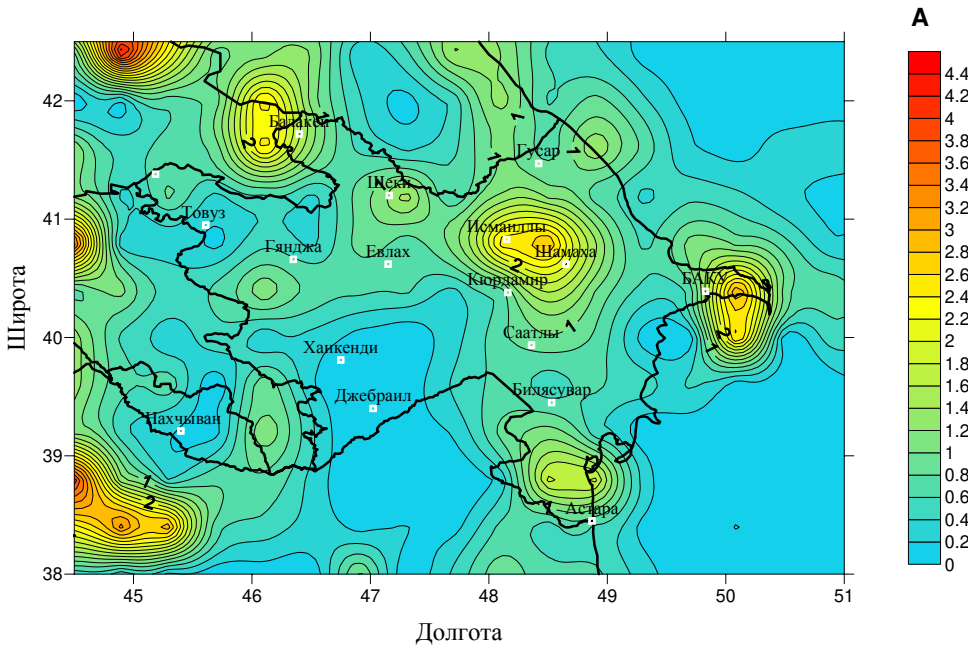


Рис. 3. Карта сейсмической активности A_{10}

Ниже приводится карта возможных максимальных землетрясений (M_{max}), построенная по сводному каталогу землетрясений с 1902 по 2012 гг. (рис.4).

Как видно из рис. 4, максимальная магнитуда наблюдается на юге Абшеронского п-ва и в Шамаха-Исмаиллинской сейсмоактивной зоне. В Шамаха-Исмаиллинском сейсмоактивном районе могут происходить землетрясения с магнитудой M_{max}=6,6, а на юге Абшеронского полуострова – с M_{max}=6,2. Другие относительные максимумы расположены в районе г.Шеки (M_{max}=5,5), г.Лянкяран (M_{max}=5,2), г.Джебраил (M_{max}=5,5), г.Балакен (M_{max}=5,3). На Большом Кавказе на территории Грузии в районе Рача выделяется зона с максимальным значением магнитуды (M_{max}=7,3).

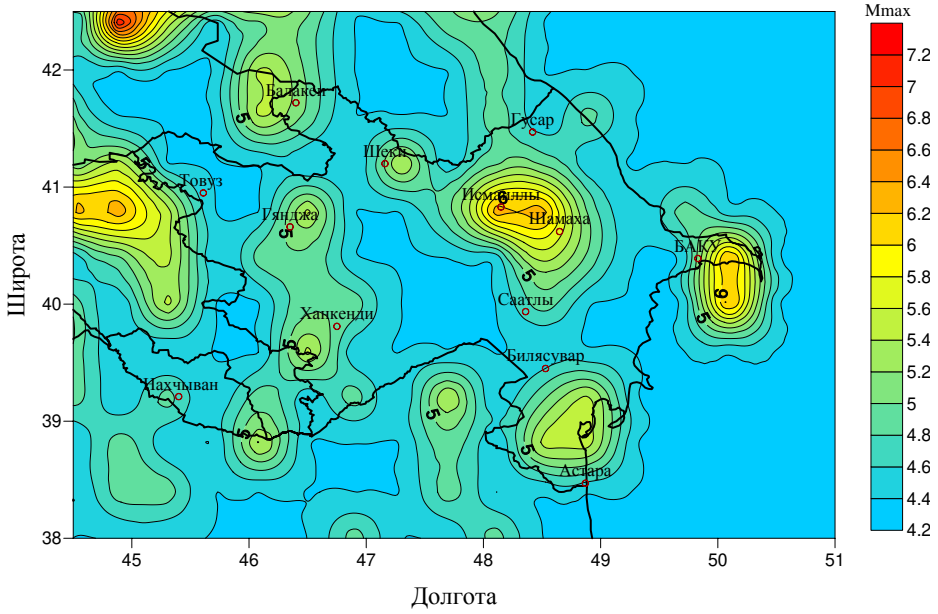


Рис. 4. Карта возможных максимальных землетрясений (M_{max}) (1902 -2012 гг.)

Сейсмическая сотрясаемость

Сотрясаемость B_I — это средняя частота повторения сейсмических толчков заданной интенсивности I в любом исследуемом месте. Любая данная точка земной поверхности испытывает сотрясения не только от очагов, возникающих непосредственно вблизи этой точки, но и от удаленных землетрясений. Величина B_I характеризует интегральный эффект действия всей совокупности очагов и может быть выражена следующей зависимостью

$$B_{\Sigma} = \iiint_V N_{\Sigma} dxdydz.$$

Здесь B_{Σ} – суммарная частота повторения со-
I

трясений заданной интенсивности I и выше; N_{Σ} – общее число очагов, вызывающих в точке приема сотрясения интенсивностью I и выше.

При подстановке конкретного выражения функции суммирования N_{Σ} в параметры очаговой сейсмичности можно записать:

$$B_{\Sigma_I} = \sum_S A \frac{\left\{\left(10^{-\gamma K_I}\right) - \left(10^{-\gamma K_{\max}}\right)\right\} 10^{\gamma K_0}}{10^{0.5\gamma} - 10^{-0.5\gamma}} \Delta S \ , \quad (4)$$

где K_I – величина землетрясения, обеспечивающего интенсивность I в точке, где определяется сотрясаемость, а A, γ и K_{max} – параметры очаговой сейсмичности. Суммирование ведется по окружающей исследуемую точку площади S, которая разбита на элементарные площадки ΔS, причем учитывается эффект лишь с тех площадок, где выражение под знаком суммы больше нуля.

Как видно из соотношения (4), для расчета сотрясаемости надо иметь данные двух видов: сведения о пространственном распределении параметров сейсмического режима A, γ и K_{max} и сведения о затухании сейсмического эффекта с расстоянием для исследуемого региона.

Параметры очаговой сейсмичности территории Азербайджана, приведенные ранее, при определении сотрясаемости использовались в следующем виде. Значения K_{max} снимались с карты возможных максимальных землетрясений (рис. 4). Величина γ бралась из графика повторяемости землетрясений (рис. 2). Активность A находилась из соотношения (2).

Затухание интенсивности при расчете сотрясаемости определялось по формуле I=3,5+1,4M-3,51g(R). По формуле (4) составлялась карта сотрясаемости для территории Азербайджана.

На рис. 5 приведена карта сотрясаемости $B_{\Sigma I}$ для Азербайджана.

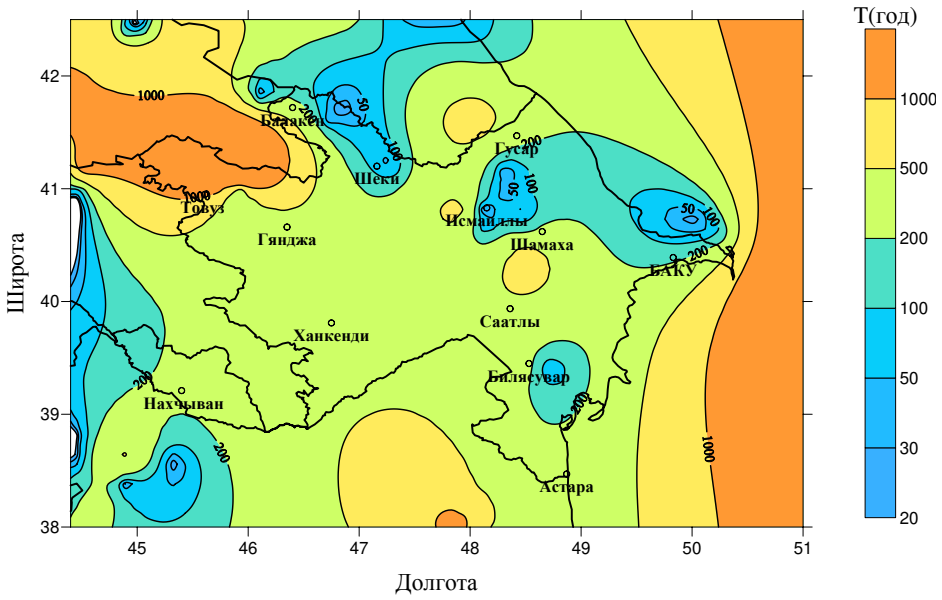


Рис. 5. Карта сейсмической сотрясаемости Азербайджана. Изолиниями показан средний период T (в годах) повторения сотрясений интенсивностью I≥VII баллов (1902-2012 гг.)

Изолиниями на этой карте показаны средние периоды $T_{\Sigma_I} = 1/B_{\Sigma_I}$ повторения сотрясений интенсивностью, равной или большей I=VII баллов.

Для сотрясений I≥VII баллов T_{min}=50 годам. Таким минимальным периодом повторяемости характеризуется район севернее Абшеронского полуострова. Область 50-летнего периода повторяемости VII-балльных и выше сотрясений расположена в области Шамаха-Исмаиллы, Шеки-Балакен, а также г.Билясувар. Почти вся территория Азербайджана охватывается областью с 200-летним и более периодом повторяемости.

Выводы

На территории Азербайджана минимальный период повторяемости сотрясений в I≥VII баллов составляет 50 лет. Таким периодом повторяемости землетрясений характеризуются районы севернее Абшеронского п-ва, Шамаха-Исмаиллы, Шеки-Балакен и г. Билясувар. Остальная часть территории Азербайджана относится к области с 200-летним и более периодом повторяемости.

Данная работа выполнена при финансовой поддержке Фонда Украинского научно-технологического центра (УНТЦ). Грант № 4801.

ЛИТЕРАТУРА

АТЛАС ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В СССР. 1962. Изд-во АН СССР. Москва.

ДЖИБЛАДЗЕ, Э.А., РИЗНИЧЕНКО, Ю.В. 1973. Сейсмическая сотрясаемость Кавказа. *Изв. АН СССР. Физика Земли*, 1, 9-20.

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ В СССР. 1964-1989. Наука. Москва.

ЗОНЕНШАЙН, Л.П., САВОСТИН, Л.А. 1979. Введение в геодинамику. Недра. Москва.

ЗОНЕНШАЙН, Л.П., КУЗМИН, М.И., НАТАПОВ, Л.М. 1990. Тектоника литосферных плит территории СССР. Недра, Москва.

КОНДОРСКАЯ, Н.В., ШЕБАЛИН, Н.В., ХРОМЕНЕЦКАЯ, Е.А. 1977. Новый каталог сильных землетрясений в СССР с древнейших времён до 1975 года. Наука. Москва.

КАТАЛОГ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ НА ТЕРРИТОРИИ СССР (с 1908 по 1936 год включительно). 1941. Труды Сейсмологического Института. Изд-во АН СССР. Москва-Ленинград. 95, III. 78.

РИЗНИЧЕНКО, Ю.В. 1965. От активности очагов землетрясений к сотрясаемости земной поверхности. *Изв. АН СССР. Физика Земли*, 11, 1-12.

РИЗНИЧЕНКО, Ю.В. 1966. Расчет сотрясаемости точек земной поверхности от землетрясений в окружающей области. *Изв. АН СССР. Физика Земли*, 5, 16-32.

РИЗНИЧЕНКО, Ю.В. 1968. Сейсмическая активность и сотрясаемость. В кн.: *Сейсмическое районирование СССР*. Наука, Москва.

РИЗНИЧЕНКО, Ю.В., ДРУМЯ, А.В., СТЕПАНЕНКО, Н.Я. 1976. Сейсмичность и сотрясаемость Карпато-Балканского региона. Штиинца. Кишинев.

РИЗНИЧЕНКО, Ю.В. 1985. Проблемы сейсмологии. Избранные труды. Наука. Москва.

СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЙ БЮЛЛЕТЕНЬ КАВКАЗА (1975-1989). 1979-1989. Мецниереба, Тбилиси.

JACKSON, J. 1992. Partitioning of strike-slip and convergent motion between Eurasia and Arabia in eastern Turkey, *J. Geophys. Res*., 97, 12471-12479.

KADIROV, F.A., MAMMADOV, S., REILINGER, R., McCLUSKY, S. 2008. Some new data on modern tectonic deformation and active faulting in Azerbaijan (according to Global Positioning System Measurements). *Proceedings. Azerbaijan National Academy of Sciences. The Sciences of Earth*, 1, 82-88.

RIZNICHENKO, Yu.V. 1967. Geophysical principles of evaluation of the seismic danger. 9 Assembly of the ESC 1-7 Aug. 1966 in Copenhagen. Academic Forlag. Kopenhavn.

RIZNICHENKO, Yu.V., ZACHAROVA, A.I., SEIDUZOVA, S.S. 1969. Seismic activity and shake ability of the Apenninian region. *Bollitino di Geofizika. Theorica ed Applicata*. Trieste, 11, 43-44.

REILINGER, R.,S. and 22 others. 2006. GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions, *J. Geophys. Res*., BO5411, doi:10.1029/2005JB004051, 2006b.

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

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

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

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

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

© Lev Eppelbaum and Youri Katz, 2012

KEY FEATURES OF SEISMO-NEOTECTONIC PATTERN OF THE EASTERN MEDITERRANEAN

Lev Eppelbaum and Youri Katz

Tel Aviv University,
Ramat Aviv 69978, Tel Aviv, Israel
E-mail: levap@post.tau.ac.il

The Eastern Mediterranean is a tectonically complex region located in the midst of the progressive Afro-Eurasian collision. The recent increasing geotectonic activity in this region highlights the need for combined analysis of seismo-neotectonic signatures. For this purpose, this article presents the key features of the tectonic zonation of the Eastern Mediterranean. Map of derivatives of the gravity field retracked from the Geosat satellite and novel map of the Moho discontinuity illustrate the most important tectonic features of the region. The Post-Jurassic deformation map of surface leveling reflects the modern tectonic stage of Eastern Mediterranean evolution. The developed tectono-geophysical zonation map integrates the potential geophysical field analysis and seismic section utilization, as well as tectonic-structural, paleogeographical and facial analyses. Tectonically the map agrees with the earlier model of continental accretion (Ben-Avraham and Ginzburg, 1990). Seismicity map of the Eastern Mediterranean tectonic region (for the period between 1900 and 2012) overlaying on the tectonic zonation chart reveals the key features of the seismo-neotectonic pattern of the Eastern Mediterranean. The results have important implications for tectono-seismological analysis in this region.

Introduction

The Eastern Mediterranean is tectonically complex region evolving in the midst of the progressive Afro-Eurasian collision. Its geological-geophysical structure has been studied for years but is still not fully charted. The Eastern Mediterranean represents a classic area for the emergence of plate tectonics (e.g., Ben-Avraham, 1978; Robertson and Dixon, 1984; Ben-Avraham and Ginzburg, 1990; Ben-Avraham et al., 2002; Le Pichon and Kreemer, 2010; Eppelbaum and Katz, 2011). The recent upsurge in seismological activity in the world (2009-2012) and particularly within the Afro-Eurasian collision zone makes it imperative to re-explore the seismo-neotectonic pattern of the Eastern Mediterranean. In addition, the discovery of significant hydrocarbon deposits in this region (e.g., Schenk et al., 2010; Montadert et al., 2010; Noble, 2010; Eppelbaum and Katz, 2011, 2012) during last few years clearly underscore the need for new regional tectonic-structural substantiation of hydrocarbon structures to support the prospecting. To achieve these goals, a combined geophysical (potential geophysical fields and seismics) and geological (formational, facial, tectonic-structural and paleogeographical) investigation are currently being conducted (Eppelbaum and Katz, 2011). This paper reports on some of the key findings in this investigation.

Specifically this article is a synthesis of geological-geophysical and seismic monitoring data covering an observation period more than 100 years (1900-2012). The geological materials and methodology are described in detail in Eppelbaum and Katz (2011). These data were used to revise an earlier Moho discontinuity map (Eppelbaum and Pilchin, 2006), draw up a deformation map of the Post-Jurassic surface of leveling and conduct an analysis of contemporary geodynamic events (along with a tectonic scheme and satellite-derived gravity data).

The findings showed that the new generation of the satellite derived gravity data could be used effectively for tectono-geological mapping (Eppelbaum and Katz, 2011). The satellite gravity data were obtained from the World Gravity Data Base as retracked from the Geosat satellite and ERS-1 altimetry (Sandwell and Smith, 2009). It should be noted that these observations were made with regular global 1-minute grids (Sandwell and Smith, 2009) and the gravity data computation error was estimated at 2-3 mGals. The gravity map compiled in Figure 1 shows the intricate gravity pattern of this area (the isoline interval is 5 mGal; “zero” isoline is dashed and bolded).

This figure demonstrates how worthwhile it is in some specific cases (for instance, for tectonic-structural or geodynamical mapping) to display the gravity field map without any reduction (Eppelbaum and Khesin, 2012). The positive and negative gravity anomalies (Figure 1) clearly reflect the majority of the structural-geotectonical units of the region. The map depicts both the main structural elements (e.g., Eastern Mediterranean basin), and the smaller depressions and highs of the neotectonic relief of the Nubean-Arabian and Anatolian plates.

Brief geological setting

According to modern geological-geophysical analyses, the Eastern Mediterranean region covers four geotectonic plates: the African, Sinai, Arabian and Aegean-Anatolian (Figure 2). The first two plates consist of heterogeneous blocks of continental and oceanic crust and each of these plates is circumscribed by deep faults. According to Robertson et al. (1991), the oceanic crust of the eastern Mediterranean is a remnant of the Neotethys. The Sinai plate (McKenzie et al., 1970) is bounded from the west and the east by a system of deep Late Cenozoic faults (Malovitskiy et al., 1975; Ben-Avraham, 1978). The eastern part of the eastern Mediterranean is formed by the Dead Sea Fault System (Figure 2) along which about 100 km of left-lateral strike-slip motion has developed (Dubertret, 1932). Within this fault system numerous horsts and grabens have emerged. These grabens usually represent pull-apart basins (Cloetingh et al., 1996) filled by terrigenous evaporite molasses and basal rocks.

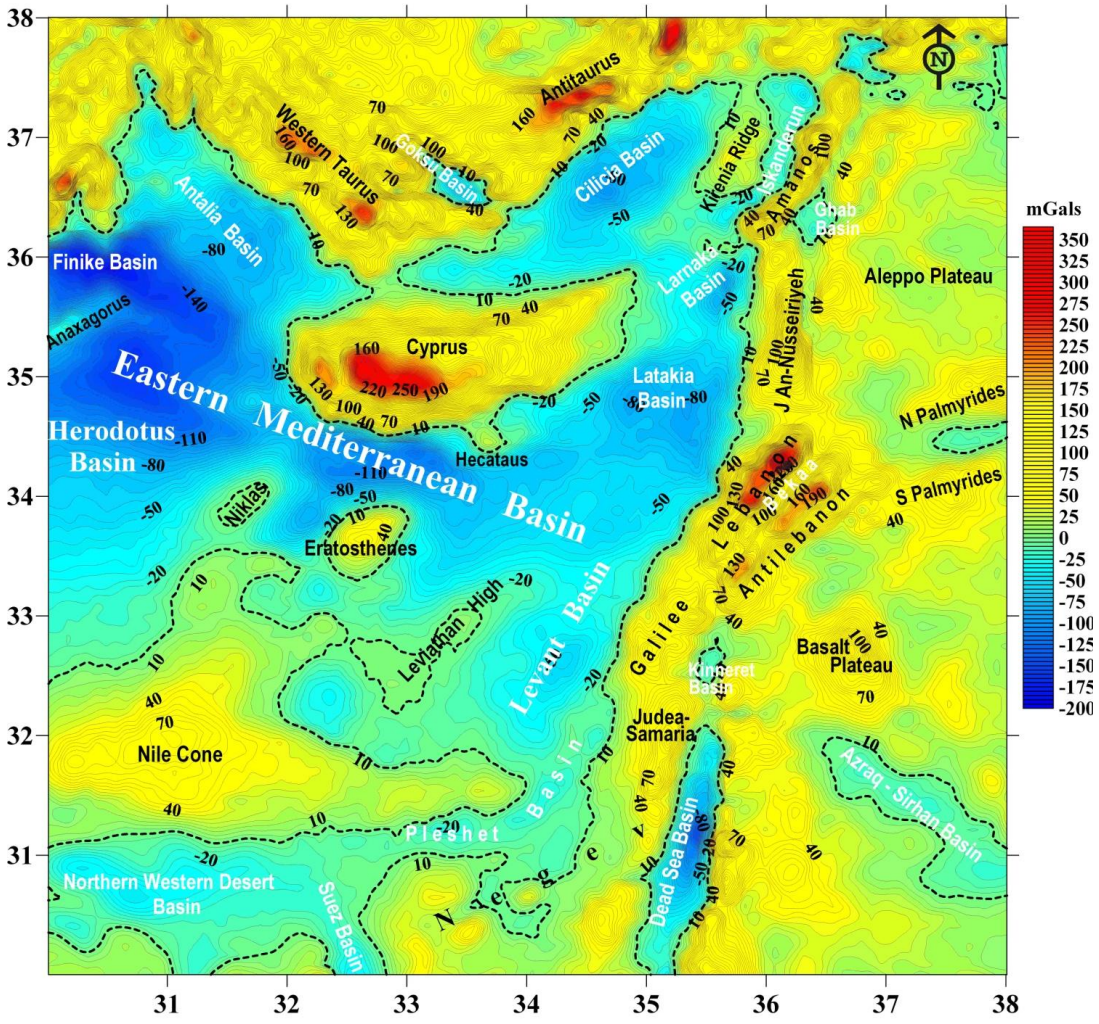


Figure 1. Map of key satellite derived gravity anomalies of the Eastern Mediterranean

Between the oceanic and continental crust is the Syrian fold belt (Syrian arc) (e.g., Garfunkel, 1998). This belt is the eastern part of the larger Alpine-Mediterranean fold belt and basin system (Khain, 1984; Bosworth et al., 2008). The structural inhomogeneity of the Syrian arc was revealed by analysis of subsurface Paleogene – Upper Cretaceous sediments (Flexer, 1971; Sneh et al., 1998). However, the tectonic characteristics of the deeper structural stages have been studied to a lesser extent. Geophysically it was shown (Ben-Avraham and Ginzburg, 1990) that a thinned continental crust composes the Syrian arc structure. Tectonically, this belt is made up of a sequence of extensional independent crystal units (Ben-Avraham et al., 2006).

Precambrian, Paleozoic, Mesozoic and Cenozoic associations form the geological section of the African and Arabian platforms within the eastern Mediterranean. The Precambrian is known to contain metamorphic and igneous rocks, and in the upper part of the Precambrian there is molassa which passes to the Cambrian base. Cambrian rocks are extensive in the Sinai, but are not found in the borehole sections of the Negev desert. In the Negev the Permian deposits overlie the Precambrian arkosic sandstone. In the Heletz block there is no molasses and the Permian deposits are in direct contact with the crystalline schist.

More completely than in the Sinai, Lower Paleozoic sequences are present to the east of the Eastern Mediterranean coast in Syria, Jordan and Iran. Analysis of geophysical data testifies to the absence of Lower Paleozoic strata in the Levant Basin and in the Pleshet terrane (Gardosh et al., 2008, 2010; Mechie et al., 2009). Devonian and Carbon deposits have not been detected in the borehole sections of Israel. The Carbon and Permian continental associations were studied in the Sinai (Druckman et al., 1983). Deep boreholes drilled in the Negev, the coastal plain of Israel, the Judean mountains and western Jordan, have revealed marine Permian deposits (Andrews, 1992; Hall et al., 2005). Thus, the Precambrian and Paleozoic associations of the Arabian plate and southern Sinai differ significantly from the folded zone of the Syrian arc.

The Mesozoic and Paleogene associations make up the carbonate platform of the Eastern Mediterranean (including reefs and other organogenic constructions). These carbonate associations also include small terrigenous complexes and traps. The Miocene and Quaternary associations are represented by terrigenous molassa with Early Messinian evaporates, sometimes generating salt domes and diapirs. These associations have developed mainly in the pull-apart basins within the Dead Sea transform zone and Levant Basin (Ben-Avraham, 1992). Besides sedimentary deposits, the Mesozoic and Late Cenozoic magmatic rocks are widely developed in the Eastern Mediterranean (Garfunkel, 1989; Sneh et al., 1998; Segev et al., 2000).

Integrated geophysical-geological data analysis

Heat flow measurements in the Eastern Mediterranean have yielded low values averaging 31 mW/m^2 (Erickson et al., 1977; Morgan, 1979; Čermak, 1980). After applying a correction for sedimentation rate, this value becomes 43 mW/m^2 (Verzhbitsky, 1996), which is similar to the average geothermal flow of 40 mW/m^2 calculated for deep oceanic basins (Sclater et al., 1980). Theoretical calculations by Verzhbitsky (1996) suggest that the average age of the Levant Basin crust is ≈ 125 Ma, which is consistent with the time of terranes accretion in the Early Cretaceous during the Levantine phase (~ 132 Ma) (Katz and Eppelbaum, 1999a).

Integrated analysis of geophysical materials integrates deep seismic sounding data (Malovitskiy et al., 1975; Ben-Avraham et al., 2002, 2006; Hall et al., 2005; Mechie et al., 2009; Gardosh et al., 2010), magnetic surveys (Folkman and Yuval, 1976; Rybakov et al., 1997; Ben-Avraham et al., 2002), gravity data (Ginzburg et al., 1993; Rybakov et al., 1997; Hall et al., 2005; Sandwell and Smith, 2009), thermal data (Levitte and Olshina, 1985; Eppelbaum et al., 1996; Verzhbitsky, 1996; Pilchin and Eppelbaum, 1997; Eppelbaum and Pilchin, 2006) and seismological parameters (Seismological Data Base of the GII; Shapira, 1992; Punar and Türkelli, 1997; Salamon, 2003,2010; El-Hefnawy et al., 2006).

The main interpretation method involves a deep tectonic-geophysical analysis combining (partially employing principles presented in Eppelbaum et al., 2003) the geophysical quantitative

data and qualitative patterns with available deep borehole sections, geological data, tectonic and paleomagnetic reconstructions. For example, our recent analysis specifically designates that the zones of inverse magnetization unambiguously revealed in the Levant Basin of the Eastern Mediterranean (Ben-Avraham et al., 2002) relate to the Kiama hyperzone. It enables us to suppose that the Earth's crust within the Levant Basin can be composed by Permian-Triassic rocks.

Combined analysis of the aforementioned data (parts of this analysis are reported in Ginzburg and Eppelbaum, 1993, 1994; Eppelbaum, 1996; Ben-Avraham et al., 2002; Eppelbaum et al., 1998, 2004, 2005, 2006a, 2006b, 2007; Eppelbaum and Katz, 2011, 2012) enabled us to develop a map of the deep tectonic-geodynamic regioning (Figure 3) (modified after Eppelbaum and Katz, 2011), a revised and supplemented map of the Moho discontinuity depth (Figure 4), a hypsometric map of the base of the newest (Post-Jurassic) tectonic complex (Figure 5), and a seismotectonical map (Figure 6).

First directional derivatives map (e.g., Tuma, 1979) of the satellite derived gravity field in the direction south-north is shown in Figure 2A, and the same map with the tectonic elements is presented in Figure 2B. The direction south-north was selected because the majority of geological structures within the Alpine Mediterranean belt area was characterized by a latitude extension (Khain, 1984). Figure 2B indicates that the derivatives clearly trace main tectonic and geophysical peculiarities of the region, especially a boundary between continental and oceanic crust is visibly traced (Ben-Avraham et al., 2002).

Figure 3 modified after Eppelbaum and Katz (2011) to incorporate recent publications by Moix et al. (2011) and Bulut et al. (2012) shows the most important regional tectonic features revealed by integrated analysis of geophysical and geological data which is overlaid on the smoothed gravity map (with an isoline interval of 20 mGal). This map depicts the main tectonic structures of this region; i.e., the African, Arabian, Sinai and Aegean-Anatolian plates. The latter plate is part of the Alpine-Mediterranean fold belt (Khain, 1984). Associations of the Precambrian continental crust, oceanic crust and Mesozoic accretional complexes compose the African, Arabian and Sinai plates.

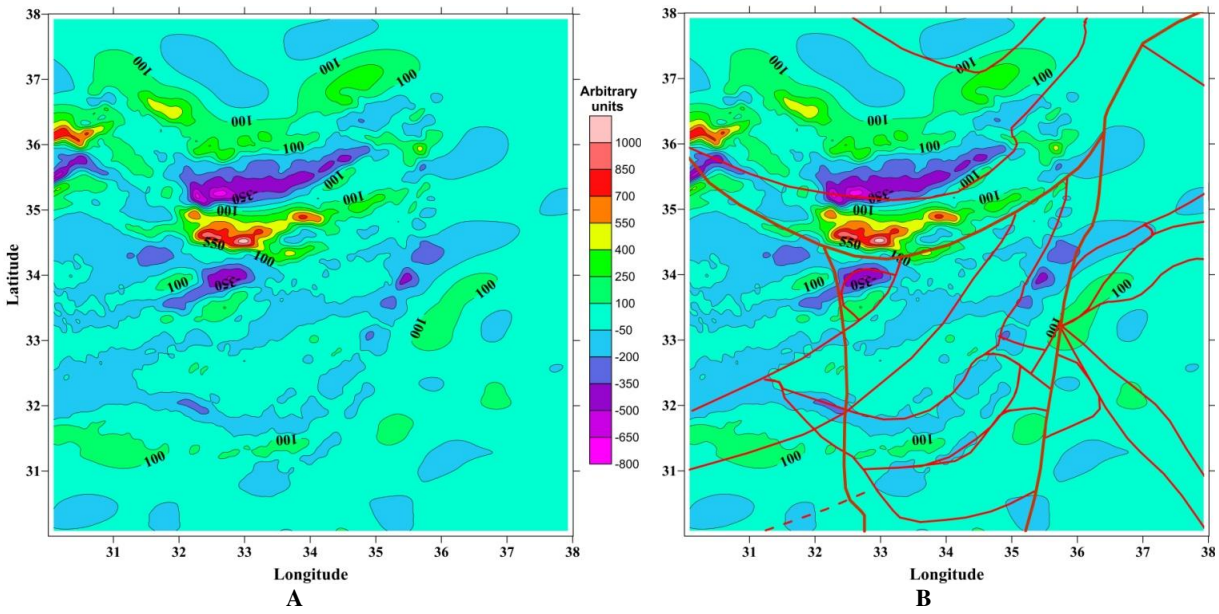


Figure 2. Map of the first directional derivatives (south-north) of satellite derived gravity field smoothed 4 x 4 (**A**), and the same map with drawn tectonic elements (**B**)

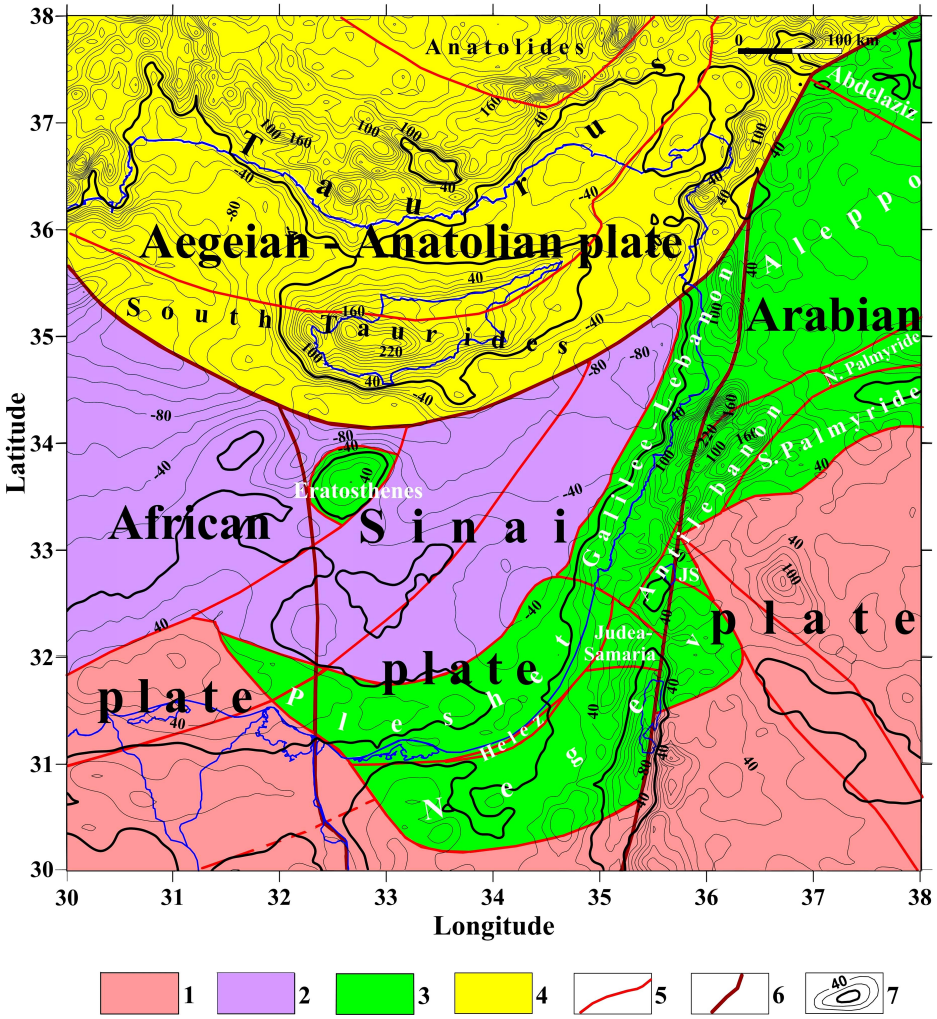


Figure 3. Tectonic zonation chart of the Eastern Mediterranean overlaid on the smoothed gravity map (1) Precambrian plates with continental crust, (2) oceanic crust, (3) Mesozoic terranes, (4) Alpine tectonic belt, (5) main tectonic faults, (6) intraplate tectonic faults, (7) gravity isolines, mGal

To analyze contemporary geodynamics, the Moho discontinuity map (Figure 4) was utilized. Initially this map was constructed by the correlation method on the basis of integrated processing of seismic data and maps of the Bouguer gravity for Israel and the Eastern Mediterranean (Eppelbaum and Pilchin, 2006). The map shown here (Figure 4) was modified to include recently published data (Gardosh et al., 2010; Marlow et al., 2011; Tawardos, 2011), as well as our latest developments (Eppelbaum and Katz, 2011) on regional structural and deep geological-geophysical zonation. As depicted in this map, the Eastern Mediterranean Basin is composed of a thinned crust with a thickness of 22-28 km, properly developed oceanic crust (22-24 km) probably presenting a residual crust of the Tethys Ocean (Robertson et al., 1991; Robertson, 1998) and a crust of marginal terranes. The most crust thickness (> 40 km) corresponds to the western part of the Arabian plate. As a whole, the Earth's crust of the ancient Gondwana in the Eastern Mediterranean consists of 32-40 km. The thickness of the terranes crust ranges between 32 to 36-37 km (S. Palmirides, Negev, Aleppo and Anti-Lebanon), and between 24 to 30 km (Heletz, Judea-Samaria, Galilee-Lebanon and Eratosthenes). The thickness decreases towards the grabens of Suez and Aqaba (Eilat). The initial variant of the Moho discontinuity map was utilized to develop the first map of the Curie discontinuity of Israel (Eppelbaum and Pilchin, 2006). It revealed that the depth of the Curie discontinuity computed by thermal data analysis (which is more reliable) exceeds as a rule the depth of the lower edges of magnetized bodies obtained by magnetic data interpretation.

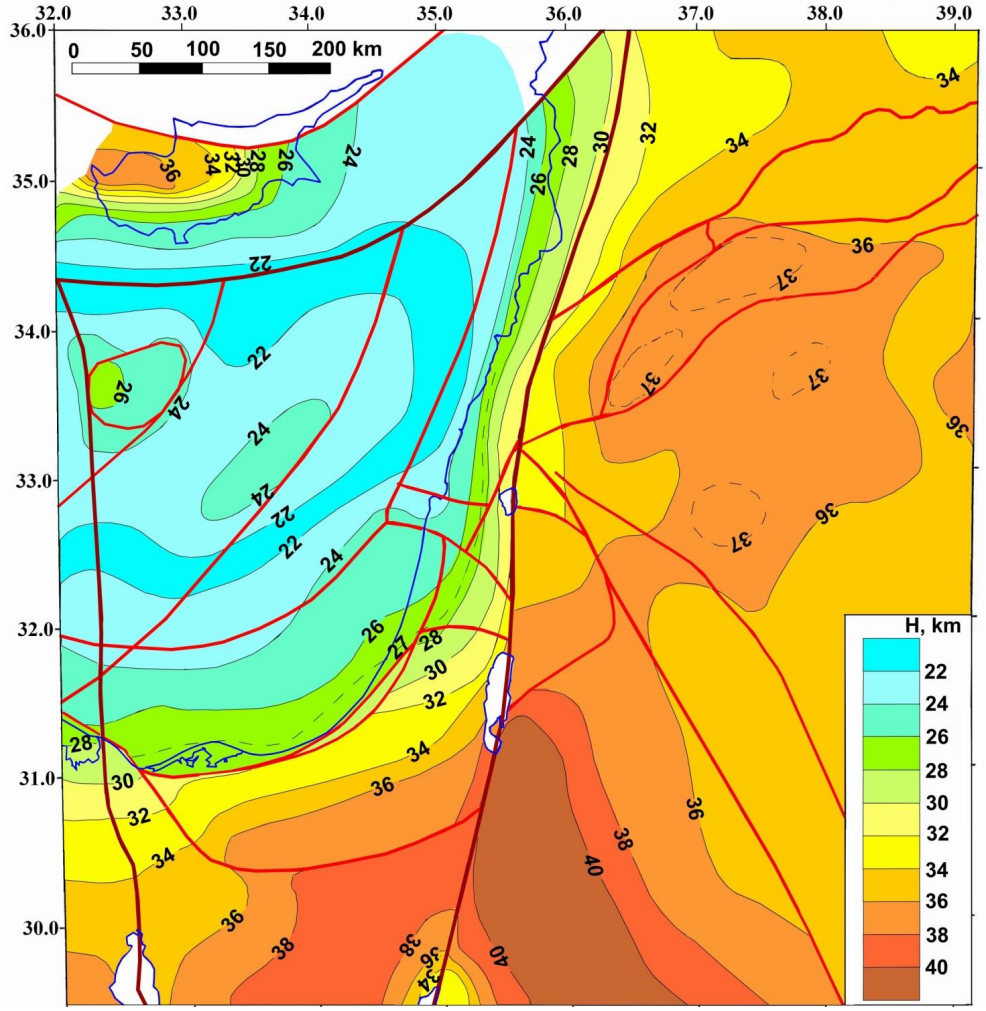


Figure 4. Map of the Moho discontinuity of the Eastern Mediterranean (in km)

The map of deformation of the Post-Jurassic surface leveling (Figure 5) reflects the modern evolution of the tectonic stage of the Eastern Mediterranean. The map of the base of the newest (Post-Jurassic) tectonic complex (Figure 5) has an obvious correlation with the Moho discontinuity map (Figure 4). Accretion of terranes played a role in the Early Cretaceous, mainly in the middle of the Hauterivian during the Levantine phase (~ 132 Ma) (Katz and Eppelbaum, 1999a). In the basal part of the post-accretional complex a transgressive terrigenous carbonate formation has developed at a thickness up to 1400 m in the zone of erosion canyons. The trap formation of the Lower Cretaceous at a thickness up to 300 m has developed mainly in zone of the Levantine Fault System (Katz and Eppelbaum, 1999b; Eppelbaum and Katz, 2012). In the middle part of the post-accretional complex there is a carbonate formation of the Upper Cretaceous-Palaeogene measuring roughly 1000-2000 m in thickness, and in the Azraq-Sirhan graben it reaches up to 3500 m. The Neogene-Quaternary upper transgressive terrigenous formation and traps compose the roof of the post-accretional neotectonic complex. The thickness of the terrigenous associations in the coastal plain reaches 1000-1600 m, in the Eastern Mediterranean mainly measures 2000-2600 m, and in the pull-apart basins is calculated at more than 3000 m. The thickness of traps is usually 100-200 m, and in the erosion-tectonic depressions it can attain 1000 m.

A structural map of the Post-Jurassic leveling surface (Figure 5) testifies to the difference between the neotectonic movements within the (1) Precambrian platforms, (2) terranes, and (3) Levant Basin. The terrane belt (also termed the Syrian arc) in its contemporary modern stage consists of geological

structures with very intensively expressed highs and depressions. Between the Negev terrane and Sinai plate a compensation depression has developed that separates the uplift of the southern Negev from the highs of the northern Sinai (Bartov et al., 1980). The rift zones of Suez and Aqaba were formed in the longitudinal part of uplifts that corresponded to the area under study for high hypsometric values of the leveling surface (up to 800-1500 m). Along the Dead Sea Transform (DST) there are alternate zones of uplifts and depressions of this surface reaching or exceeding the absolute values of 4-8 km. This map (Figure 5) may be used not only for various tectono-geological reconstructions, searches for hydrocarbons and projection of their exploitation, but also for planning the new infrastructure and transport systems in Israel.

The seismotectonic map (Figure 6) presents a synthesis of the materials on a deep regional geophysical-geological level (Eppelbaum and Katz, 2011) and seismicity data for the period between 1900 and April 2012. The seismicity data were obtained from the Seismological Data Base compiled by the Geophysical Institute of Israel (GII). In addition the data collected by Salomon et al. (2003,2010), Arieh and Rabinowitz (1989), Punar and Türkelli (1997), Vannucci et al. (2004), El-Hefnawy et al. (2006), Wdowinsky et al. (2006), Tan et al. (2008) and Kalyoncuoglu et al. (2011) were incorporated.

An analysis of the map (Figure 6) reveals a number of key features.

Simple visual analysis indicates that most geodynamic activity in the region is confined to the greatest gradients of gravity field: the largest positive gravity anomaly in the Cyprus area and the highly negative gravity anomaly along the DST. Thus, the gravity data retracked from the satellite observations can be employed for surface mapping the areas of dangerous geodynamic events at a depth.

The boundaries of the African, Sinai, Arabian and Aegean-Anatolian techtonic plates appear to be zones of higher activity. The Aegean-Anatolian plate of the Alpine-Himalayan convergence zone is younger (Cenozoic) and characterized by more frequent and high-magnitude seismicity. The zones of the Mesozoic consolidation are seismically less active. However, the DST area, as was noted elsewhere (e.g., Arieh and Rabinowitz, 1989; Ben-Avraham, 1992) exhibits very active seismicity.

The boundaries between the smaller tectonic-geophysical zones are identifiable but are less visible than the inter-plate boundaries. In particular, the boundaries of the Mesozoic terrane belt in contact with the thinned oceanic crust and the continental crust of Gondwana are fairly distinct, but not in all extensions. They developed mainly to west and east of the DST.

The Pelusium Megashear System (Neev, 1977; Neev et al., 1982; Hall et al., 2005) is highly important for studying geodynamic activity in this region. Two systems of shears (marked as bold red lines) are shown in Figure 6 from SW to NE. The shears were marked seismically (Shapira, 1992; Punar and Türkelli, 1997), and magnetically (Meshref, 1990). However, our data indicate that in fact the Pelusium shear (some 60 km off the coast of Israel) has no independent structural-seismotectonic status. The line in the northern part mainly coincides with the boundary between the oceanic crust and the Galilee-Lebanon terrane. Thus, the Pelusium shear cannot be a marker of the northern part of the Sinai plate. However, it is consistent with the conceptual model proposed by Ben-Avraham (1978) where the northern boundary of the Sinai plate collides with the Aegean-Anatolian (Turkish) plate.

Perpendicular to the Pelusium Megashear System there are a series of faults, the most typical of which are the Carmel and Azraq-Sirhan. These fault zones were identified geophysically by magnetic and gravity anomalies (Ginzburg and Eppelbaum, 1993; Ben-Gai and Ben-Avraham, 1995; Al-Zoubi and Ben-Avraham, 2002). These directions geodynamically are of great importance since they are indicators of lines of high seismicity both to SE and NW of the Carmel and Azraq-Sirhan faults. The same direction can be traced in the Isparta Angle (SW Turkey) by seismological data and geomorphological features (Kalyoncuoglu et al., 2011) and in the Cyprian region (Makris et al., 2000; Zverev, 2000). The present investigation enabled to recognize that a similar direction has a projection of the delineated Kiama hyperzone to the earth's surface. It is likely that these directions may correspond to the lines of planetary fracturing (e.g., Florinsky, 2012). These diagonal zones demand a further investigation. Thus, analysis of the data indicates that seismological effects in the Eastern Mediterranean are produced by different tectonic-geophysical sources.

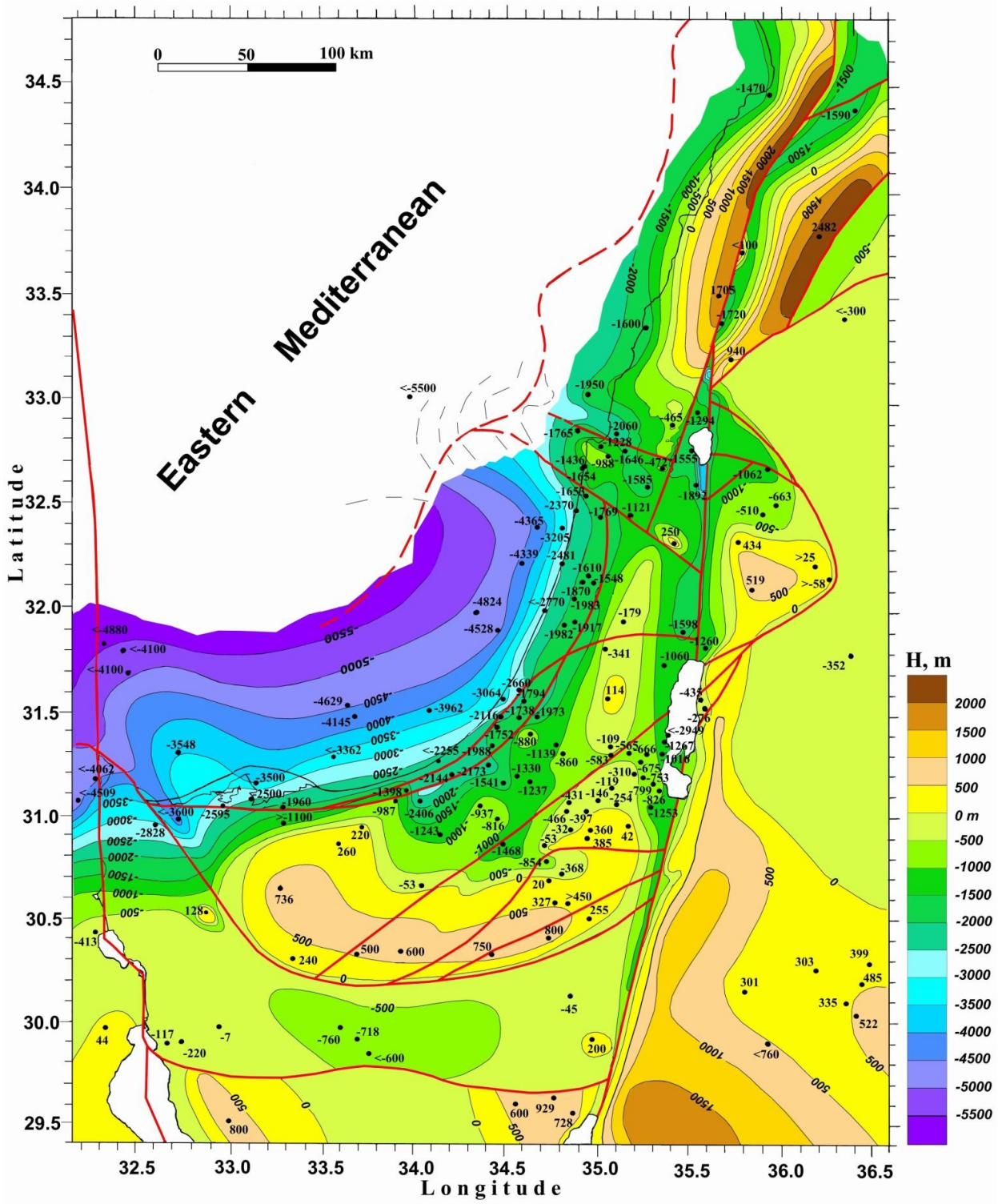


Figure 5. Hypsometric map of the base of the newest (Post-Jurassic) tectonic complex. Color column shows deformation of the Post-Jurassic erosion surface. Solid points on the map show utilized deep boreholes and distinctive outcroppings. Numbers next to solid black dots show estimates of the base of the Post-Jurassic (in m) derived from borehole sections and outcrops, initial sources can be found in Eppelbaum and Katz (2011)

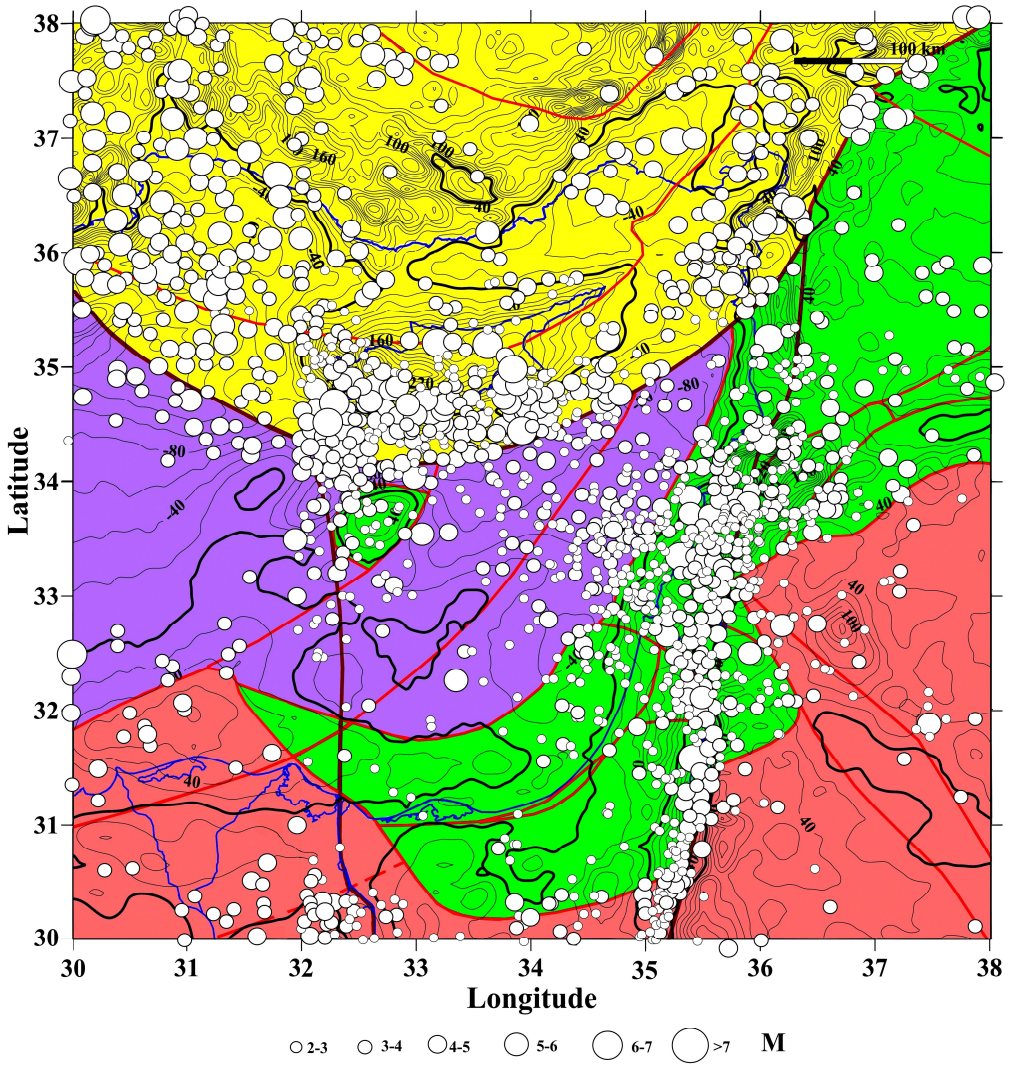


Figure 6. Eastern Mediterranean seismicity map for the period between 1900 and 2012 overlaid on the smoothed gravity map with indicators of tectonic zonation. White circles show earthquake magnitudes on the Richter scale

Changes in the thickness of the Earth's crust in many cases are sufficiently seismically expressed (for instance, within the Arabian and African plates). The most significant seismic events in the region are associated with the northern part of the Gulf of Aqaba, but it is located south of the investigation area and demands special analysis.

Obviously, the further investigations will include analysis of ancient geodynamic events (until 1900), and the area under study will be extended for about 200 km to the south.

These seismological features should be taken into account not only for regional tectono-geophysical mapping of the Eastern Mediterranean, but also for hydrocarbon searches and in particular for potential exploitation of hydrocarbon deposits in the region.

Summary

The map of directional derivatives of satellite derived gravity field clearly indicates the many tectonic features of the region. The modified Moho discontinuity map constructed on the basis of integrated processing of seismic data and the Bouguer gravity maps for Israel and the Eastern Mediterranean shows an intricate pattern of the Moho depth distribution in the region and enabling to recognize continental and oceanic types of the Earth's crust. The hypsometric map

of the base of the newest (Post-Jurassic) tectonic complex is at least partially correlated with the Moho discontinuity map. Combined analysis of seismicity (for the period between 1900 and 2012) and the data of geological-geophysical zonation were used here to pinpoint some key neotectonic features of the Eastern Mediterranean. These maps are crucial not only for current knowledge of the Eastern Mediterranean tectonic patterns, but also for infrastructure development in this region.

Acknowledgements

The authors thank the Geophysical Institute of Israel (GII) for permission to use the Seismological Database of Israel and the Eastern Mediterranean compiled by the GII. This study received funding from the European Community's Seventh Framework Program (FP7/2007-2013) under Grant Agreement No. 225663.

REFERENCES

AL-ZOUBI, A., BEN-AVRAHAM, Z. 2002. Structure of the earth's crust in Jordan from potential field data. *Tectonophysics,* 346, 45-59.

ANDREWS, I.J. 1992. Permian, Triassic and Jurassic lithostratigraphy of the subsurface of Jordan. *Subsurface Geology Bull*., 4, 1-60.

ARIEH, E. RABINOWITZ, N., 1989. Probabilistic assessment of earthquake hazard in Israel. *Tectonophysics*, 167, 223-233.

BARTOV, Y., LEWY, Z., STEINITZ, G., ZAK, I. 1980. Mesozoic and Tertiary stratigraphy, paleogeography and structural history of the Gebel Areif en Naqa area, Eastern Sinai. *Israel Journal of Earth Sciences*, 29, 114-139.

BEN-AVRAHAM*, Z.* 1978. The structure and tectonic setting of the Levant continental margin, Eastern Mediterranean. *Tectonophysics,* 46, 313-331.

BEN-AVRAHAM, Z. 1992. Development of asymmetric basins along continental transform faults. *Tectonophysics*, 215, 209-220.

BEN-AVRAHAM, Z., GINZBURG, A. 1990. Displaced terranes and crustal evolution of the Levant and the eastern Mediterranean. *Tectonics,* 9, 613-622.

BEN-AVRAHAM, Z., GINZBURG, A., MAKRIS, J., EPPELBAUM, L. 2002. Crustal structure of the Levant basin, Eastern Mediterranean. *Tectonophysics,* 346, 23-43.

BEN-AVRAHAM, Z., SCHATTNER, U., LAZAR, M., HALL, J.K., BEN-GAI, Y., NEEV, D., RESHEF, M. 2006. Segmentation of the Levant continental margin, eastern Mediterranean. *Tectonics,* 25, TC5002, 1-17.

BEN-GAI, Y., BEN-AVRAHAM, Z. 1995. Tectonic processes in offshore northern Israel and the evolution of the Carmel structure. *Marine and Petroleum Geology*, 12, 5, 533-548.

BOSWORTH, W., EL-HAWAT, A.S., HELGELSON, D.E., BURKE, K. 2008. Cyrenacian "shock absorber" and associated inversion strain shadow in the collision zone of northeast Africa. *Geology*, 36, 9, 695-698.

BULUT, F., BOHNHOFF, M., EKEN, T., JANSSEN, C., KILIÇ, T., DRESEN, G. 2012. The East Anatolian Fault Zone: Seismotectonic setting and spatiotemporal characteristics of seismicity based on precise earthquake locations. *Journal of Geophysical Research*, 117, B07304, doi: 10.1029/2011JB008966.

ČERMAK, V. 1980. Heat flow in the Eastern Mediterranean and the Black Sea. *EGS Program and Abstracts,* Budapest, 121.

CLOETINGH, S., BEN-AVRAHAM, Z., SASSI, W., HORVATH, F. 1996. Dynamics of basin formation and strike-slip tectonics. *Tectonophysics,* 449, 1-4, 1-10.

DRUCKMAN, Y., WEISSBROD, T., GOLDBERG, M., BOEHM, S. 1983. Lithological and stratigraphic data on the Precambrian, Paleozoic, Triassic and Jurassic subsurface sequences penetrated in the Negev and Northern Sinai. *Geol. Survey of Israel, Mapping, stratigraphy and oil division,* S/6/83.

DUBERTRET, L. 1932. Les formes structurales de la Syrie et de la Palestine. *C. r. Acad. Sci*., Paris, 195, 66-68.

EL-HEFNAWY, M., DEIF, A., EL-HEMAMY, S.T., GOMAA, N.M. 2006. Probabilistic assessment of earthquake hazard in Sinai in relation to the seismicity in the eastern Mediterranean. *Bull. Eng. Geol. Env.*, 65, 309-319.

EPPELBAUM, L.V. 1996. Combined interpretation of gravity and magnetic fields over the Rosh-Ha'Ayin structure, Israel. *Trans. of the Conf. of the Geol. Soc. of America, North-Central section,* Iowa, USA, 28, 6, 38.

EPPELBAUM, L., BEN-AVRAHAM, Z. KATZ, Y. 2004. Integrated analysis of magnetic, paleomagnetic and K-Ar data in a tectonic complex region: an example from the Sea of Galilee. *Geophysical Research Letters*, 31, 19, doi:10.1029/2004GL021298, L19602, 1-4.

EPPELBAUM, L., BEN-AVRAHAM, Z., KATZ, Y. 2005. Does mantle diapir produce Hebron magnetic anomaly? *Trans. of the Conf. of the Israel Geol. Soc. Ann. Meet., Moshabim Country Logging (Negev)*, Israel, 26.

EPPELBAUM, L.V., BEN-AVRAHAM, Z., KATZ, Y.I. 2007. Structure of the Sea of Galilee and Kinarot Valley derived from combined geological-geophysical analysis. First Break, 25, 1, 21-28.

EPPELBAUM, L., EPPELBAUM, V., BEN-AVRAHAM, Z. 2003. Formalization and estimation of integrated geological investigations: Informational approach. *Geoinformatics*, 14, 3, 233-240.

EPPELBAUM, L**.**V., KATZ, Y.I. 2011. Tectonic-Geophysical Mapping of Israel and Eastern Mediterranean: Implication for Hydrocarbon Prospecting. *Positioning,* 2, 1, 36-54.

EPPELBAUM, L.V., KATZ, Y.I. 2012. Mineral deposits in Israel: A contemporary view, In: *Israel: Social, Economic and Political Developments*, Nova Science Publishers, N.Y., USA, 1-41.

EPPELBAUM, L., KATZ, Y., BEN-AVRAHAM, Z. 2006a. Mt. Carmel structure as a plate tectonics phenomenon. *Trans. of the Conf. of the Israel Geol. Soc. Ann. Meet.*, Beit-Shean, Israel, 31.

EPPELBAUM, L.V., KHESIN, B.E. 2012. Geophysical Studies in the Caucasus. Springer. 411 p.

EPPELBAUM, L.V., LIVSHITS, YA., FLEXER, A., BEN-AVRAHAM, Z. 1998. Integrated geological-geophysi-

cal analysis of Ring Structures phenomenon in the Eastern Mediterranean. *Trans. of the Conf. of the Israel Geol. Soc. Ann. Meet.*, Mizpe-Ramon, Israel, 25.

EPPELBAUM, L.V., MODELEVSKY, M.M., PILCHIN, A.N. 1996. Thermal investigation in petroleum geology: the experience of implication in the Dead Sea Rift zone, Israel. *Journal of Petroleum Geology*, 19, 4, 425-444.

EPPELBAUM, L.V., PILCHIN, A.N. 2006. Methodology of Curie discontinuity map development for regions with low thermal characteristics: an example from Israel. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 243, 3-4, 536-551.

EPPELBAUM, L.V., VAKSMAN, V.L., KOUZNETSOV, S.V., SAZONOVA, L.M., SMIRNOV, S.A., SURKOV, A.V., BEZLEPKIN, B., KATZ Y., KOROTAEVA, N.N., BELOVITSKAYA, G. 2006b. Discovering of microdiamonds and minerals-satellites in Canyon Makhtesh Ramon (Negev desert, Israel). *Doklady Earth Sciences* (Springer), 407, 2, 202-204.

FLORINSKY, I.V. 2012. Digital Terrain Analysis in Soil Science and Geology. Academic Press. Boston. 432 p.

FOLKMAN, Y., YUVAL, Z. 1976. Aeromagnetic Map of Israel, 1:250,000. Israel Institute for Petroleum Research and Geophysics. Holon. Israel.

ERICKSON, A.J., SIMMONS, G., RYAN, W.B.F. 1977. Review of heat flow data from the Mediterranean and Aegean Seas. In: *Intern. Symp. on the Struct. Hist. of the Mediter. Basins, 25th Geological Conference*, Technip, Splite, 263-280.

FLEXER, A. 1971. Late Cretaceous palaeogeography of northern Israel and its significance for the Levant geology. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 10, 293-316.

GARDOSH, M.A., DRUCKMAN, Y., BUCHBINDER, B., RYBAKOV, M. 2008. The Levant Basin offshore Israel: Stratigraphy, structure, tectonic evolution and implications for hydrocarbon exploration. GII 429/328/08, Geological Inst. of Israel, 1-118.

GARDOSH, M.A., GARFUNKEL Z., DRUCKMAN, Y., BUCHBINDER*, B.* 2010. Tethyan rifting in the Levant Region and its role in Early Mesozoic crustal evolution. *Geological Society*, London, 341, 9-36.

GARFUNKEL, Z. 1989. Tectonic setting of Phanerozoic magmatism in Israel. *Israel Journal of Earth Sciences*, 38, 2-4, 51-74.

GARFUNKEL, Z. 1998. Constrains on the origin and history of the Eastern Mediterranean basin. *Tectonophysics*, 298, 1-3, 5-35.

GINZBURG, A., EPPELBAUM, L. 1993. A combined 3-D interpretation of the Carmel gravity and magnetic anomalies. Report prepared on behalf of Oilfields Ltd., Israel, 1-42.

GINZBURG, A., EPPELBAUM*, L.* 1994. A 3-D reinterpretation of the Ma'anit gravity anomaly. Report prepared on behalf of Oilfields Ltd., Israel, 1-39.

GINZBURG, A., FOLKMAN, Y., RYBAKOV, M., ROTSTEIN, Y., ASSAEL, Y., YUVAL, Z. 1993. Israel: Bouguer Gravity Map. Scale 1:250,000. Survey of Israel. Jerusalem.

HALL, J.K., KRASHENINNIKOV, V.A., HIRSCH, F., BENJAMINI, C., FLEXER, A. (eds.). 2005. Geological framework of the Levant, Volume II: The Levantine Basin and Israel. Jerusalem, 826 p.

KATZ, Y.I., EPPELBAUM, L.V. 1999a. Levantine phase of tectonic-thermal activity in the Eastern Mediterranean. *Trans. of the Ann. Meet. of Geol. Soc. of Amer., Sect: Planetary Geology*, 31, 7, A119.

KATZ, Y., EPPELBAUM, L.V. 1999b. Preliminary results of basin mapping of the Lower Cretaceous traps in northern Israel. *Trans. of the Conf. of the Israel Geological Society. Annual Meeting*, Dead Sea, Israel, 40.

KALYONCUOGLU, Ü.Y., ELITOK, Ö., DOLMAZ, M.N., ANADOLU, N.C. 2011. Geophysical and geological imprints of southern Neotethyan subduction between Cyprus and the Isparta Angle, SW Turkey. *Journal of Geodynamics*, 52, 70-82.

KHAIN, V.E. 1984. Regional geodynamics. Alpine Mediterranean Belt. Nedra. Moscow (in Russian), 344 p.

Le PICHON, X., KREEMER, C. 2010. The Miocene-to-present kinematic evolution of the Eastern Mediterranean and Middle East and its implications for Dynamics. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci*., 38, 323-351.

LEVITTE, D., OLSHINA, A. 1985. Isotherm and Geothermal Gradient Maps of Israel. Geological Survey of Israel. Report GSI/60/85.

MAKRIS, J., STACKER, J., KRAMVIS, S. 2000, Microseismic studies and tectonic implications of Cyprus. In: *Proceed. of the 3rd Intern. Conf. on the Geology of the Eastern Mediterranean*, Geol. Survey Dept., Republic of Cyprus, 137-145.

MALOVITSKIY, YA.P., EMELYANOV, E.M., KAZAKOV, O.V., MOSKALENKO, V.N., OSIPOV, G.V., SHIMKUS, K.M., CHUMAKOV, I.S. 1975. Geological structure of the Mediterranean Sea floor (based on geological-geophysical data). *Marine Geology*, 18, 231-261.

MARLOW, L., KORNPIHL, K., KENDALL, C.G.St.C. 2011. 2-D basin modeling study of petroleum systems in the Levantine Basin, Eastern Mediterranean. *Geoarabia*, 16, 2, 17-42.

McKENZIE, D.P., DAVIES, D., MOLNAR, P. 1970. Plate tectonics of the Red Sea and East Africa. *Nature*, 226, 243-248.

MECHIE, J., ABU-AYYASH, K., BEN-AVRAHAM, Z., EL-KELANI, R., QABBANI, I., WEBER, M. 2009. Crustal structure of the southern Dead Sea basin derived from project DESIRE wide-angle seismic data. *Geophysical Journal International*, 178, 1, 457-478.

MOIX, P., BECCALETTO, L., MASSET, O., KOZUR, H.W., DUMITRICA, P., VACHARD, D., MARTINI, R., STAMPFLI, G.M. 2011. Geology and correlation of the Mersin mélanges, southern Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 20, 57-98.

MONTADERT, L., LIE, O., SEMB, P.H., KASSNIS, S. 2010. New seismic may put offshore Cyprus hydrocarbon prospects in the spotlight. *First Break*, 28, 4, 91-101.

MESHREF, W.M. 1990. Tectonic framework. In: *Geology of Egypt.* A.A. Balkema, Rotterdam, 113-156.

MORGAN, P. 1979. Cyprus heat flow with comments on the thermal regime of the eastern Mediterranean. In: *Terrestrial Heat Flow in Europe*. Springer-Verlag, Berlin, 144-151.

NEEV, D. 1977. The Pelusium Line – a major transcontinental shear. *Tectonophysics,* 38, 3-4, 114-123.

NEEV, D., HALL, J.K., SAUL, J.M. 1982. The Pelusium Megasher System across Africa and associated lineament swarms. *Journal of Geophysical Research*, 87, B2, 1015-1030.

NOBLE IDENTIFIES giant prospect offshore Israel. 2010. *Offshore,* 70, 5, June 04, http://www.offshore-mag.com/index/article-display/6855731723/articles/ offshore/field-development/middleeast/2010/06/noble-identifies_giant.html

PILCHIN, A.N., EPPELBAUM, L.V., 1997. Determination of magnetized bodies lower edges by using geothermal data. *Geophysical Journal International*, 128, 1, 167-174.

PUNAR, A., TÜRKELLI, N., 1997. Source inversion of the 1993 and 1995 Gulf of Aqaba earthquakes. *Tectonophysics,* 283, 279-288.

ROBERTSON, A.H.F. 1998. Mesozoic–Tertiary tectonic evolution of the easternmost Mediterranean area: integration of marine and land evidence. In: *Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results,* 160, 723-782.

ROBERTSON, A.H.F., CLIFT, P.D., DEGNAN, P.J., JONES, G. 1991. Palaeogeographic and palaeotectonic evolution of the Eastern Mediterranean Neotethys. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 87, 289-343.

ROBERTSON, A.H.F., DIXON, J.E. 1984. Introduction: aspects of the geological evolution of the Eastern Mediterranean. In: *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean, Geological Society Special Publ*., 17, 1-74.

RYBAKOV, M., GOLDSHMIDT, V., ROTSTEIN, Y. 1997. New compilation of the gravity and magnetic maps of the Levant. *Geophysical Research Letters*, 24, 33-36.

SALAMON, A., HOFSTETTER, A., GARFUNKEL, Z., RON, H. 2003. Seismotectonics of the Sinai subplate – the eastern Mediterranean region. *Journal Geophysical International*, 155, 149-173.

SALAMON, A., KATZ, O., CROUVI, O. 2010. Zones of required investigation for earthquake-related hazards in Jerusalem. *Natural Hazards*, 53, 375-406.

SANDWELL, D.T., SMITH, W.H.F. 2009. Global marine gravity from retracked Geosat and ERS-1 altimetry: Ridge Segmentation versus spreading rate. *Journal of Geophysical Research*, 114, B01411, doi: 10.1029/ 2008JB006008, 1-18.

SCLATER, J.G., JAUPART, C., GALSON, D. 1980. The heat flow through oceanic and continental crust and the heat loss of the Earth. *Rev. Geophys. Space Phys*., 18, 1, 269-311.

SCHENK, C.J., KIRSCHBAUM, M.A., CHARPENTIER, R.R., KLETT, T.R., BROWNFIELD, M.E., PITMAN, J.K., COOK T.A., TENNYSON M.E. 2010. Assessment of undiscovered oil and gas resources of the Levant Basin Province, Eastern Mediterranean. *U.S. Geological Survey Fact Sheet 2010-3014*, 1-4.

SEGEV, A. 2000. Synchronous magmatic cycles during the fragmentation of Gondwana: radiometric ages from the Levant and other provinces. *Tectonophysics,* 325, 3-4, 257-277.

SHAPIRA, A. 1992. Detectability of region seismic networks: Analysis of the Israel seismic networks. *Israel Journal of Earth Sciences*, 41, 21-25.

SNEH, A., BARTOV, Y., ROZENSAFT, M. 1998. Geological Map of Israel, Scale 1:200,000. Geol. Survey of Israel. Min. of Nation. Infrastructure. Jerusalem.

TAN, O., TAPIRDAMAZ, M.C., YÖRÜK, A. 2008. The earthquake catalogues for Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 17, 405-418.

TAWARDOS, E. 2011. Geology of North Africa. CRC Press. 952 p.

TUMA, J.J. 1979. Engineering Mathematics Handbook. 2nd ed. McGraw-Hill Co. NY. 394 p.

VANNUCCI, G., PONDRELLI, S., ARGNANI, A., MORELI, A., GASPERINI, P., BOSCHI, E. 2004. An atlas of Mediterranean seismicity. *Annals of Geophysics, Suppl.* , 47, 1, 247-306.

VERZHBITSKY, E.V. 1996. The Geothermal Regime and Seafloor Tectonics of Marine Basins along the Alpine–Himalayan belt. Nauka. Moscow (in Russian). 130 p.

WDOWINSKY, S., BEN-AVRAHAM, Z., ARVIDSSON, R., EKSTRÖM, *G.* 2006. Seismotectonics of the Cyprian arc. *Geophysical Journal International*, 164, 176-181.

ZVEREV, S.M. 2008. Internal structure of active fault zones based on deep seismic sounding data: Evidence from the Cyprian and Kuril-Kamchatka arcs. *Doklady Earth Sciences (Springer*), 420, 4, 644-648.

Reviewer: Corresponding member of ANAS F.S.Akhmedbeyli

© A.V.Əsədova, 2012

ABŞERON YARIMADASINDA GEOTERMAL ENERJİ RESURSLARININ QİYMƏTLƏNDİRİLMƏSİ VƏ İSTİFADƏ PERSPEKTİVLƏRİ

A.V.Əsədova

Azərbaycan Milli Elmlər Akademiyası, Geologiya İnstitutu
AZ1143, Bakı, H.Cavid prosp., 29A

Abşeron yarımadasında yeraltı suların və süxur kompleksinin malik olduğu temperatur məlumatlarına əsasən 6000 metrə qədər dərinliklərdə yatan pliosen çöküntüləri və lay su komplekslərinin geotermal enerji gücü qiymətləndirilmişdir. Yarımadada pliosen çöküntü kompleksi hüdudlarında 50-dən artıq dərin quyu üçün temperaturun paylanması qrafikləri təhlil olunmuş və məsaməli kollektorlarda həcmi istilik toplanması modeli əsasında geotermal resursların sıxlığı hesablanmışdır. Əldə edilmiş nəticələr Abşeronda geotermal enerjidən istifadə olunmasının perspektivliliyini əks etdirir. Abşeronda geotermal enerjidən istifadənin perspektivliliyi burada kifayət qədər enerji resurslarının və bundan istifadə üçün müasir texnologiyaların mövcudluğu ilə əsaslandırılır.

Hazırda ekoloji problemlər qeyri-ənənəvi enerji resurslarının istifadəsini ön plana çəkmişdir. Bu hal geotermal enerji potensialının daha yüksək olduğu ərazilərin müəyyənləşdirilməsi və bu enerjidən istifadə edilməsi kimi məsələləri aktuallaşdırır.

Yeraltı suların temperaturu Yer qabığının ümumi geotermik şəraitini əks etdirən, yerin daxilində istiliyin paylanması və daşınmasında, istilik selinin və ümumiyyətlə, Yerin qlobal istilik sahəsinin formalaşmasında mühüm rolu olan amillərdəndir.

Abşeron yarımadasında dördüncü dövrdən məhsuldar qata qədər yaşı olan (əsasən abşeron mərtəbəsi və məhsuldar qat çöküntülərində) əhəngdaşı, qum, qumdaşı, qumca çöküntülərində mövcud şəraitlə əlaqədar müəyyən temperatura malik yeraltı sular yayılmışdır. Abşeron yarımadasında ağcagil kompleksi yeraltı suları az debitlidir və ya bu çöküntülər praktik olaraq susuzdur, ona görə də öyrənilməsi o qədər də əhəmiyyət kəsb etmir.

Yarımada hüdudlarında abşeron mərtəbəsi çöküntüləri 0-dan 1300-1500 metrə qədər dərinliklərdə yatır (Azərbaycan Respublikasının geoloji xəritəsi, 2008). Abşeron mərtəbəsində termal suların temperatura görə paylanması 1-ci şəkildə göstərilmişdir (Кенгерлинская, 1973). Qazılmış quyuların kəsilişində abşeron yaşlı sulu horizontlar litoloji cəhətdən əhəngdaşı, qabıq əhəngdaşı, qumdaşı, qum və gillərdən təşkil olunur. 20°C temperaturlu sulara abşeron çöküntülərinin səthə yaxın yatdığı sahələrdə – yarımadanın şimal hissəsində 110-180 metr dərinliklərdə təsadüf olunur. 1000 metrə qədər dərinliyə getdikcə suların temperaturu 40°C-yə qədər artır. Abşeron çöküntülərinin dənizdə batması ilə yarımadadan həm cənubda, həm də şimalda suların temperaturu artır və 950-1100 metr və daha böyük dərinliklərdə 40-50°C-yə çatır. Kompleksin dabanına yaxın hissələrdə suların temperaturu 75°C-yə qədər artır.

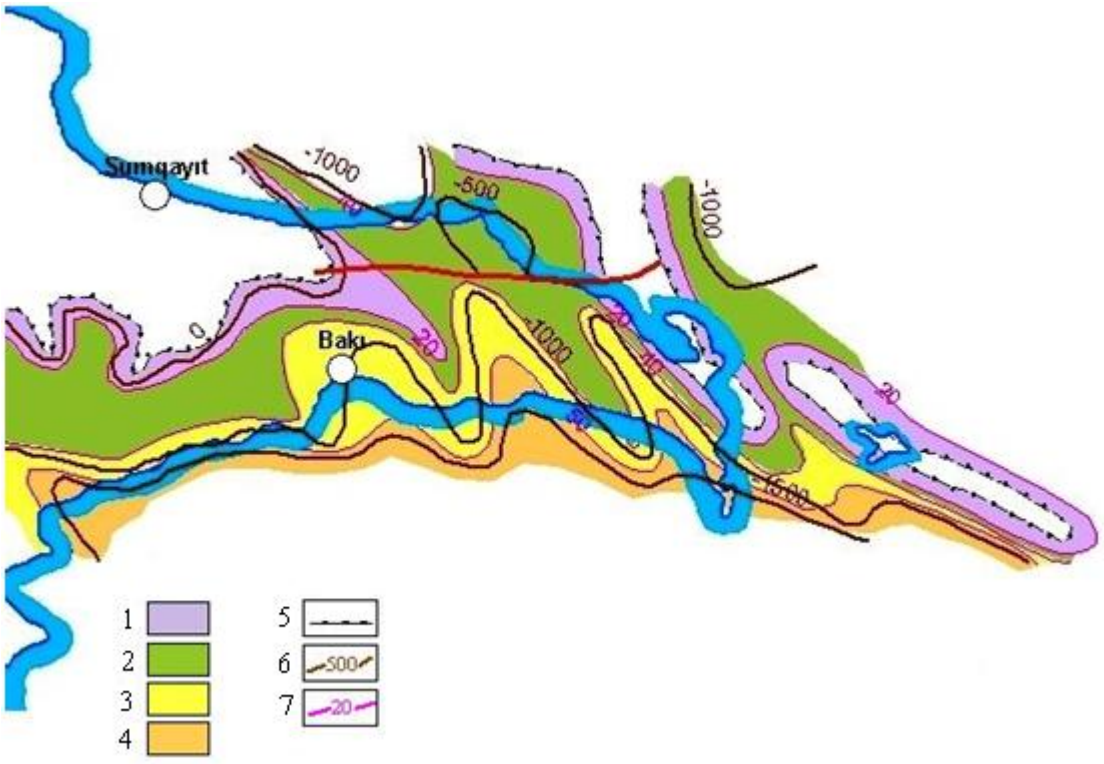
Məhsuldar qat çöküntüləri Abşeron yarımadasında geniş yayılmışdır, qərbdə 1000 metr, şərq hissəsində isə 3000 metrə qədər dərinliklərdə yatır. Litoloji cəhətdən bir-birini əvəzləyən mürəkkəbləşmiş qum-gil süxur layları kompleksindən təşkil olunub, üfüqi və şaquli istiqamətdə dəyişkənliyə malikdir. Quyuların kəsilişində qumdaşıları, qum, alevrolit, çaqıl və konqlomeratlara rast gəlinir. Müxtəlif neft yataqlarında məhsuldar qatın daxilində şərti olaraq, neft layları ilə qarşılıqlı təsirdə olan sedimentasiya mənşəli flüid saxlaya bilən (su) 40-a yaxın məsaməli horizont ayrılır.

Məhsuldar qatın dabanına görə temperaturun paylanması 2-ci şəkildə əks olunmuşdur. Yüksək temperaturlu sulu horizontlar yarımadanın cənub neft yataqlarında (Qaraçuxur, Zığ, Qala) və şimalda dəniz sərhədlərindəki Buzovna-Maştağa yataqlarında açılır. Burada quyuların əksəriyyətində lay sularının temperaturu 40°C-dən yüksəkdir. Məhsuldar qat kompleksinin suları təzyiqlidir. Abşeron yarımadasının cənub və cənub-qərb sahillərində (Şıx sahəsi) artezian sularına rast gəlinir. Burada suların temperaturu

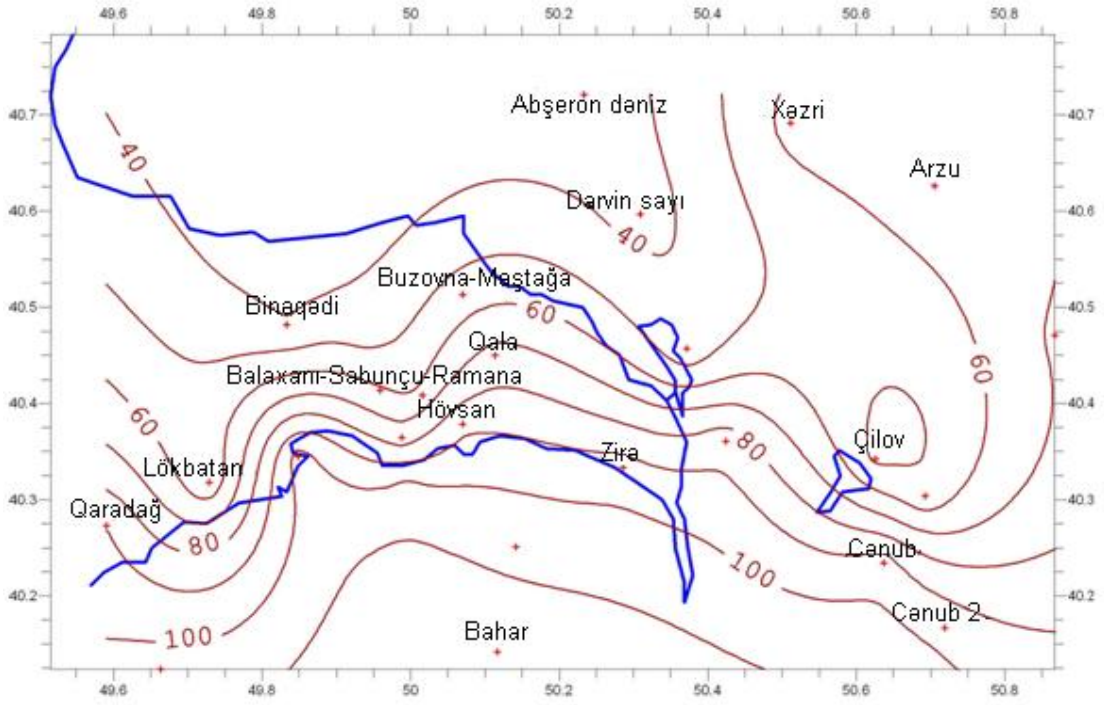
38-68°C arasında dəyişir və bəzi yerlərdə daha yüksək temperatur müşahidə olunur. Yarımadanın şimal və şimal-şərq yataqlarında suların temperaturu 25-50°C arasında dəyişir. Məhsuldar qat çöküntülərində Bibiheybət strukturu yaxınlığında temperatur anomaliyası müşahidə olunur və bu, məhsuldar qat çöküntülərində struktur izohipslərinə və burada aşkar edilmiş istilik seli anomaliyasına (Якубов и Атакишиев, 1973) uyğun gəlir. Ehtimal oluna bilər ki, palçıq vulkanlarında baş verən proseslər də bu tip istilik anomaliyası yarada bilər.

AMEA Geologiya İnstitutu Geotermiya laboratoriyasının geotermal məlumat bankına əsaslanaraq, yarımadanın abşeron və məhsuldar qat su komplekslərinin inkişaf etdiyi dərinliklərdə temperaturun, geotermal qradiyentin və istilik selinin paylanmasına nəzər salaq (3-cü şəkil). Regional planda çoxsaylı neft quyularının məlumatları göstərir ki, 20°C-dən yüksək temperaturlu termal sular 110-180 metrdən böyük dərinliklərdə geniş yayılmışdır.

Temperaturun dərinliyə görə paylanma qanunauyğunluğunu göstərmək üçün reqressiya tənliyinə əsasən trend xətti qurulmuşdur (3-cü şəkil, *a*). Trend xəttindən görünür ki, dərinlik artdıqca geotermal qradiyent azalır. Bu azalma əsas etibarilə hövzədə çöküntü toplanması prosesi ilə əlaqədardır. Belə ki, orta pliosen dövründə sürətli çöküntü toplanması prosesi fundamentdən gələn istiliyin zəifləməsinə səbəb olur. Sonrakı şəkillərdə (3-cü şəkil, *b* və *c*) paylanma hər kompleks üçün ayrı-ayrılıqda verilmişdir. Burada düzxətli trendə baxılır. Kiçik intervallarda trendi düzxətlə göstərmək daha məqsədəuyğundur, çünki qalınlığı az olan laylarda temperaturun dərinlikdən asılılığı əsasən düzxətli olur. Eyni zamanda, bu düzxəttin tənliyindən geotermal qradiyentin qiyməti birbaşa təyin edilir.



1-ci şəkil. Abşeron mərtəbəsinin termal su kompleksləri (Кенгерлинская, 1973)
Sulu kompleksin dabanına görə: 1 – 20°C-yə qədər temperatur zonası; 2 – 20-40°C temperatur zonası; 3 – 40-50°C temperatur zonası; 4 – 50-75°C temperatur zonası; 5 – sulu kompleksin yayılma sərhədi; 6 – izohipslər (m); 7 – izotermlər



2-ci şəkil. Məhsuldar qatın dabanına görə izotermlər

Yuxarıda şərh edilənlərə əsaslanaraq, çöküntülərin yaşına görə istilik seli sıxlığının necə dəyişməsini müəyyən etmək mümkündür. İstilik selinin sıxlığı

$$q = \lambda \cdot \vec{G} \qquad (1)$$

düsturuna əsasən hesablanır. Burada, G – geotermal qradiyent 3-cü şəkildə qurulmuş qrafiklərdən temperaturun dərinliyə görə dəyişməsinə əsasən təyin olunur. Abşeron kompleksi üçün temperaturun dərinliyə görə paylanma trend əmsalı $R^2 = 0{,}7785$ olan

$$t = 0{,}0247 \cdot h + 17{,}73 \qquad (2)$$

reqressiya tənliyi, məhsuldar qat üçün isə paylanma trend əmsalı $R^2 = 0{,}8274$ olan

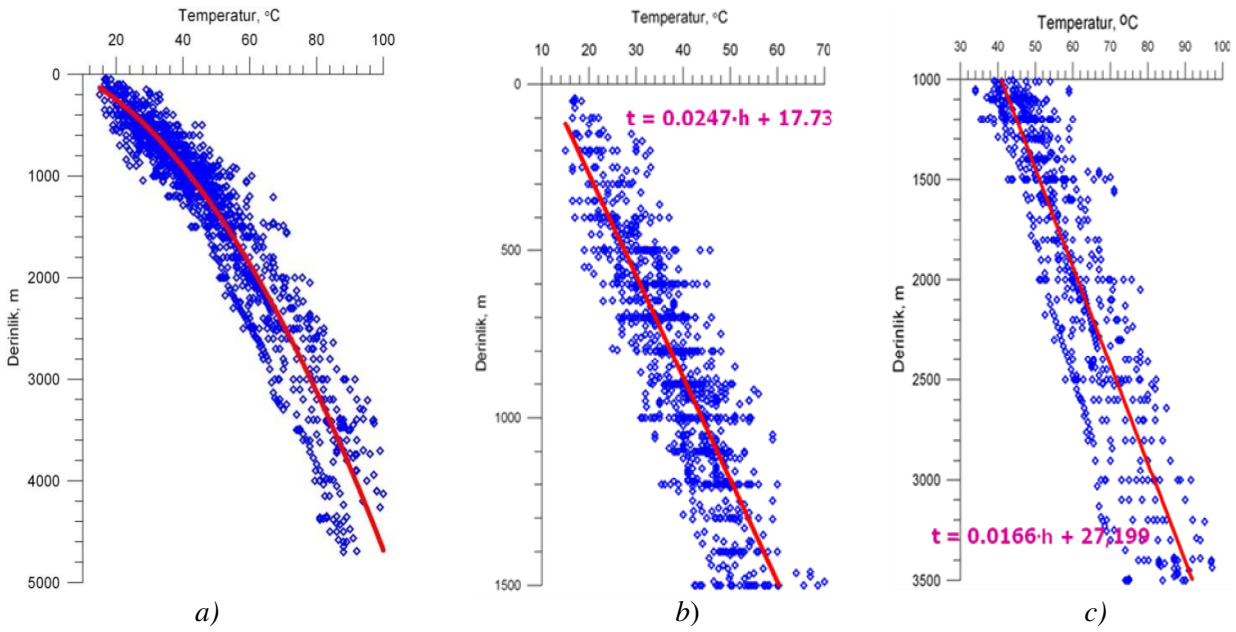
$$t = 0{,}0166 \cdot h + 27{,}199 \qquad (3)$$

reqressiya tənliyi ilə səciyyələnir. Bu tənliklərdə 1-ci həddin əmsalı baxılan kompleks üçün geotermik qradiyentə ($G=\Delta t/\Delta z$) bərabərdir. Buna əsasən geotermal qradiyent abşeron kompleksi üçün 0,0247 K/m (və ya 2,47°C/100m), məhsuldar qat çöküntüləri üçün isə 0,0166 K/m (və ya 1,66°C/100m) alınır.

İstilik selinin qiymətləndirilməsi üçün geoloji kəsilişdə aşkar edilmiş çökmə süxurlar üçün istilik keçiriciliyinin qiymətlərini müəyyən etmək lazımdır. İlkin qiymətləndirmə üçün istilikkeçirmə əmsalı (λ) elmi ədəbiyyat məlumatlarına əsasən müəyyən edilmişdir. Burada abşeron mərtəbəsi çöküntüləri üçün istilikkeçirmə əmsalı 1,1 Vt/(m·K), məhsuldar qat çöküntüləri üçün isə 1,35 Vt/(m·K) qəbul olunur.

Yuxarıda qeyd olunan parametrlərə əsasən, konduktiv istilik selinin sıxlığını (1) düsturu ilə qiymətləndirsək, abşeron kompleksi üçün 27,7 mVt/m^2, məhsuldar qat üçün isə 22,4 mVt/m^2 alınar. Məhsuldar qatda istilik selinin şaquli komponentinin azalmasına səbəb olan amillərdən biri burada lateral istiqamətdə konvektiv istilik daşınması prosesi ola bilər.

İstilikkeçirmə əmsalının başqa üsullarla ("iynəvari zond" və "lyambda" cihazı) ölçülmüş qiymətləri bəzi hallarda hətta suyun istilikkeçirməsindən də aşağı olduğu üçün həmin qiymətlər istifadə edəcəyimiz məlumat bazasına daxil edilməmişdir. AMEA Geologiya İnstitutunun Geotermiya laboratoriyasının yenilənmiş məlumat bankına görə, bu ərazi üçün istilikkeçirmə əmsalının orta qiymətlərindən istifadə edilmiş və istilik seli üçün 1-ci cədvəldə göstərilən nəticələr alınmışdır. Qeyd etmək lazımdır ki, bu qiymətlər Azərbaycanın çökmə zonaları üçün səciyyəvi istilik seli göstəriciləridir.



3-cü şəkil. Abşeron yarımadasında termal su komplekslərində temperaturun dərinliyə görə paylanması: *a* – ümumi, *b* – abşeron mərtəbəsi, *c* – məhsuldar qat

1-ci cədvəl

Abşeron yarımadası üçün müxtəlif istilik selinin orta qiymətləri

Komplekslər	λ_{orta}, Vt/(m·K)		G_{orta}, mK/m	q= λ·G, mVt/m^2	
	Lab. məlumat bazası	Sorğu kitabına* əsasən		Lab. məlumat bazası	Sorğu kitabına* əsasən
Abşeron mərtəbəsi	1,61	1,1	0,0247	39,8	27,7
Məhsuldar qat	1,68	1,35	0,0166	27,9	22,4

** – Дортман Н.Б. 1976. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика), справочник геофизика. Москва.*

Bəzi geoloji amillər və proseslər də istilik selinin qiymətinə təsir göstərə bilər. Çöküntülərin yaşına, struktur effektlərinə, sedimentasiya və eroziya proseslərinə və s. görə istilik selinin sıxlığının dəyişməsi bir sıra tədqiqatçılar tərəfindən öyrənilmişdir (Смирнов, 1980). Bu amillərin rolu Abşeronda da nəzərə alınmalıdır. Məsələn, məhsuldar qatda flüidlərin lateral istiqamətdə miqrasiyası və bununla bağlı konvektiv istilik daşınmasının mümkünlüyü burada ölçülən konduktiv istilik selinin az olmasının səbəblərindən biri ola bilər. Digər tərəfdən, məhsuldar qatın dabanının yatım dərinliyinin artması (Abşeron arxipelaqının cənubu, Bakı arxipelaqı) istilik seli sıxlığının qiymətlərinin azalması ilə, bu səthin yatım dərinliyinin azalması və ya məhsuldar qat çöküntülərinin yuyulması (Abşeron yarımadasının şimal-şərq hissəsi) isə istilik seli sıxlığının qiymətinin artması ilə müşayiət olunur (Алиев, Мухтаров, 2005).

Termal suların proqnozlaşdırılmış istismar ehtiyatları məlumatları (Тагиев и др., 2001) əsasında Abşeronun termal sularının geotermal enerji gücü (suların 30°C-yə qədər soyudulması şəraitində) qiymətləndirilmişdir (Мухтаров, Асадова, 2010). Termal suların Yerin daxilindən gətirdiyi istilik enerjisi (çıxışdakı) onun debitinə görə qiymətləndirilir. Debiti $q=m/t$ kimi ifadə etsək, kütləsi m olan su $m=qt$ qədər enerji gətirər. İstilik miqdarı $Q=mc\Delta T$ -dir və onu $Q=qtc\Delta T$ kimi ifadə edə bilərik. Buradan termal suların vahid zamanda gətirdiyi istilik miqdarını (istilik gücünü) tapmaq olar:

$$W = Q/t = qc\Delta T. \qquad (4)$$

Yuxarıda qeyd edilənləri nəzərə almaqla, Abşeron yarımadasının termal sularının proqnoz

ehtiyatı 20 000 m^3/sut (Тагиев и др., 2001) və bu suların geotermal enerji gücü onların ehtiyatı və malik olduğu temperatur (20-90°C) məlumatlarına görə, A.Ş.Muxtarov (2011) tərəfindən 504 MVt kimi qiymətləndirilmişdir. Bu, Abşeronda termal suların enerjisindən istifadə olunmasının perspektivliyini əks etdirir.

Termal suların enerjisi ümumi geotermal enerjinin bir hissəsini təşkil edir. Buna görə də bütövlükdə süxur kompleksi enerjisinin təyin olunması daha əhəmiyyətlidir. Geotermal resurslar, ümumiyyətlə, yer daxilində süxurlarda toplanmış geotermal enerjinin çıxarılması və istifadəsi mümkün olan bərpa olunan hissəsini təşkil edir və bu resursların perspektiv – C_3 və proqnoz – P_1 və P_2 olmaqla 3 kateqoriyası qiymətləndirilir (Дядькин и др., 1991).

P_2 kateqoriyası yalnız geotermal enerji yatağının əməlgəlmə mümkünlüyünü səciyyələndirir. P_1 kateqoriyası geotermal enerjinin təsdiq olunmuş mənimsənilmə mümkünlüyünü, C_3 kateqoriyası isə geotermal enerjinin mənimsənilməsinin iqtisadi cəhətdən səmərəliliyini əks etdirir.

Abşeron yarımadasında Şıx termal sahəsi üçün P_1, P_2 və C_3 kateqoriyalı geotermal resursların sıxlığı aşağıdakı kimi təyin oluna bilər.

Massivin onu əhatə edən mühitin temperaturuna qədər soyudulması ilkin şərtinə əsaslanmaqla, P_2 kateqoriya resurslarının yayılma sıxlığı təyin olunur. Bu resurs aşağıdakı kimi qiymətləndirilir:

$$q_{P_2} = kc_v\left(H_{pr} - h_{n.q}\right)\left(T_ç - t_{m.t}\right) \qquad (5)$$

burada, k – köçürmə əmsalı, $0{,}034 \cdot 10^{-9}$ t.ş.y.*/C (Дядькин и др., 1991); c_v – süxurların həcmi istilik tutumu, Şıx yatağında əhəngdaşı süxurlarının həcmi istilik tutumu 887 C/($m^3 \cdot$ °C); H_{pr} – proqnoz dərinliyi, 10 000 m; $h_{n.q}$ – neytral qatın qalınlığı, 20 m (Şıx yatağı üçün); $T_ç$ – səthə çıxarılma temperaturu, 68°C (Şıx yatağı üçün); $t_{m.t}$ – ətraf mühitin temperaturu, 14°C (Abşeron ərazisi üçün orta illik). Şıx bulağı üçün hesablamalar göstərir ki, burada P_2 kateqoriyalı resursların miqdarı 0,016 t.ş.y./m^2-dir.

P_1 kateqoriyalı proqnoz resursları süxur qatının istilik potensialını səciyyələndirir. Bu kateqoriyalı resursların hesablanması üçün aşağı sərhəd 6 km qəbul edilir. Üst sərhədin temperatur rejimi isə tələb olunan istilik istehsalına əsasən müəyyən edilir. Bu resurslar daxil olan və çıxarılan istilik daşıyıcının temperaturuna görə üç rejimdə hesablanır. Yaşayış massivlərinin qaynar su təchizatı üçün temperatur rejimi yuxarı sərhədi 60-65°C və aşağı sərhədi 5-15°C (qışda – 5°C, yayda – 15°C) müəyyən edilir. Buna görə də mənzil-kommunal istilik təchizatında istilik dəyişdiricidə temperatur itkisini nəzərə alaraq, geotermal istilik daşıyıcının rejimini 70/20°C qəbul etmək lazımdır. Mənzillərin qızdırılması üçün isitmə sistemlərində nisbətən artıq temperatur yükünü nəzərə alaraq, əsas temperatur qiymətləri 80-90°C hesab olunur. Qaynar su təchizatı da nəzərə alınmaqla, çıxarılan kondensatın laya qaytarıldığı temperatur orta hesabla 35-40°C-yə qədər qəbul edilə bilər. Bunu nəzərə alsaq, onda binaların isitmə (qızdırma) sistemləri üçün 90/40°C rejimi qəbul olunmalıdır. Elektrik enerjisi istehsalı üçün çox yüksək temperatur potensialı tələb olunur. Lakin nəzərə almaq lazımdır ki, 6 km dərinlikdə süxurların temperaturu 230-250°C ətrafında dəyişir. Əgər çıxarılan kondensatın 60-70°C temperaturda laya qaytarılmasını nəzərə alsaq, onda geotermal elektrik enerjisi istehsalı üçün 210/70°C rejimi qəbul olunmalıdır (Дядькин и др., 1991).

Qeyd etmək lazımdır ki, Azərbaycan ərazisi energetik nöqteyi-nəzərdən aşağı entalpiyalı (dünyanın mülayim istilik seli – 50-60mVt/m^2 ilə səciyyələnən rayonları) geotermal ehtiyatlara malikdir. Buna görə də burada (o cümlədən Abşeronda) 210/70°C rejimli geotermal yataq yoxdur. Bu rejimli geotermal resurslar litosfer plitələrinin ətraf zonalarında (İtaliyada, Qərbi və Mərkəzi Amerikada, Kamçatkada, Yaponiyada, Yeni Zelandiyada, Filippində və s.) paylanır.

Mövcud geotermal şərait nəzərə alınmaqla, Şıx termal bulağı üçün P_1 kateqoriyalı geotermal resursların 70/20°C rejimində hesablanması məqsədəuyğundur. Bu resursların sıxlığı aşağıdakı kimi qiymətləndirilir:

$$q_{P_1} = kk_ç c_v\left(H_{alt} - H_{üst}\right)\left(T_{orta} - t_0\right) \qquad (6)$$

burada, k – istilik sərfinin əmtəə istilik norması, $0{,}043 \cdot 10^{-3}$ t.ş.y/C (Дядькин и др., 1991); $k_ç$ – geotermal enerjinin çıxarılma əmsalı, 0,125 (Дядькин и др., 1991); t_0 – laya geriyə qaytarılan suyun temperaturu, 20°C; H_{alt} – resurs intervalının aşağı sərhədi, m; $H_{üst}$ – resurs intervalının yuxarı sərhədi, m.

Şıx yatağı üçün hesablamalar göstərir ki, burada P_1 kateqoriyalı resursların miqdarı 4,1 t.ş.y./m^2-dir.

* ton şərti yanacaq

C_3 kateqoriyalı perspektiv geotermal resursların sıxlığı aşağıdakı kimi qiymətləndirilir:

$$q_{C_3} = kc_v \cdot \left(\begin{array}{l} 0{,}125(H_{alt} - H_0) \times \\ \times \left(\dfrac{T(H_{alt}) + T(H_0)}{2} - t_0 \right) + \\ + k_ç (H_0 - H_{üst}) \times \\ \times \left(\dfrac{T(H_0) + T(H_{üst})}{2} - t_0 \right) \end{array} \right) \quad (7)$$

burada, H_0 – istilik istehsalının rejiminə əsasən tələb olunan temperaturun hasil edildiyi dərinlikdir. Şıx termal bulağı üçün 70/20°C rejimi nəzərə alınmaqla, H_0 – 1500 m qəbul edilir.

Son onilliklərdə Qərbi Avropa ölkələrində geotermal enerji resurslarının qiymətləndirilməsinə daha müasir yanaşma təklif olunmuşdur. Bu yanaşmaya görə, məsaməli süxurların baxılan həcminin istiliksaxlama modelindən istifadə olunur və geotermal resurslar (H_1) aşağıdakı düsturla hesablanır (Hurter and Haenel, 2002; 3yй, 2007):

$$H_1 = H_0 \cdot R_0, \quad (8)$$

burada, H_0 – süxurların baxılan həcmində toplanan istilik enerjisidir və süxur matrisasında (m) və məsamələrdəki suda (su) toplanmış enerjidir.

$$H_0 = \left[(1 - P) \cdot \rho_m c_m + P \cdot \rho_{su} c_{su} \right] \times \\ \times \left[T_t - T_0 \right] \cdot A \cdot \Delta z, \quad (9)$$

burada, ρ_m , ρ_{su} – uyğun olaraq süxurun matrisasının və suyun sıxlığı, kq/m^3; c_m, c_{su} – matrisa və suyun xüsusi istilik tutumu, J/(kg·K); P – ölçüsüz effektiv məsaməlik; T_t – sulu layın tavanının temperaturu, °C; T_0 – layın səthinin temperaturu, °C; A – baxılan layın səthi, m^2; Δz – sulu layın effektiv qalınlığı, m.

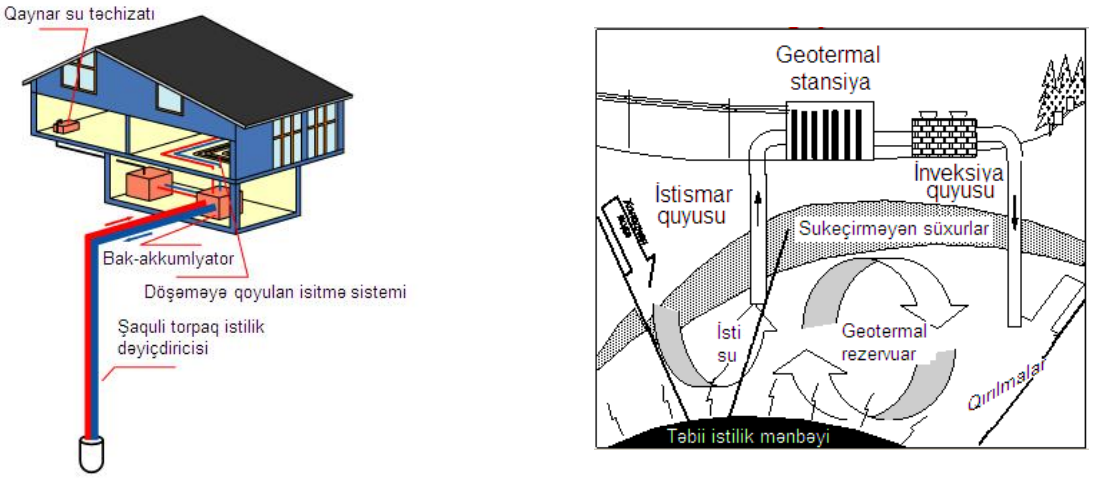
R_0 – bərpa olunma əmsalıdır və çıxarılan istiliyin bir hissəsini təşkil edir. Bu əmsal geotermal enerji resurslarının istifadəsində tətbiq olunan texnologiyadan asılıdır. Əsasən quyu cütlüyünün istifadəsinə üstünlük verilir ki, burada quyulardan biri qaynar suyu çıxarmalı, digəri soyumuş suyu sulu horizontun dabanına geri qaytarmalıdır (4-cü şəkil, b). Bu halda

$$R_0 = \frac{0{,}33(T_t - T_r)}{T_t - T_0} \quad (10)$$

burada, T_r – suyun quyuya vurulma temperaturudur, °C.

Avropa Birliyinin ekspertləri təklif edirlər ki, T_r – 25°C qəbul olunsun (Hurter and Haenel, 2002; 3yй, 2007). Bu o deməkdir ki, geotermal enerjidən istifadə zamanı laydan alınan (və ya layda qızdırılan) su 25°C-yə qədər soyudulur. Lakin bəzən T_r üçün digər qiymətlər də istifadə olunur. Birquyulu sistem istifadə olunduğu halda (4-cü şəkil, a) $R_0 \approx 0{,}1$.

Qeyd etmək lazımdır ki, Qərbi Avropa ölkələrində tətbiq olunan metodika daha müasir olmaqla yanaşı, həm də geotermal resursları daha dəqiq qiymətləndirmə imkanları verir. Bunu nəzərə alaraq Abşeron ərazisində geotermal enerji resurslarının qiymətləndirilməsi bu metodla reallaşdırılmışdır. 2-ci cədvəldə Abşeronun bir sıra kəsilişləri üçün aparılmış hesablamaların nəticələri təqdim olunmuşdur.



a *b*

4-cü şəkil. Geotermal enerjidən istifadə olunmasının birquyulu (*a*) və ikiquyulu (*b*) sistemlərinin prinsipial sxemi

Bu nəticələr Abşeronda kifayət qədər enerji resurslarının mövcudluğuna dəlalət edir.

Dünyanın ABŞ, Almaniya, Çin və s. kimi ölkələrində bu cür aşağı potensiallı geotermal resurslardan istifadə texnologiyaları güclü inkişaf etmişdir. Bu enerjinin istifadə olunması üçün müxtəlif texnoloji sistemlər (4-cü şəkil) və vasitələr mövcuddur. Müasir texnologiyalar müxtəlif reagentlərin köməyi ilə aşağı temperaturlu geotermal mənbələrdən yüksək təzyiqli buxar almağa və bundan elektrik enerjisi istehsalı üçün istifadə etməyə imkan verir. Bu cür texnologiyaların Azərbaycana gətirilməsi burada geotermal enerjidən geniş istifadə olunmasına təkan verə bilər.

Bu vasitələrdən biri və son zamanlar istifadəsi sürətlə inkişaf etməkdə olan istilik nasoslarıdır. Geotermal enerjini digər alternativ enerji növlərindən fərqləndirən xüsusiyyətlərdən biri istilik nasoslarından istifadə etməklə bu enerji növünün istənilən ərazidə istifadə oluna bilməsidir. Geotermal enerji dünyanın müxtəlif ölkələrində elektrik enerjisi istehsalı üçün, məişət istilik sistemlərində, kənd təsərrüfatında, istixanalarda, balıqçılıq təsərrüfatlarında və s. istifadə olunur. Geotermal enerjidən fərdi təsərrüfatlarda istifadə etməyin səmərəli olması onun bu yolla inkişaf etdirilməsinin əsasında dayanır.

İstilik nasoslarının əsas funksiyası istilik enerjisinin bir yerdən başqa yerə ötürülməsidir. Fizikadan məlumdur ki, təbiətdə istilik yüksək temperaturlu cismdən aşağı temperaturlu cismə daşınır. Başqa sözlə, istilik mühitdə temperaturun azalması istiqamətində daşınır. Yəni istiliyin təbii olaraq yayılması üçün mühitdə temperatur qradiyentinin olması vacib şərtdir. İstilik nasoslarının özəlliyi ondan ibarətdir ki, onlar istiliyi nisbətən soyuq cismdən buna nisbətən isti olan cismə ötürməyə imkan verir (http://geoheat.oit.edu/index.htm). Məişətdə işlətdiyimiz soyuducular istilik nasoslarının bir nümunəsidir. Onlar aşağı temperatura malik kameradan istiliyi alıb daha yüksək temperaturlu otağa ötürməklə kameranı daha da soyudurlar. Beləliklə, istilik nasosları az miqdarda elektrik enerjisi sərf etməklə bundan dəfələrlə çox istilik enerjisini bir yerdən başqa yerə daşımağa imkan verir.

2-ci cədvəl

Abşeron yarımadasında geotermal resursların sıxlığının proqnoz qiymətləri

№	Sahə	Layın tavanının dərinliyi, m	Layın dabanının dərinliyi, m	Layın qalınlığı, m	Temperatur*, °C	H_{01}, MJ/m^2	H_1, çıxarıla bilən resurs, t.ş.y./m^2
1	*Darvin sayı*	20	700	680	17/37	101,50	0,57
2	*Pirallahı*	20	800	780	17/42	104,31	1,17
3	*Gürgan dəniz*	20	3200	3180	17/86	362,28	2,03
4	*Cənub*	1000	4200	3200	43/95	2936,55	19,131
5	*Cənub 2*	1400	4500	3100	41/96.5	3314,24	20,516
6	*Çilov*	100	1000	900	14/48	64,82	0,364
7	*Həzi Aslanov*	50	1400	1350	15/53	139,78	0,941
8	*Palçıq pilpiləsi*	30	1500	1470	13,5/54	76,10	0,366
9	*Buzovna-Maştağa*	680	2040	1360	33/55	702,94	3,712
10	*Qala*	380	2115	1735	28/73.5	612,05	1,717
11	*Zirə*	1400	4800	3400	41/94	2847,64	20,448
12	*Binəqədi*	20	1240	1220	17/41	211,61	6,331
13	*Balaxanı-Sabunçu-Ramana*	70	1270	1200	20/48.5	116,28	3,479
14	*Suraxanı*	230	1820	1590	23/57	308,13	6,338
15	*Qaraçuxur-Zığ*	320	2290	1970	31/75	900,56	4,330
16	*Hövsan*	900	3700	2800	34/87.5	1554,26	9,232
17	*Bibiheybət*	340	3080	2740	26,5/104	849,94	1,506
18	*Lökbatan*	20	1400	1380	17/52.5	180,83	4,058
19	*Qaradağ*	100	3600	3500	22/90	910,72	17,030
20	*Qum adası*	600	4600	4000	30,5/104	3009,89	10,040
21	*Bahar*	1500	5700	4200	50/114.5	5282,96	37,997

*) *Layın tavanında / dabanında*

Yerin istiliyindən istifadə olunması halında isə istilik nasosları istilik daşınmasının intensivliyini artırır. Məlumdur ki, istilik yerin dərinliyindən səthə daşınır, lakin bu təbii istilik selinin qiyməti o qədər kiçikdir ki, praktik olaraq, bundan istifadə etmək mümkün deyil. İstilik nasosları istilik daşınmasının intensivliyini artıraraq praktik istifadə üçün kifayət edəcək istiliyin yer səthinə daşınmasına imkan yaradır. Aşağı potensiallı geotermal regionlarda istər termal su, istərsə də süxur kompleksi hesabına geotermal enerji alınmasının ən önəmli yolu istilik nasoslarından istifadə olunmasıdır. Abşeron yarımadası aşağı potensiallı geotermal regionlardan olduğu üçün burada istilik nasoslarının tətbiqi geotermal enerjidən istifadə olunmasının inkişafına səbəb olar.

İstilik nasosları vasitəsilə istilik təchizatı qazanxanalar vasitəsilə olan təchizata nisbətən daha faydalıdır. Belə ki, istilik nasoslarını il boyu (qışda isitmə, yayda isə sərinləşdirici sistemləri ilə) işlətmək imkanı olduğundan, onların işləmə müddəti və effektivliyi 2 dəfəyə qədər artır. İqtisadi səmərəlilik və universallığı (həm qızdırıcı, həm də sərinləşdirici sistemlərdə tətbiq olunması), istənilən yerdə tətbiq edilə bilməsi, ekoloji təmiz texnologiya olması və texniki təhlükəsizliyi istilik nasoslarının üstün cəhətlərindəndir.

Yanacaqdan istifadə olunmadan qızdırıcı və soyuducu (sərinləşdirici) sistemlərdə eyni zamanda istifadəsinin mümkünlüyünə görə istilik nasosları bütün dünyada geniş yayılmaqdadır. Təkcə onu demək kifayətdir ki, Stokholm şəhərində isitmə sistemlərinə verilən istiliyin 12%-i Baltik dənizinin 8°C temperaturlu suyunun istiliyi ilə işləyən 320 MVt-lıq istilik nasosları vasitəsilə təmin edilir.

Beləliklə, aparılan tədqiqatların nəticələri (2-ci cədvəl) göstərir ki, Abşeron yarımadasında məhsuldar qat çöküntüləri (qalınlığı 6000 metrə qədər) orta hesabla Yer səthinin hər kvadrat metrində təxminən 8 t.ş.y. ekvivalentində çıxarıla bilən geotermal enerji ehtiyatına malikdir. Bu halda geotermal enerjidən kommunal təsərrüfatlarında (isti su təminatı və binaların qızdırılmasında), kənd təsərrüfatında (istixanalarda) və s. istifadə etmək məqsədəuyğundur. Dünya təcrübəsi göstərir ki, bu məqsədlə istilik nasoslarından istifadə olunması yaxşı nəticə verir. Abşeron yarımadasında kifayət qədər geotermal enerji resurslarının və eyni zamanda, istifadədən çıxarılmış çoxlu quyuların mövcudluğunu nəzərə alaraq, istilik nasoslarının yüksək effektivliyə malik olması və enerji ehtiyatlarının qənaətli sərfi nöqteyi-nəzərindən istilik nasoslarının tətbiqi ilə burada geotermal enerjidən istifadə olunması məqsədəuyğun sayılmalıdır.

Təşəkkürlər. Bu tədqiqatlar qismən Ukrayna Elm və Texnologiya Mərkəzinin 5363 saylı qrant layihəsi üzrə maliyyə dəstəyi ilə həyata keçirilmişdir.

ƏDƏBİYYAT

ƏLIZADƏ, A.A. (baş redaktor). 2008. Azərbaycan respublikasinin geoloji xəritəsi. Miqyas 1:500 000. Bakı.

MUXTAROV, A.Ş. 2011. Cənubi Xəzər hövzəsinin çökmə kompleksinin istilik sahəsinin strukturu. Geol.-min. e. doktoru ... diss. avtoreferatı. Bakı. 42.

АЛИЕВ, А.С., МУХТАРОВ, А.Ш. 2005. Анализ результатов геотермических исследований в Азербайджане. В кн.: *Геология Азербайджана. Том V – Физика Земли,* 229-263.

ДЯДЬКИН, Ю.Д., БОГУСЛАВСКИЙ, Э.И., ВАЙНБЛАТ, А.Б., ОСТРОУМОВА, И.М., ТРОМЦКАЯ, Е.Б., МОИСЕЕНКО, У.И. 1991. Геотермальные ресурсы СССР. В сборнике научных трудов*: Геотермические Модели Геологических Структур.* Санкт-Петербург.

ЗУЙ, В.И. 2007. Подземное тепло Подлясско-Брестской впадины. *Литосфера,* 1(26), 89-99.

КЕНГЕРЛИНСКАЯ, Г.Б. 1973. Карты термальных вод Азербайджанской ССР (объяснительная записка), масштаба 1:600 000. ВСЕГЕИ. Москва. 155.

МУХТАРОВ, А.Ш., АСАДОВА, А.В. 2010. Геотермический потенциал недр Азербайджана. В материалах VII Азербайджанской Международной Геофизической конференции *Пути повышения эффективности геофизических исследований в активных геодинамических условиях на примере Южно-Каспийской впадины.* Баку.

СМИРНОВ, Я.Б. 1980. Тепловое поле территории СССР (пояснительная записка к картам теплового потока и глубинных температур в масштабе 1:10 000 000). ГУГК СССР. Москва. 150.

ТАГИЕВ, И.И., ИБРАГИМОВА, И.Ш., БАБАЕВ, А.М. 2001. Ресурсы минеральных и термальных вод Азербайджана. Чашыоглу. Баку. 168.

ЯКУБОВ, А.А., АТАКИШИЕВ, И.С. 1973. Геотермические исследования нефтегазовых месторождений Апшерона. Баку. 86.

HURTER, S., HAENEL, R. 2002. Atlas of Geothermal Resources in Europe. Leibnitz Institute for Applied Geosciences (GGA). Hannover. Germany. 92.
http://geoheat.oit.edu/index.htm

Məqaləyə g.-m.e.d. A.B.Ələkbərov rəy vermişdir

РАЗРАБОТКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕФТИ И ГАЗА

© М.Т.Абасов и др., 2012

ИЗУЧЕНИЕ ВЛИЯНИЯ КРИТИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ГАЗОВ НА ПРОЦЕСС ИСПАРЕНИЯ УГЛЕВОДОРОДНЫХ КОНДЕНСАТОВ

М.Т.Абасов, З.Я.Аббасов, В.М.Фаталиев, Н.Н.Гамидов, Г.Г.Мамедова, Р.Д.Гасымова

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

В статье представлены результаты исследований влияния критических свойств рабочего агента – газов различного состава – на эффективность их воздействия на призабойную зону газоконденсатной скважины. При этом впервые установлено, что критические величины давления, температуры, коэффициента сжимаемости, а также ацентрического фактора закачиваемого газа существенно влияют на количество добываемого конденсата путем испарения.

Известно, что взаимное растворение жидкости и газа, помимо давления и температуры, зависит от их состава и свойств. Например, с ростом плотности и молекулярной массы растворимость углеводородного газа в конденсатах улучшается. Однако наличие азота или углекислого газа в составе смеси углеводородных газов по-разному влияет на ее растворимость в конденсатах. Так, если азотсодержащие углеводородные газы ухудшают их растворимость в конденсатах, то наличие углекислого газа действует на этот процесс положительно. С ростом количества парафиновых углеводородов в составе конденсата растворимость в нем газов той же природы улучшается, а в конденсатах ароматического ряда растворимость газов ухудшается (Абасов и др., 2006; Рид и др., 1982).

Известно, что растворение газов в углеводородной жидкости при низких давлениях и температурах подчиняется линейному закону Генри, а при более высоких термобарических условиях эта линейная зависимость нарушается. Поэтому, несмотря на наличие многих эмпирических и полуэмпирических закономерностей, экспериментальные исследования для конкретных смесей считаются более надежными.

В данной работе экспериментально изучается влияние критических свойств смеси газов различного состава на показатели процесса испарения углеводородного конденсата.

Эксперименты проводились в стандартных pVT установках типа УГК-3 по общепринятой методике (Абасов и др., 2006; Abasov и др., 1997), где использовался конденсат плотностью 748,6 кг/м^3, молекулярной массой 108 кг/моль. Исследовались семь рекомбинированных газоконденсатных систем с конденсатосодержанием каждого 200 г/м^3, в составе которых имелись и неуглеводородные газы, такие как углекислый газ CO_2 или азот (N_2). В каждой смеси определялось количество растворенного в жидкой фазе газа и растворенного в паровой фазе конденсата при условии P=12,0 МПа и T=100^{o}C (Абасов и др., 2006; Abasov и др., 1997).

В результате исследований установлены характер зависимости изменения количества конденсата в паровой фазе, ее компонентный состав в рассмотренных семи смесях и количество испарившегося конденсата в зависимости от содержания растворенного газа в жидкости (таблица 1). При этом было определено, что с ростом содержания растворенного в жидкой фазе газа количество испарившегося конденсата увеличивается.

Основываясь на результатах проведенных экспериментов, установлено влияние термодинамических свойств газовых смесей (табл.1) на данный процесс. С этой целью были определены физико-термодинамические

параметры, в частности критические свойства вышеназванных газовых смесей, изучено влияние этих параметров на количество испарившегося конденсата.

Для расчета критических свойств газов, таких как давление, температура, мольный объем, плотность, сжимаемость, с использованием методики (Аббасов, 1988), как наиболее точной из известных полуэмпирических, создавалась специальная компьютерная программа (Fətəliyev и др., 2004).

Ниже приведен алгоритм расчета критических свойств газовых смесей по (Аббасов, 1988):

– по известному компонентному составу системы $\{x_i\}$ по формуле Ли (Рид и др., 1982) определяется приближенное значение критической температуры:

$$T_{Л} = \frac{\sum x_i V_i T_i}{\sum x_i V_i}, \qquad (1)$$

где T_i – критическая температура компонента.

Система согласно условию:

$(T_i)_1 \prec T_{Л} \le (T_i)_2$ делится на 2 псевдокомпонента; x_i – мольная доля компонента;

V_i – критический мольный объем компонента.

T_1 и T_2 определяются из:

$$T_1 = \frac{\sum (x_i V_i T_i)_1}{\sum (x_i V_i)_1}\ ;\ T_2 = \frac{\sum (x_i V_i T_i)_2}{\sum (x_i V_i)_2}, \qquad (2)$$

мольная доля второго обобщенного псевдокомпонента определяется как:

$$x_2 = \sum (x_i)_2,$$

а его мольно-объемная доля:

$$y_2 = \frac{\sum (x_i V_i)_2}{\sum (x_i V_i)}; \qquad (3)$$

– по найденным значениям T_1 ,T_2 ,X_2, $У_2$ уравнения:

$$T_k^{/} = T_1 + (T_2 - T_1) \times \\ \times \left[1{,}176 - 1{,}2 \exp(-x_2 y_2 - \sqrt{x_2 y_2})\right] \qquad (4)$$

вычисляется критическая температура смеси;

– псевдокритический мольный объем определяем:

$$V_{пк}^{/} = \sum \sum x_i x_j \left(\frac{\sqrt[3]{V_i} + \sqrt[3]{V_j}}{2} \right)^3. \qquad (5)$$

Здесь x_i, x_j – мольная доля компонентов первой и второй группы и определяется как:

$$x_i = \sum (X_i)_1 \quad \text{и } x_2 = \sum (X_j)_2 \qquad (6)$$

Таблица 1

Сведения о компонентном составе газов I – VII, их относительной плотности и ацентрическом факторе

Компонентный состав	Составы систем (моль.%)						
	I	II	III	IV	V	VI	VII
C_1	91,13	82,13	73,31	58,13	82,19	72,54	64,80
C_2	6,78	5,74	4,88	1,11	6,03	5,93	4,07
C_3	1,10	1,25	1,11	0,28	1,05	0,96	0,72
i-C_4	0,32	0,20	0,16	0,18	0,25	0,22	0,17
n-C_4	0,26	0,30	0,22	0,09	0,33	0,21	0,15
i-C_5	0,09	0,10	0,08	0,01	0,08	0,08	0,05
n-C_5	0,12	0,07	0,06	0,02	0,06	0,05	0,03
ΣC_6	0,04	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
N_2	0,02	10,00	20,00	40,00	0,00	0,00	0,00
CO_2	0,14	0,20	0,17	0,17	10,00	20,00	30,00
Относительная плотность	0,6128	0,6486	0,6821	0,7352	0,7017	0,7946	0,8772
Ацентрический фактор	0,0179	0,0203	0,0221	0,0235	0,0575	0,0982	0,1371

– критический коэффициент сжимаемости системы вычисляется из выражения:

$$Z_{ПК} = \frac{P_K V_{ПК}}{RT_K}.$$

Здесь для определения критического давления $P_к$:

$$P'_{ПК} = Z'_{ПК} \frac{RT'_K}{V_{ПК}} \quad (7)$$

$$z'_{ПК} = 0{,}1349\left[\left(z_x - 0{,}75\right)^2 + 1{,}3889\right]^2 - 0{,}0231 \quad (8)$$

$$z_x = \frac{T_{к_2}}{T_{к_1} + 70(x_2 + 1)} - \frac{0{,}06}{(x_2 + 0{,}2)^2} + \frac{0{,}21}{x_2 + 0{,}2} \quad (9)$$

– для обобщенного компонента C_{5+} критические параметры вычисляются из выражений (Loo et al., 2001):

$$T_K = \lg(M - 89) - \frac{131}{M - 89} + \frac{M}{2} + 529 \div + 1{,}2(M - 140)\left(\frac{0{,}76}{\rho} - 1\right)$$

$$P_K = \frac{\rho}{M} + 12$$

$$Z_K = 10^{-3}\left(296 - 0{,}31M\right)$$

$$\omega = 0{,}0037M - 0{,}0769. \quad (10)$$

Здесь M, ρ – молекулярная масса и плотность фракции C_{5+} (конденсата).

Пользуясь программой (Fətəliyev и др., 2004), рассчитывались критические параметры систем, результаты которых приведены в табл.2.

Попытаемся на базе данных табл.1 и 2 выявить основные закономерности влияния критических параметров смеси на интенсивность процесса испарения выпавшего конденсата при воздействии газами различного состава.

Приведенные в табл.2 газовые смеси по количеству добываемого за счет испарения конденсата (в %) могут быть по возрастанию представлены как: IV (6,1%), III (7,9%), II (8,3%), I (8,5%), V (8,8%), VI (9,3%) и VII (10,2%). Пользуясь данной последовательностью, на рис.1 представлены графики зависимости количества добываемого конденсата от физико-термодинамических параметров, характеризующих упомянутые газоконденсатные смеси.

Как видно из рис.1, улучшается испаряющая способность закачиваемого газа при повышенных температурах и пониженных давлениях. Например, рост критической температуры системы от 189,281К до 192,557К и снижение критического давления в интервале 9,3-6,9 МПа приводят к увеличению количества добываемого конденсата за счет испарения от 6,1 до 10,2%.

Отметим, что представленные на рис.1 зависимости находятся в соответствии с положениями голландского физика Ван-Дер-Ваальса, согласно которому в случае добавления в систему компонента с высокой критической температурой и низким критическим давлением, давление начала конденсации такой смеси понижается, в результате чего количество конденсата в паровой фазе возрастает.

Влияние критической плотности и коэффициента критической сжимаемости на показатели процесса испарения показано на рис.2. Как видно из рис.2, при снижении критической плотности системы в интервале 220-160 кг/м^3 количество отобранного конденсата возрастает от 6 до 8,5%, после чего рост плотности приводит к резкому повышению продуктов испарения до 10,5%.

Таблица 2

Критические параметры систем

Критические параметры	Смеси газов и их состав (моль. %)						
	I	II	III	IV	V	VI	VII
Давление (МПа)	9,324	9,746	10,496	14,072	8,422	7,454	6,911
Температура (К)	189,281	181,558	174,758	160,452	190,066	191,567	192,577
Мольный объем (см^3/моль)	115,576	114,22	112,510	107,731	114,625	113,698	111,782
Коэффициент сжимаемости	0,288	0,288	0,88	0,289	0,286	0,285	0,284
Плотность, кг/м^3	220,1318	193,9127	180,3365	166,414	196,1549	226,5578	256,1507

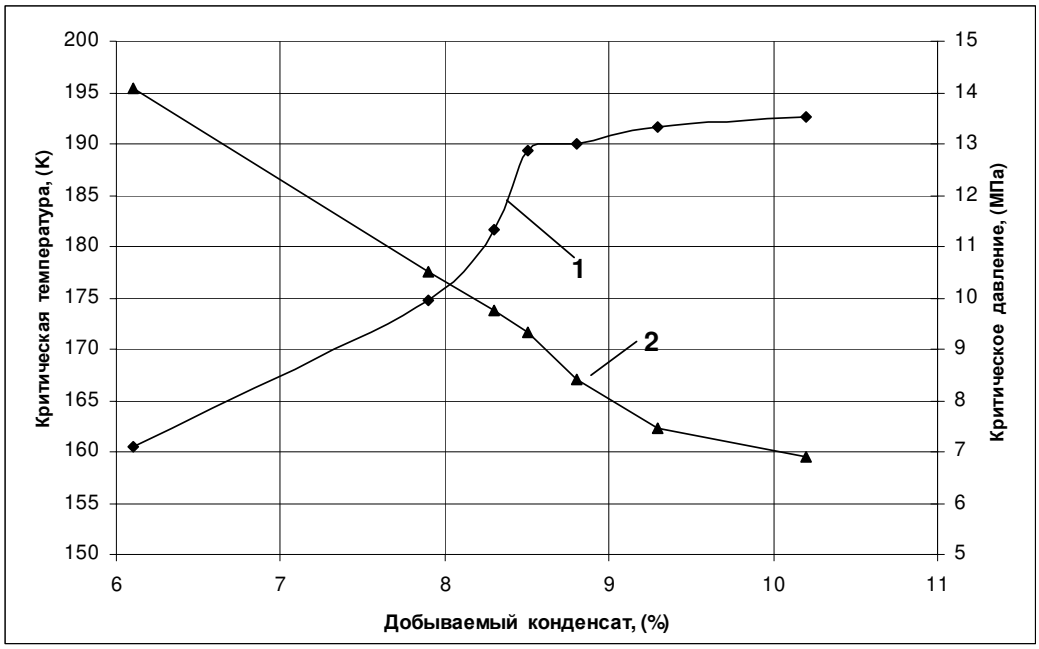


Рис. 1. Зависимость изменения количества добываемого испарением конденсата от критической температуры (1) и давления (2)

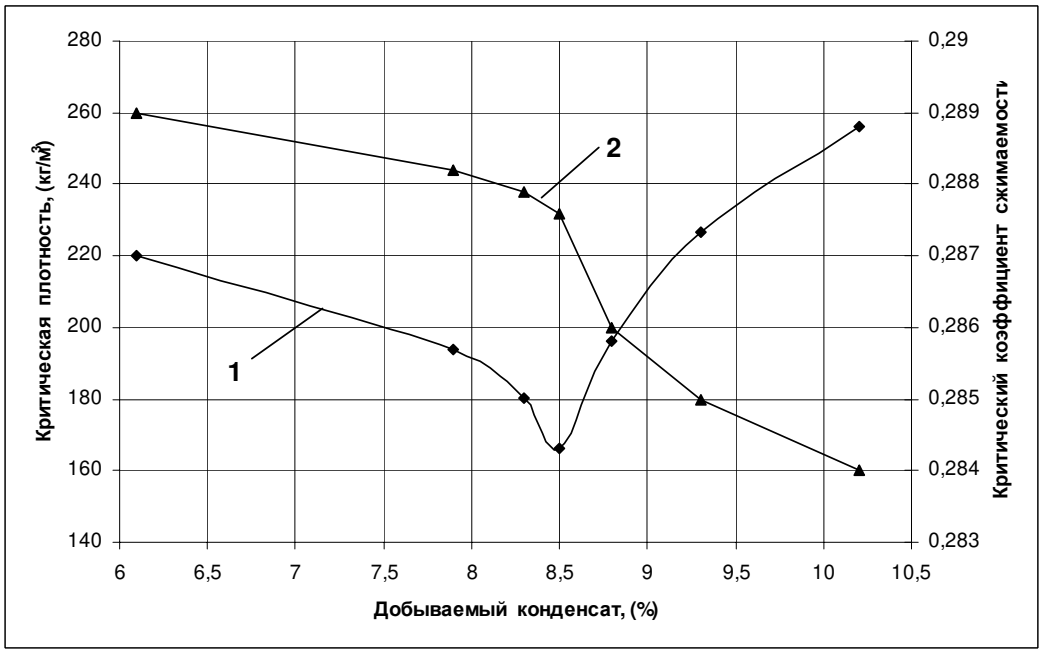


Рис. 2. Зависимость количества добываемого конденсата в извлеченном газе от критической плотности (1) и критического коэффициента сжимаемости газа (2)

В отличие от вышесказанного, понижение значения критического коэффициента сжимаемости улучшает испаряющую способность рабочего агента (газа).

Таким образом, становится очевидным, что повышение критической температуры и снижение критического давления и коэффициента сжимаемости улучшают испаряющую

способность газовой системы.

Известно, что одной из физических констант чистых веществ является ацентрический фактор, который характеризует степень отклонения молекул вещества от сферической формы. В одноатомных веществах этот фактор почти равен нулю (Рид и др., 1982). А в высокомолекулярных углеводородных компонентах его значение растет. В полярных веществах величина ацентрического фактора резко возрастает (Рид и др., 1982). В зависимости от значения ацентрического фактора изменяются основные параметры, характеризующие фазовое состояние углеводородных систем. В связи с этим представляет интерес изучение влияния величины ацентрического фактора на показатели процесса испарения углеводородных конденсатов. На рис.3 показана зависимость изменения количества добываемого конденсата от ацентрического фактора и относительной плотности рабочего агента.

Как видно из рис.3, влияние относительной плотности газа – рабочего агента – на количество испаряемого конденсата не представляется возможным определить в достаточной степени, но его ацентрический фактор по возможности влияет на это количество, увеличивая его значение.

Таким образом, на технико-экономические показатели метода воздействия на призабойную зону газоконденсатной скважины газами различного состава существенно влияет состав рабочего агента, при этом считается выгодным вариантом использование в составе рабочего агента газа более доступного и дешевого, не понижающего испаряющие его свойства. В этом смысле можно построить ряд предлагаемых к применению для этой цели газов по их испаряющим свойствам: этан (1) – углекислый газ (2) – метан (3) – азот (4) и т.д. С учетом сказанного, на рис.4 приведена гистограмма, где показаны изменения их плотности, ацентрического фактора при нормальных условиях и критического коэффициента сжимаемости в соответствии с приведенной выше последовательностью.

Как видно из рис.4, вышеназванные физические параметры (относительная плотность и ацентрический фактор) для этана и углекислого газа выше, чем для метана. Для азота эти показатели достаточно высокие по сравнению с метаном, и, несмотря на это, его испаряющая способность находится на последнем месте в этом ряду. Если рассматривать критический коэффициент сжимаемости, то его уменьшение повышает способность испарения газа.

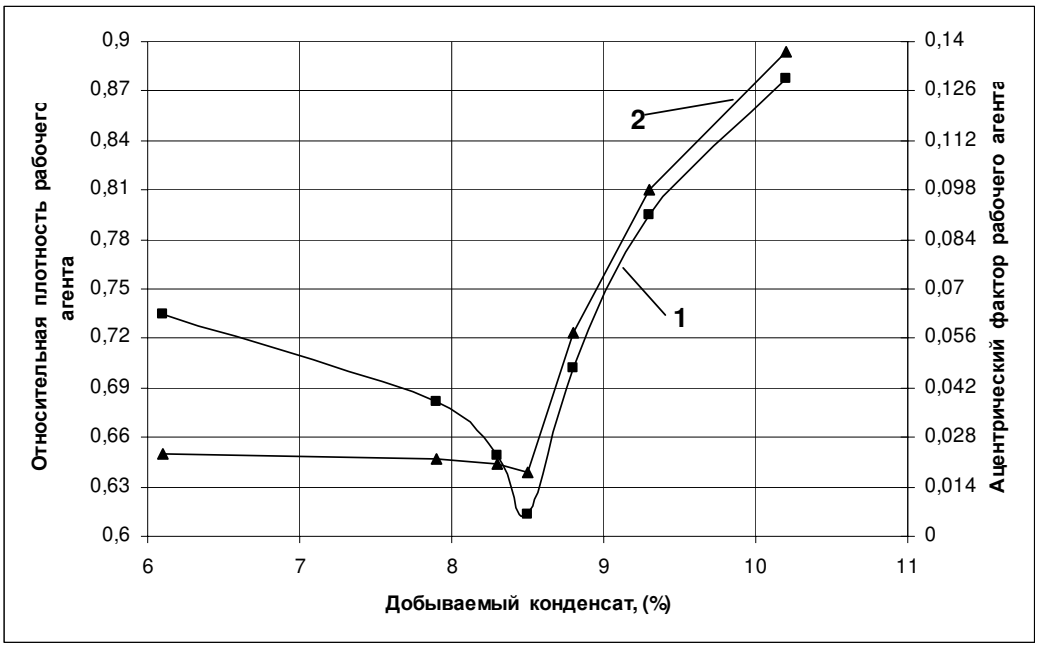


Рис. 3. Зависимость количества добываемого конденсата от относительной плотности газа (в нормальных условиях) – 1 и ацентрического фактора – 2

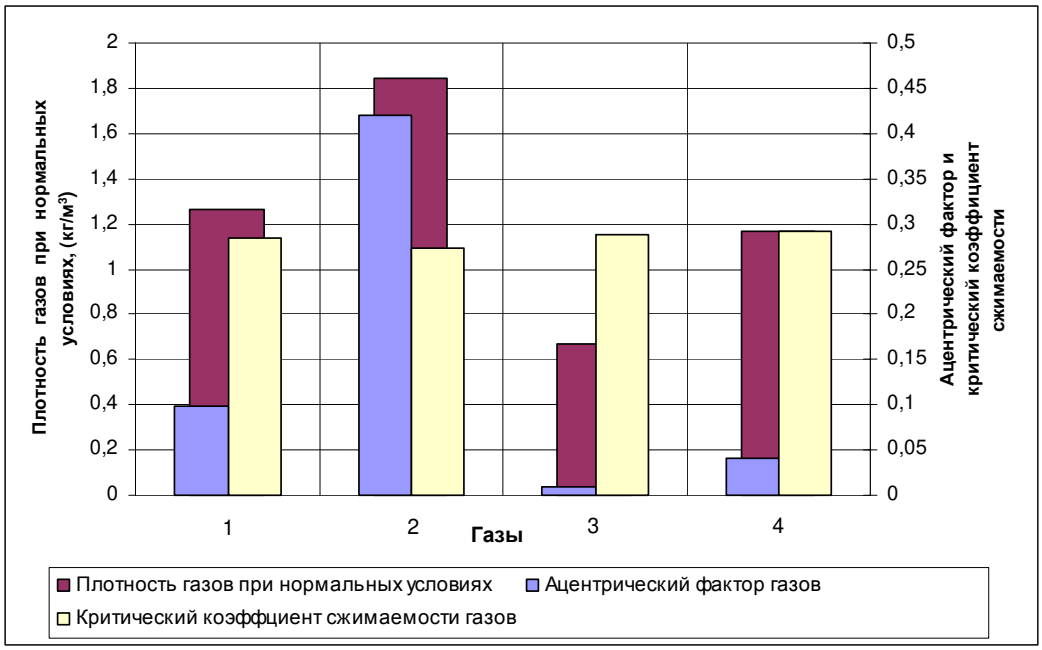


Рис. 4. Гистограмма изменения плотности, ацентрического фактора различных газов в нормальных условиях и критического коэффициента сжимаемости (1 – этан, 2 – углекислый газ, 3 – метан, 4 – азот)

Полученные результаты анализа физико-термодинамических параметров газов показывают, что выбор наиболее выгодного сочетания углеводородных и неуглеводородных газов в составе рабочего агента на основании его критических параметров является более целесообразным для решения поставленной задачи.

Таким образом, аналитически изучено влияние критических параметров закачиваемого рабочего агента – газов различного состава – на показатели испарения конденсата газами. При этом впервые установлено, что значения критического давления, температуры, коэффициента сжимаемости и ацентрического фактора закачиваемого рабочего агента оказывают существенное влияние на эффективность процесса.

ЛИТЕРАТУРА

АБАСОВ, М.Т., АББАСОВ, З.Я., ФАТАЛИЕВ, В.М., ГАМИДОВ, Н.Н., МАМЕДОВА, Г.Г. 2006. Экспериментальное исследование влияния растворимости в углеводородных конденсатах газов различного состава на показатели истощения газоконденсатной системы. *Известия АН Азербайджана.Науки о Земле*, 3, 64-69.

АББАСОВ, З.Я. 1988. Газогидродинамические основы движения газа и газожидкостных систем аэрозольной структуры в скважинах. Дис.на соиск. уч. степ. докт. наук. Баку.

РИД, Р., ПРАУСНИЦ, Д.Ж., ШЕРВУД, Т. 1982. Свойства газов и жидкостей. Химия. Ленинград. 591.

FƏTƏLİYEV, V.M., MƏMMƏDOVA, G.H., QASIMOVA, R.C. 2004. Qaz-kondensat sisteminin böhran parametrlərinin statistik modelləşdirilməsi. *İnformatsiyalaşdırma, kibernetika və informasiya texnologiyalarının müasir problemləri*. II Respublika elmi konfransının materialları. Bakı, 26-28 oktyabr, 5-7.

ABASOV, M.T., ABBASOV, Z.Y., HAMIDOV, N.N. et al. 1997. Experimental study on phase behavior of Azerbaijcan gas-condensate deposits hydrocarbon system. *Inter. Confer. On Fluid. Thermal Energy Conversion.* Jakarta.

LUO, K., LI, S., ZHENG, X. et al. 2001. Experimental investigation revaporization of retrograde condensate by lean gas injection. Jakarta.

ГЕОГРАФИЯ

© S.T.Feyzullayeva, 2012

KİŞÇAY HÖVZƏSİNDƏ EKZOGEOMORFOLOJİ PROSESLƏRİN İNKİŞAF DİNAMİKASININ MÜQAYİSƏLİ TƏHLİLİ
(Böyük Qafqazın cənub yamacı)

S.T.Feyzullayeva

AMEA akademik H.Ə.Əliyev adına Cografiya İnstitutu
AZ 1143H, Bakı,Cavid prospekti, 31

Böyük Qafqazın cənub yamacında yerləşən Kişçay hövzəsi güclü sel fəaliyyəti ilə seçilir. Məqalə təbii-antropogen amillərin təsiri altında aşınma, daşınma və akkumulyasiya proseslərinin inkişaf dinamikasının müqayisəli təhlilinə həsr edilib. 1957-ci ildə aparılmış xəritəalma, fotoplanlama işlərinin nəticələrini 2010-cu ildə "Google Earth" proqramı ilə alınmış görüntülər və müəyyən olunmuş marşrutlar üzrə şəxsi müşahidələrin müqayisəli təhlili nəticəsində Kişçay hövzəsində ekzogeomorfoloji proseslərin sürətlənməsi aşkar olunmuşdur. Akkumulyasiya sahələrində toplanan sel materiallarının həcminin sürətlə artması buna əyani sübutdur.

Giriş

Böyük Qafqazın cənub yamacının mərkəzi hissəsində yerləşən Kişçay hövzəsi təqribən düzbucaqlı formada olub, şimaldan Baş Qafqaz dağ silsiləsi, cənubdan isə Qanıx-Əyriçay vadisi ilə sərhədlənir. Kişçay hövzəsi öz dağıdıcı selləri ilə Avropanın güclü selli çay hövzələri ilə bir sırada durur. Hövzənin sel fəaliyyəti və onun ünsürləri müxtəlif illərdə yerli və xarici mütəxəssislər tərəfindən öyrənilsə də, onun bəzi parametrlərinin araşdırılmasına bu gün də ehtiyac duyulur.

Son illər ərzində baş vermiş sellər, əvvəlki vaxtlarda olduğu kimi, müxtəlif problemlər yaratmışdır. Ancaq əvvəlki illərdən fərqli olaraq, son illər əhalinin məskunlaşması və infrastrukturun yaradılmasındakı bəzi çatışmazlıqlar, profilaktik tədbirlərin yerinə yetirilməsindəki durğunluq sellər keçən zaman yeni problemlər yaranmasına, eləcə də ekoloji gərginliyin artmasına səbəb olmuşdur. 2010-cu ilin sonlarında baş verən selin yaratdığı ekoloji gərginlik bir daha sübut etdi ki, Kişçayın selləri kortəbii dağıdıcı hadisə olaraq həmişə aktualdır və onlara qarşı davamlı mübarizə tədbirlərinin təşkili diqqət mərkəzində olmalıdır. Kişçay hövzəsində genişmiqyaslı tədqiqatlar aparmış akademik B.Ə.Budaqovun təbirincə desək, «Şəki şəhərinin boynunun arxasında hər zaman bir qılınc kimi dayanan Kişçay» Şəki şəhərini, Kiş, Qoxmuq, Oxud kəndlərini, Qışlaq ərazisini həmişə ciddi təhlükə altında saxlayır. Yüksək dağlıqdan baxdıqda amfiteatra bənzər görünüş alan Şəki şəhərini sellərin asanlıqla dağıda biləcəyinə şübhə edilmir.

Kişçayı dəfələrlə böyük sel kütləsi yaradaraq öz məcrasından çıxmış, Şəki şəhərini və ətraf kəndləri, nəqliyyat və su təchizatını, infrastrukturu dağıtmış, yaşayış məntəqələrini basmış və təsərrüfat sahələrinə böyük ziyan vurmuşdur. Kişçayın törətdiyi bu fəsadların nəticələrini dövlətin köməyi, Şəki şəhər icra strukturları və ictimaiyyətin səyi ilə aradan qaldırmaq mümkün olmuşdur. Belə hadisələrin təkrarlanmaması üçün əlaqədar dövlət təşkilatları tərəfindən böyük miqdarda maliyyə vəsaiti ayrılmış, körpülər, bəndlər, müxtəlif hidromeliorativ qurğular tikilmişdir. Hazırda hövzə ərazisində bəndlərin bərpası işləri aparılır. Lakin görülən tədbirlər sellərin qarşısının alınmasında yetərli deyildir.

Son illər təkcə Kışçay hövzəsində deyil, bütün dünyada kortəbii hadisələrin miqyası genişlənməkdə davam edir.

BMT-nin baş katibi Pan Gi Mon 2010-cu ilin hesabatında sel, daşqın, sürüşmə və s. kimi kortəbii hadisələrin bütün materiklərdə güclənməsini, onların yaratdığı ekoloji gərginliyin hələ də bəzi ölkələrdə aradan qaldırılmasının mümkün olmadığını təəssüf hissi ilə qeyd etmişdir.

Tədqiqatın məzmunu. Kişçay hövzəsi də, dünya ekosisteminin bir hissəsi kimi, bu proseslərdən kənarda qala bilməz. Kişçayı öz mənbəyini Baş Qafqaz sıra dağlarından götürən bir sıra qollardan (Qaynarca, Damarcıq, Çuxadurmaz, Seyidyurd, Donuzca və s.) ibarət olmaqla müəyyən zaman kəsimlərində (yaz və payız aylarında) sel gətirməklə Şəki şəhərinə və onun ətraf kəndlərinə böyük təhlükə törədən dağ çaylarından biridir. Hətta yaxın keçmişdə bu çay Şəki şəhərini tamamilə yuyub aparmış və əhali indiki Şəki şəhərinin ərazisində – o zamanlar üçün təhlükəsiz sayılan şimal-qərb sahədə – məskunlaşmış, ancaq zaman keçdikcə Kişçay yenə də təhlükə mənbəyinə çevrilmişdir. Sel əmələgəlmə prosesi təbii amillərin qarşılıqlı təsirindən yaransa da, əsas amil dağlıq relyeflə bağlıdır. Relyefin böyük selyaratma enerjisi qravitasiya proseslərinin daha böyük intensivliyə malik olmasına, çayların reqressiv eroziya fəaliyyətinə, landşaft qurşaqlarının növbələşməsindən asılı olaraq denudasiya proseslərinin intensivliyinin tez-tez dəyişməsinə əlverişli şərait yaradır (Mustafabəyli, Məmmədov, 2010). Kişçayın təhlükəli olması onun özü ilə külli miqdarda sel məhsullarını yüksək enerji ilə yuxarı axından aşağı ərazilərə gətirməsi ilə əlaqədardır. Sel məhsullarının toplanması isə Kişçayın yatağının çoxsaylı dərələrdən ibarət olması və bu dərələri təşkil edən süxurların aşınmaya qarşı davamsız olması ilə bağlıdır. Buna səbəb həmin süxurların litoloji tərkibi və yatım şəraiti, yəni hövzənin şimalında daha qədim yura yaşlı çöküntülərinin nisbətən cavan təbaşir çöküntüləri üzərinə gətirilməsidir. Süxurların belə yatımı çox vaxt şaquli vəziyyətdə olur. Qeyd etmək lazımdır ki, Kişçay hövzəsində yamacların meyilliyi 10 dərəcədən çoxdur və bu tip yamaclarda daha intensiv aşınma prosesləri gedir. Belə yamaclar ərazinin 82,02%-ni təşkil edir (Əyyubov və b., 1988). Kişçayın yatağını təşkil edən süxurlar isə əsasən çökmə süxurlar olub daha yumşaq və az sıxlığa malikdir, aşınmaya davamsızdır. Bu süxurlar əsasən gillərdən, argillitlərdən, gilli şistlərdən, əhəngdaşı və qumdaşılardan ibarətdir. Bunların içərisində massiv qumdaşı və bərk əhəngdaşıların aşınmaya müqaviməti nisbətən yüksəkdir. Bərk əhəngdaşılar (mərmərləşmiş əhəngdaşılar) isə yataq sahəsində daha az yayılmışdır. Kiş çayından sel keçməsi zamanı onun gətirdiyi sel məhsullarının əsas kütləsinin litoloji tərkibinin gill şistlər və gillərdən, qismən isə xırda, orta və bəzən də iriölçülü qumdaşılardan ibarət olduğu müşahidə edilib. Sel məhsulunun əsas kütləsi (70-80%) gilli şistlər və gillərdən ibarət olur. Gil və gilli şistlər isə aşınmaya cox həssas olub Baş Qafqaz sıra dağlarında ən geniş yayılmış süxurlardır. Kişçayın yatağı həmin süxurlardan ibarət olduğundan aşınma prosesləri ilbəil inkisaf edir və bu da onların sel materialları kimi sel ocaqlarında toplanaraq yaz və payız aylarında qarın əriməsi və güclü yağışların yağması zamanı çox təhlükəli selin yaranmasına səbəb olur. Sel məhsullarının yaranmasının əsas səbəblərindən biri aşınma prosesləri olduğundan Kişçayın yatağında həmin proseslərin nəticələrini 1957-ci ildə aparılmış aerofotoplanalma (miqyas 1:30000) və xəritəalma (miqyas 1:25000) işlərinin nəticələri ilə 2008-2010-cu illərdə yataq boyu yerinə yetirilən marşrut materialları və «Google Earth», «Google map» proqramlarının köməyi ilə müqayisə edilmişdir (aerofotoplanalma şəkilləri, miqyas 1:30000, aerofoto şəkil №№ 212-24734, 212-24735, 212-24736 – 1957-ci il, müəllif – aerofotoplanalma dəstəsinin rəisi A.Bolotin. Materiallar AR Ekologiya və Təbii Sərvətlər Nazirliyinin Ətraf Mühit və Təbii Sərvətlər üzrə Dövlət Geoloji İnformasiya Arxiv Fondundan götürülmüşdür.).

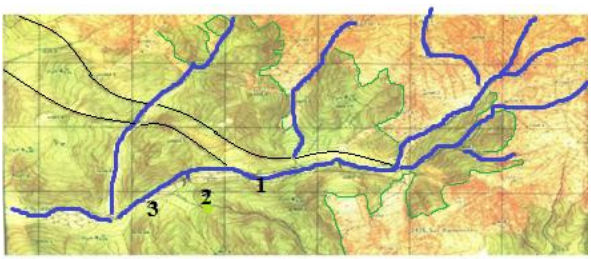
Onu da qeyd etmək lazımdır ki, Kişçayının yatağında aşınma prosesləri 50 ildən çox zaman kəsimində xeyli (50-80%), bəzi sahələrdə isə iki dəfə artmışdır. 1-ci şəkildə Kişçayı yatağının 41°15′35″ en dairəsi və 47°16′35″ uzunluq dairəsi kəsimində 1957-2010-cu illər ərzində gedən aşınma prosesləri göstərilmişdir.



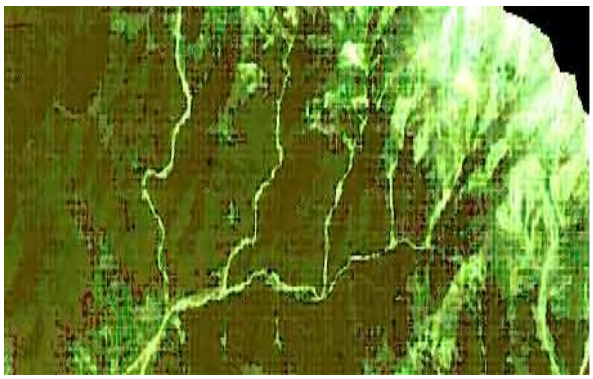
1-ci şəkil. Kişçay hövzəsinin məsafədən zondlama vasitəsilə alınmış görüntüsü

2-ci şəkildə isə 1957-ci ilə qədərki dövrə aid həmin ilin xəritəalma sənədlərinə əsasən gedən aşınma proseslərinin miqyası yuxarıda qeyd edilən koordinantlar kəsimində göstərilmişdir.

3-cu şəkildə isə yuxarıdakı koordinatlar kəsiminə aid aerofotoplanalma sənədləri göstərilmişdir. Göründüyü kimi, 1957-ci ilə qədər aşınma prosesləri çay dərəsi boyu ensiz şəkildə inkişaf etmişdir. 1957-2010-cu illər ərzində isə bu proseslər çay yatağını eninə genişləndirmiş və nəticədə yataqda sel materiallarının həcmi çoxalmış və sel ocaqları yaranmışdır.



2-ci şəkil. Kişçay hövzəsinin 1957-ci ildə çəkilmiş topoqrafik xəritəsi (M.1:25000)



3-cü şəkil. Kişçay hövzəsini əks etdirən kosmik görüntüsü

Birinci kəsimdə ölçülər eninə artaraq dəyişmiş aşınma sahəsi 1957-ci ilə qədərki dövrə nisbətən 1957- 2010-cu illər ərzində eninə bir neçə dəfə böyümüş və buna uyğun olaraq sel materiallarının kütləsi artmışdır, başqa sözlə, sel ocaqları genişlənmiş, ölçülər isə aşağıdakı kimi dəyişmişdir: 1957-ci ilə qədər sahənin uzunluğu 600 m, eni 200 m olmuş, 1957-2010-cu illər ərzində isə bu ölçülər müvafiq olaraq 742x1116 m olmuşdur. İkinci kəsilişdə isə bu ölçülər yuxarıda qeyd edilən zaman kəsimləri dövründə müvafiq olaraq 625x100 m və 1043x678 m, 3-cü kəsilişdə isə bu ölçülər müvafiq olaraq 625x100 m və 775x430 m olmuşdur. Cədvəldə aşınma proseslərinin nəticələri müqayisəli şəkildə verilmişdir.

Qeyd etmək lazımdır ki, birinci sahə 1540-1610 m , ikinci – 1465-1530 m, üçüncü sahə isə 1400-1465 m hipsometrik yüksəkliklər arasında yerləşir. 1-ci kəsilişi 1610 m yüksəklikdən başlayaraq Duruca struktur-formasiya zonasının Aalen yaşlı gill şistləri təşkil edir və ümumqafqaz istiqamətində uzanan Qaynarca tektonik qırılma zonası keçir. Massiv gill şistləri ilə sərhədlənən Qaynarca tektonik qırılma zonası gil şistlərinin flişləşmiş hissəsindən ibarətdir. Gil şistlərinin tez aşınan fliş hissəsi isə daha sürətlə aşınan material olub cüzi su axını ilə də böyük həcmdə sel materialı yarada bilir. Bu sahədə, yəni 1610-1400 m hipsometrik yüksəkliklərdə çayın dərəsinə şimaldan və cənubdan birləşən çoxsaylı dərələri və onların gətirdiyi sel materiallarını da nəzərə alsaq, sel ocaqlarının mənbəyi kimi, ərazinin çox təhlükəli olduğu aydınlaşır. Həmin ərazidən aşağıda, yəni çayın axım istiqamətində 950 m hipsometrik yüksəkliyə qədər olan sahədə də təhlükəli sel ocaqları mövcuddur. Çuxadurmaz çayının gətirmə konusunun zirvəsi məhz həmin hipsometrik yüksəkliyə aid sahədə yerləşir (Будагов, 1965).

Kişçay hövzəsində (Cuxadurmaz qolunda) aşınma proseslərinin müqayisəsi

№	Aşınma sahələri	1957-ci ilə qədərkii dövrdə sahələrin ölçüləri, m-lə	1957-2010-cu illər dövründə aşınma sahələrinin ölçüləri, m-lə	Aşınmanın sahəsi, m²		Artım, m²
				1957-ci il	2010-cu il	
1	1-ci sahə	600x200	742x1116	120000	828072	708072
2	2-ci sahə	625x100	1043x678	62500	707154	644654
3	3-cü sahə	625x100	775x430	62500	333250	270750

Qeyd etmək lazımdır ki, məqalədə Kiş çayının yalnız 1875 m məsafədə yerləşən üç təhlükəli sel ocağı müqayisə edilmişdir. Kiş çayının, qolları ilə bərabər, 1000-3700 m hipsometrik yüksəklikdə uzunluğunun 56000-60000 m-dən çox olduğunu nəzərə alsaq, onda bu tip dərələrin sayının yüzlərlə olduğu nəticəsinə gəlmiş olarıq. İstər ekzogen, istərsə də endogen proseslərin sürətlənməsi isə sel materiallarının artması, sel fəaliyyətinin güclənməsi deməkdir.

Nəticə

Aparılan təhlillər, çöl tədqiqatları, hesablamalar və müqayisələr nəticəsində Kişçay hövzəsində ekzogen, eləcə də endogen və xüsusi ilə də antropogen amillərin təsiri ilə sel əmələgəlmə prosesinin xeyli intensivləşməsi müəyyən olunmuşdur. Aşkar edilmişdir ki, 1957-2010-cu illər ərzində hövzədəki sel ocaqlarının sahəsi 50-80%, bəzi yerlərdə isə iki dəfədən çox artmış, güclü sellərin baş vermə tezliyi 2-3 ilə qədər azalmışdır.

ƏDƏBİYYAT

ƏYYUBOV,Ə.C., QULUZADƏ, V.Ə., NƏBİYEV, H.L., MƏMMƏDOV, C.H. 1988. Kiş və Şinçayları hövzələrinin selləri. Elm. Bakı.

MUSTAFABƏYLİ, H., MƏMMƏDOV, Y. 2010. Kişçay hövzəsinin selləri və onlara qarşı mübarizə üsulları. Nurlan. Bakı.

БУДАГОВ, Б.А. 1965. Селевые явления в бассейне реки Кишчай и мероприятия по борьбе с ними. В кн.: *Геоморфология.* Баку, 6-12.

İPCC-МГЭИК. Межправительственная группа экспертов по изменению климата при ООН. 125.

ХАЛИЛОВ, Э.Н. 2010. Коммюнике и первый доклад IC GCGE GEOCHANGE “Глобальные изменения окружающей среды: угроза для развития цивилизации”.

Məqaləyə c.e.d. E.K.Əlizadə rəy vermişdir

© M.A.Musayeva, 2012

DAĞ BUZLAQLARININ RELYEFLƏ ƏLAQƏSİNİ ƏKS ETDİRƏN QLASİAL-MORFOLOJİ XÜSUSİYYƏTLƏRİ (Böyük Qafqazın timsalında)

M.A.Musayeva

Azərbaycan Respublikası Ekologiya və Təbii Sərvətlər Nazirliyi
Hidrometeorologiya Elmi-Tədqiqat İnstititu
AZ1154, Bakı, Heydər Əliyev prosp., 50

Məqalədə Böyük Qafqaz buzlaqlarının qlasial-morfoloji xüsusiyyətlərini əks etdirən məlumatlardan istifadə etməklə, Azərbaycanın yüksək dağlıq buzlaqları tədqiq edilmiş və bir sıra müsbət nəticələr alınmışdır. Böyük Qafqazın şimal-şərq hissəsinin yüksək dağlıq ərazisinə aid ölçü məlumatları çox az olduğu üçün mövcud metodikadan istifadə olunmuş və alınan nəticələr faktiki məlumatlarla yoxlanılaraq onlar arasında müsbət korrelyasiya müəyyən edilmişdir.

Hipsometriya, iqlim şəraiti, xüsusən yağıntı və havanın temperaturu buzlaqların şaquli inkişafına mühüm dərəcədə təsir edir. Böyük Qafqazda buzlaqların aşağı sərhədi iqlim şəraiti ilə sıx bağlıdır və təbii ki, qanunauyğun halda şərqə doğru yağıntının miqdarının azalmasından asılı olaraq sərhəd yuxarı qalxır. Qusarçay hövzəsində dağ buzlaqlarının aşağı sərhədi şimal yamacda 3700-3800 m, yuxarı sərhədi isə silsilələrin suayrıcı xəttinin qərbdən şərqə göstərilən istiqamətdə yüksəlməsilə əlaqədar 4100 m-ə qədər yüksəlir.

Iqlimin və relyefin kompleks şəkildə göstəricisi firn xətti və ya buzlaqların qidalanma sərhədidir. Firn xətti – yağıntı və havanın temperaturunun buzlaqda qoyduğu işarədir. Bunların hər ikisi (yağıntı və havanın temperaturu) buzlağın təsvirində öz xüsusi iştirakını göstərir; yağıntılar firn xəttini aşağı salır, havanın temperaturu isə onu yuxarı qaldırır. Bu sərhəd buzlaq dilinin qurtaracağı hündürlüyünün dəyişməsi ilə xarakterizə olunur. Qusarçayda qidalanma sərhədi 3940 m-dən keçir. Firn xəttinin orta hündürlüyü buzlağın aşağı və yuxarı sərhəd hündürlüyünün orta göstəricisilə yaxşı uzlaşır (1975-ci ilin məlumatlarına görə). Bu asılılıq 1-ci şəkildə göstərilib və öyrənilməyən buzlaqların qidalanmasının sərhədinin hündürlüyünü müəyyən etmək üçün istifadə edilə bilər. 2011-ci ildə Tufan buzlağında aparılan ölçü işlərinin nəticəsinə görə (H_a=3800 m, H_y=4100 m), ($H_y+H_a/2$) = 3950 m təşkil edir. Firn xətti isə təxminən 4000 m-dir. 3300-3700 m aralığında isə çoxillik qar yerləşir.

Böyük Qafqazın şimal-şərq yamacındakı buzlaqların maksimal sahəsini müəyyən etmək üçün Azərbaycanın yüksək dağlıq ərazisinə yaxın olan Gürcüstan ərazisinin buzlaqlarının orta sahələrinin qiymətləri ilə Böyük Qafqazın şimal-şərq yamacı buzlaqları sahələrinin müvafiq göstəriciləri arasında $\overline{F} = f(\overline{F})$ asılılıqlar təhlil edilmişdir (2-ci şəkil). Müəyyən edilmişdir ki, bu asılılıqlar arasında kifayət qədər qanunauyğunluqlar mövcuddur və korrelyasiya əmsalı 0,93-ə bərabərdir (R=0,93).

Ikinci şəkildən göründüyü kimi, $\overline{F} = f(\overline{F})$ asılılığında korrelyasion asılılıq kifayət qədər yüksəkdir və bununla Gürcüstan ərazisindəki buzlaqların sahə göstəricilərindən asılı olaraq, Böyük Qafqazın şimal-şərq yamacı ərazisindəki buzlaqların maksimal sahəsini təyin etmək olar. Bunun üçün əvvəlcə Gürcüstan ərazisindəki buzlaqların orta və maksimal sahə qiymətləri arasında $\overline{F} = f(F_{max})$ asılılıq qrafiki qurulmuşdur. Daha sonra bizim buzlaqların orta sahə qiymətlərinin köməyi ilə qrafikdən sahənin maksimal qiymətləri çıxarılmışdır. Böyük Qafqazın şimal-şərq yamacı ərazisindəki buzlaqların sahəsinin orta qiyməti ilə çıxarılmış maksimal qiymətləri (bizim ərazi üçün) arasında əlaqə qrafiki qurulmuşdur (3-cü şəkil).

Qrafikdən göründüyü kimi, korrelyasiya əlaqəsi çox yüksəkdir (R=0,99). Bu qrafiklər 1975-ci ilin məlumatlarına əsasən qurulmuş və o buzlaqların məlumatlarından istifadə edilmişdir ki, onların göstəriciləri bizim buzlaqlara yaxındır.

2011-ci ildə Tufan buzlağında olçülən və hesablanan məlumatlara əsasən, orta sahə 0,48 km^2 olmuşdur. Qrafikdən çıxarılan maksimal sahənin

qiyməti Tufan buzlağı üçün 0,50-0,52 km^2 alınmışdır. Bu üsul Qafqazın az öyrənilən buzlaqlarının sahəsini müəyyən etməyə imkan verir (Сванидзе, Цомая, 1988).

Buzlaqların sahəsi ərazisinə və zamana görə çox dəyişir. Bu dəyişmənin statistik təhlilini aparmaq üçün aşağıdakı düsturlardan istifadə edilmişdir:

$$\bar{F} = \left(\sum F\right)/n; \quad (1)$$

$$C_v = \sqrt{\frac{\sum\left(K-1\right)^2}{n-1}}; \quad (2)$$

$$C_s = \frac{\sum\left(K-1\right)^3}{\left(n-1\right)Cv^3}; \quad (3)$$

$$P = \frac{m}{n+1}100\%; \quad (4)$$

F_{orta} – buzlaqların orta sahəsi, km^2;
$\sum F$ – buzlaqların ümumi sahəsinin cəmi, km^2;
N – buzlaqların sayı; C_v – variasiya əmsalı;
C_s – asimmetriya əmsalı;
K – modul əmsalı = (F_m/F_{orta});
P – təminat,%; m-buzlaqların sahəsinin qiymətlərinin sıra nömrəsi, azalma sırası ilə verilir.

Lakin yuxarıdakı düsturlarla statistik analizin aparılması buzlaqdan məlumat azlığına görə müəyyən çətinlik törədir. Ona görə də az öyrənilən istənilən buzlaşma rejimininin növü üçün aşağıdakı düsturlardan istifadə edilməsi təklif olunur (Голодковская, 1981).

$$C_v = K^{0.45} - 1 \quad (5)$$

Bu düstur bütün növ rejimli buzlaşma üçün C_v-ni müəyyən etməyə imkan verir. C_s dəyişməsi bütünlüklə C_v və K dəyişməsilə uyğunlaşır və çox sıx asılılıq alınır ki, bu da C_S və K arasında əlaqənin məqsədlər üçün yararlığını göstərir və aşağıdakı düstur ilə ifadə edilir;

$$C_s = (K\text{-}1)^{0.58} \quad (6)$$

hansı ki, C_s – istənilən buzlaşma rejiminin növünü müəyyən etməyə imkan verir.

Bu düsturları praktiki məqsədlər üçün istifadə etmək olar və bunu ölçü məlumatlarının hesablanması da təsdiqləyir. Bu məqsədlə Tufan buzlağına axırıncı ekspedisiya zamanı (2011-ci il) əldə edilmiş ölçü məlumatlarından istifadə edilmişdir.

Əlbəttə, buzlağın sayının və ölçü məlumatlarının az olması səbəbindən C_v və C_s-in əsas düstur ilə hesablanması təxminidir, lakin hər iki düstur ilə hesablamanın qiymətinin müqayisəsi onların hər ikisinin nəticəsinin bir-birinə nisbətən yaxın alınması onu göstərir ki, bu kəmiyyətlərdən buzlaq rejiminin istənilən dövrü üçün və praktiki məqsədlər üçün istifadə edilə bilər.

Buzlaq sahəsinin C_v və C_s-nin müxtəlif qiymətləri iqlimin, oroqrafiyanın, moren çöküntülərinin, yüksəklik vəziyyətinin və başqalarının təsirilə izah edilir. Sözsüz ki, bu amillərin qeydiyyatı hesabların keyfiyyətini yaxşılaşdırmağa imkan verir. C_v və C_s-in tədqiqat nəticələri göstərir ki, onların hesablanması üçün vacib başlanğıc parametrləri K əmsalıdır, o, buzlaq sahələrinin tənzimləmə dərəcəsini xarakterizə edir və iqlimin, oroqrafiyanın, yüksəklik vəziyyətinin, moren çöküntülərinin və başqa amillərin buzlaq sahəsinin ölçülərinə kompleks təsirinin göstəricisi hesab edilir. Qusarçay hövzəsinin 8 buzlağı üçün hesablanmış C_v, C_s və başqa xarakteristikalar cədvəldə göstərilmişdir (1975-ci ilin buzlaq kataloqunun məlumatına görə) (Каталог ледников, 1975).

Buzlağın statistik xarakteristikalarının göstəriciləri

Buzlaq Qusarçay hövzəsi (1975)	Buzlağın sahəsi,km^2		K	C_v (5) düsturla	C_s (6) düsturla
	F_{orta}	$F_{max.}$			
Şahdağ	1,6	1,69	1,08	0,035	0,23
Qovdan	0,2	0,21	1,05	0,022	0,18
Bazardüzü	0,4	0,43	1,02	0,009	0,10
Bazaryurd 1	0,1	0,1	1,0	0	0
Yatıxdərə 1	0,2	0,21	1,05	0,022	0,18
Yatıxdərə 2	0,1	0,1	1,0	0	0
Bazaryurd 2	0,1	0,1	1,0	0	0
Tufan	0,5	0,53	1,04	0,018	0,15

Göründüyü kimi, C_v buzlaşma böyüdükcə böyüyür, lakin onların arasında dəqiq qanunauyğunluq yoxdur. Bəzi hallarda az buzlaq olan sahələrdə C_v çox buzlaq olan sahələrin C_v-dən böyük olur, bu da onunla izah edilir ki, buzlaq hövzələrinə ancaq iqlim və oroqrafiya deyil, həm də moren çöküntüləri təsir edir. Nisbətən böyüksahəli buzlaq olsa da, səthinin bəzi hissələri çöküntü materialları ilə örtülü olduğu üçün ölçülərini qoruyub saxlayır, kiçik buzlaqların səthi isə çöküntü materiallarından azad olduğu üçün ölçüləri çox kiçilir. Çox güman ki, müasir iqlim dəyişmələrinin təsiri nəticəsində hazırda Qovdan, Yatıxdərə-1, Yatıxdərə-2 buzlaqlarının əriyib yoxa çıxması ehtimal olunur, onların yerində isə çoxillik qar örtüyü qalmışdır.

Asimmetriya əmsalı da analoji vəziyyətdə dəyişir. Çox halda $C_s > C_v$ olur. Buzlaqda C_s bu aralıqda dəyişir (0-0,23) .

Buzlaqların sahələrində C_v və C_s dəyişmələri qanunauyğun xarakter daşıyır. C_v dəyişməsi həm orta, həm də böyükölçülü buzlaqların sahələrinin dəyişməsi ilə uzlaşır. Kiçiksahəli buzlaqlarda C_v -nin kiçik qiyməti müşahidə edilir.

Buzlaqda olan rütubət ehtiyatı buzlaq su ehtiyatlarının vacib xarakteristikasını əks etdirir və buzlağın qalınlığının və həcminin ölçü məlumatlarına görə müəyyən edilir. Ölçü məlumatlarından əlavə, buzlağın həcmini qiymətləndirmək üçün buzlaq səthinin sahəsindən (F, km^2) asılı olaraq bu düsturdan istifadə edilir:

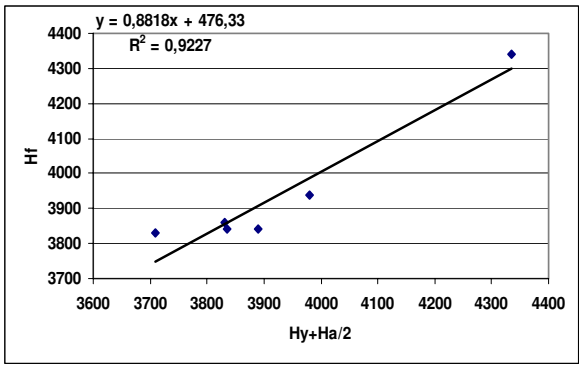
$$W= 0,027F^{1.5} \qquad (7)$$

və ya bir neçə buzlağın səthinin ümumi sahəsindən $F_{ümumi}$ və onların ümumi sayından asılı olaraq (Голубев, 1976; Журавлев, 1980);

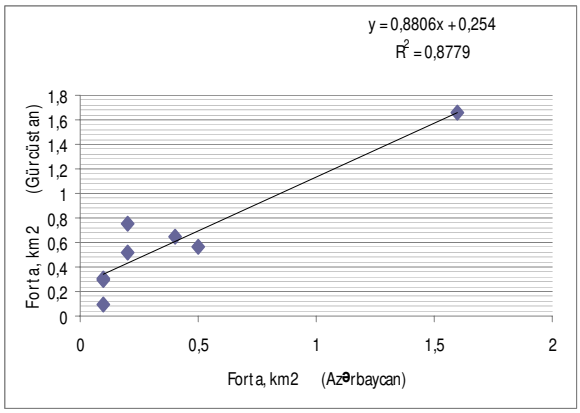
$$W= 0,04\ F^2_{ümumi}/\ n =0,051\ km^3; \qquad (8)$$

(1975-ci il üçün) düsturundan istifadə edilir. Tufan buzlağının həcmi isə hazırda 0,01 km^3 təşkil edir (həm 2011-ci ilin ölçü məlumatlarının hesablanmasına görə, həm də 8-ci düsturundan istifadəyə görə).

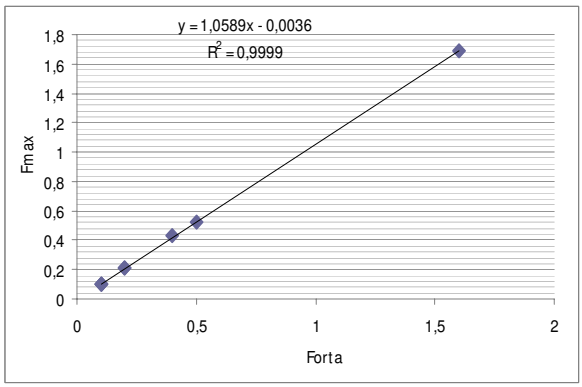
Bu düsturların ayrı-ayrı müəlliflər (Журавлев, 1980; Котляков, Инашвили, 1976; Голодковская, 1981) və bizim tərəfimizdən aparılan hesablanmasının nəticəsinin qiymətləndirilməsi aparılmışdır və nəticə göstərmişdir ki, birinci düstur kiçik xətalar verir. Bunu ölçü məlumatları da sübut edir.



1-ci şəkil. Firn xəttinin orta hündürlüyü ilə buzlağın yuxarı və aşağı sərhədinin orta göstəricisi ($H_y+H_a/2$) arasında asılılıq



2-ci şəkil. Gürcüstan ərazisində olan buzlaqların orta sahəsi ilə Böyük Qafqazın şimal-şərq yamacı ərazisindəki buzlaqların orta sahəsi arasında asılılıq qrafiki



3-cü şəkil. Böyük Qafqazın şimal-şərq yamacı ərazisindəki buzlaqların orta sahəsi ilə maksimal sahəsi arasında əlaqə qrafiki

Alınmış nəticələr

1. Müəyyən edilmişdir ki, firn xəttinin orta hündürlüyü buzlağın aşağı və yuxarı sərhəd hündürlüyünün orta göstəricisilə yaxşı uzlaşır. Bu

asılılığın köməyi ilə öyrənilməyən buzlaqların qidalanmasının sərhədinin hündürlüyünü müəyyən etmək olar. Bu baxımdan 2011-ci ildə Tufan buzlağında aparılmış ölçü məlumatlarına əsasən, asılılığın köməyilə firn xəttinin təxminən 4000 m-dən keçməsi təsdiqlənmişdir.

2. Böyük Qafqazın şimal-şərq yamacının yüksək dağlıq ərazisindəki buzlaqlara aid ölçü məlumatları çox az olduğu üçün mövcud metodikalar Azərbaycan şəraitinə tətbiq edilmişdir. Gürcüstanın yüksək dağlıq ərazisindəki buzlaqlarla və Böyük Qafqazın şimal-şərq yamacındakı buzlaqların orta sahələrinin qiymətləri arasındakı asılılıqların təhlili zamanı müəyyən edilmişdir ki, onlar arasında kifayət qədər korrelyativ əlaqələr mövcuddur və korrelyasiya əmsalı R=0,93-ə bərabərdir.

3. Metodikaya əsasən, Gürcüstanın yüksək dağlıq ərazisindəki buzlaq sahələrinin maksimal qiymətlərinin köməyilə Böyük Qafqazın şimal-şərq yamacındakı buzlaqların sahəsinin maksimal qiymətləri tapılmışdır. Tufan buzlağının 2011-ci ildəki orta sahəsinin qiymətinin (0,48 km^2) köməyilə qrafikdən çıxarılan maksimal sahənin qiyməti 0,50-0,52 km^2 təşkil etmişdir.

4. Məlumat azlığına görə mövcud statistik düsturlarla buzlaqların sahəsinin ərazisini və zamana görə dəyişməsini müəyyən etmək mümkün olmamışdır. Mövcud metodikanın köməyilə müəyyən edilmişdir ki, variasiya əmsalı (C_v) və asimmetriya əmsalı (C_s) buzlaq sahə böyüdükcə böyüyür, lakin onların arasında dəqiq qanunauyğunluq yoxdur.

5. Buzlağın həcmini qiymətləndirmək üçün buzlaq səthinin sahəsindən asılı olan düsturdan istifadə olunmuşdur və 1975-ci ilin məlumatına görə, 8 buzlağın həcmi 0,051 km^3 təşkil etmişdir. 2011-ci ilin ölçü və hesab məlumatına əsasən, Tufan buzlağının həcminin 0,01 km^3 təşkil etməsi mövcud metodikanın yararlığını sübut edir.

ƏDƏBİYYAT

ГОЛОДКОВСКАЯ, Г.А. 1981. Лихометрия морен и динамика ледников северного макросклона Центрального Кавказа за последние 700 лет. *Известия АН СССР. Сер. геогр.,* 6, 82-91.

ЖУРАВЛЕВ, А.В. 1980. Определение объема горных ледников по данным радиозондирования с вертолета. *Материалы гляциологических исследований. Хроника, обсуждения*, 17, 140-148.

КАТАЛОГ ЛЕДНИКОВ СССР. 1975. Том 9, Выпуск 4. Восточное Закавказье, Часть 1, Бассейн р.Кусарчай. Гидрометеоиздат. Ленинград.

КОТЛЯКОВ, В.М., ИНАШВИЛИ, Ш.В 1976. Ледники южного склона Большого Кавказа. *Материалы гляциологических исследований. Хроника, обсуждения*, 25, 61-67.

СВАНИДЗЕ, Г.Г., ЦОМАЯ, В.Ш. (под ред.). 1988. Водные ресурсы Закавказья. Гидрометеоиздат. Ленинград.

Məqaləyə c.e.d. E.K.Əlizadə rəy vermişdir

© M.A.Abduyev, 2012

AZƏRBAYCANIN DAĞ ÇAYLARININ İON AXIMI MODULUNUN TƏDQİQİ

M.A.Abduyev

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

1950-2010-cu illərin məlumatlarına əsasən çayların ion axımı modulu hesablanaraq müəyyən olunmuşdur ki, Lənkəran təbii vilayətinin çayları istisna olmaqla, digər ərazi çaylarında ion axımı modulunun kəmiyyəti mənsəbdən mənbəyə doğru artır. M_R=f(H) asılılığından alınmış ifadələrlə öyrənilməmiş çayların ion axımı modulunun kəmiyyətini müəyyən etmək olar.

Giriş

Dağlıq ərazilərin təsərrüfata daha çox cəlb olunması ilə əlaqədar təbii ehtiyatların səmərəli istifadə olunması bir sıra təbii və antropogen problemlərlə qarşılaşır. Bu problemlərin həll olunması çaylarda maddələr axımının 90-95%-ni təşkil edən ion axımını və onun modulunun düzgün qiymətləndirilməsini tələb edir. Qeyd edilən problemlərin öyrənilməsi praktiki məsələlərin həllində də mühüm əhəmiyyətə malikdir.

Tədqiqatlarla (Мозжерин, İШарифуллин, 1988; Гачечиладзе, 1989; Дедков и др., 2005; Денмухаметов, 2005) müəyyən olunmuşdur ki, ion axımı modulunun kəmiyyəti çay hövzələrindəki kimyəvi eroziyanın intensivliyini əks etdirir. Həmin kəmiyyətin maksimal göstəricisi kimyəvi denudasiyaya daha az mütəhərrik olan karbonatlı və sulfatlı süxurlarda müşahidə olunur. Çökmə, terrigen və kristallik süxurlar isə kimyəvi denudasiyaya daha çox mütəhərrik olduğu üçün ion axımı modulunun nisbətən kiçik kəmiyyəti ilə səciyyələnir. Aparılmış tədqiqatlar (Дедков и др., 2005; Денмухаметов, 2005) göstərir ki, ion axımı modulu həm dağlıq, həm də düzən ərazilərdə zonal paylanmışdır. Düzənliklərdə ion axımı modulunun minimum kəmiyyəti mülayim qurşağın tundra, meşə-tundra və yarımsəhralarında, maksimum göstəricisi isə tropik meşələrdə müşahidə olunur (Дедков и др., 2005). Dağlarda isə ion axımı modulunun maksimum kəmiyyəti mülayim qurşağın meşələrində, subtropik, tropik və ekvatorial qurşaqlarda, minimum qiyməti isə mülayim qurşağın yarımsəhralarında və subtropik qurşaqda müşahidə olunur (Денмухаметов, 2005).

Tədqiqat obyekti və istifadə olunmuş materiallar

Tədqiqat obyekti kimi respublikanın dağlıq ərazilərindən axan və üzərində hidrokimyəvi müşahidələr aparılmış 89 çayın 124 məntəqəsi seçilmişdir. Çayların ion axımı modulunu müəyyən etmək üçün Ekologiya və Təbii Sərvətlər Nazirliyi Ətraf Mühit üzrə Milli Monitorinq Departamentinin (keçmiş Dövlət Hidrometeorologiya Komitəsinin) Qarabağ və Kiçik Qafqazın cənub yamacı çaylarında 1950-1992-ci illər ərzində apardığı çoxillik müşahidə məlumatlarından, digər ərazi çaylarında isə 1950-2010-cu illərin məlumatlarından istifadə olunmuşdur.

Tədqiqat metodu

Çayların ion axımı modulunun müəyyən edilməsində qısa müşahidə sıralarının uzadılmasına imkan verən riyazi statistikanın metodları tətbiq edilmişdir. İon axımı modulu $M_R=\frac{R_{ion}}{F}*1000$ düsturu ilə hesablanaraq, səciyyəvi çaylar üçün tərtib edilmiş cədvəldə verilmişdir. Hövzənin orta yüksəkliyi (H) ilə ion axımı modulu (M_R) arasındakı əlaqələrin təhlilində empirik və korrelyasiya metodları ilə yanaşı, müqayisə üsulundan da istifadə olunmuşdur.

Tədqiqatın nəticələri

Azərbaycanın dağ çaylarının ion axımı moduluna dair regional tədqiqatlar (Гаджиев, 1984; Məmmədov, 1990) yerinə yetirilmişdir.

Böyük Qafqazın 23 çayının 28 məntəqəsinin 1980-ci ilədək olan məlumatlarına əsasən çoxillik orta ion axımı Q.A.Hacıyev (1984) tərəfindən hesablanaraq, region çaylarında ion axımı modulunun 0-250 t/km^2 il ərzində dəyişdiyi göstərilmişdir. Lakin qeyd edilən tədqiqat məhdud və son 30 illik dövrün stasionar müşahidə məlumatlarını əhatə etmədiyindən ion axımı modulunun yayılma intensivliyinin müasir vəziyyətini əks etdirmir.

Çayların bir sıra morfometrik və hidroloji xarakteristikaları

Sıra sayı	Çay-məntəqə	Hövzənin sahəsi, F, km^2	Hövzənin orta yüksəkliyi, H, m	Axım həcmi, W_Q, $mln.m^3$	Çoxillik orta ion axımı, R_{ion}, min ton	Ion axımı modulu, M_R, t/km^2	Hesablanmış ion axımı modulu, M_R, t/km^2	Nisbi xəta, %-lə
1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	Qusarçay-Küzün	250	2940	139	47	188	218	+6
2	Qudyalçay-Küpçal	517	2400	251	83	160	166	+3
3	Ağçay-Cek	124	2590	72	20	161	184	+14
4	Qaraçay-Rük	137	2600	63	24	175	185	+6
5	Çaqacukçay-Rustov	71,5	1450	21	6,6	92	74	-20
6	Vəlvələçay-Təngəaltı	454	1870	132	50	110	114	+3
7	Sumqayıtçay-Pirəküşkül	1500	890	51	35	23	19	-17
8	Pirsaatçay-Poladlı	995	1000	97	39	39	30	-23
9	Balakənçay-Balakən	146	1560	141	48	328	267	-19
10	Katexçay-Kəbizdərə	236	1850	315	79	335	320	-5
11	Talaçay-Zaqatala	136	1710	141	43	316	294	-7
12	Kürmükçay-İlisu	62	2270	171	59	355	396	+11
13	Əyriçay-mənsəb	1810	1040	669	288	159	171	+7
14	Damarcıq-mənsəb	35	1860	45	14	400	321	-20
15	Cuxadurmaz-mənsəb	35	2210	17	15	428	385	-10
16	Qaynar-mənsəb	18	2040	7,6	6	333	354	+6
17	Əlicançay-Qayabaşı	708	990	156	63	89	90	+1
18	Türyançay-Savalan	1340	1280	546	234	175	135	-23
19	Tikanlıçay-Tikanlı	120	2380	116	33	275	304	+10
20	Dəmiraparançay-Qəbələ	126	2430	138	48	380	312	-18
21	Göyçay-Göyçay	1480	970	445	161	109	87	-20
22	Girdimançay-Qaranohur	352	1820	243	93	264	218	-17
23	Ağsuçay-Ağsu	367	1030	62	35	95	96	+1
24	Ağstafaçay-Əyri körpü	1610	1720	341	225	140	154	+10
25	Tovuzçay-Berd	102	1490	20	14	134	134	0
26	Axıncaçay-Ağdam	493	1480	81	35	70	59	-16
27	Zəyəmçay-Ağbaşlar	511	1720	155	38	74	88	+19
28	Qoşqarçay-Daşkəsən	105	1860	13	9	86	105	+22
29	Gəncəçay-Zurnabad	314	2090	141	42	134	133	-1
30	Kürəkçay-Dozular	439	1770	132	40	91	94	+3
31	Gorançay-Ağcakənd	144	2210	76	19	129	147	+14
32	İncəçay-Gülüstan	63	1940	35	9	140	115	-18
33	Tərtərçay-Madagiz	2460	2030	725	213	105	125	+19
34	Levçay-Qamışlı	363	2370	175	55	152	166	+9
35	Xaçınçay-Vankulu	175	1780	57	14	80	95	+19
36	Qarqarçay-Ağakörpü	238	1610	66	23	96	75	-22
37	Oxçuçay-Qafan	685	2430	298	219	320	219	-32
38	Həkəriçay-Laçın	1180	2130	322	136	115	137	+19
39	Quruçay-Tuğ	201	1550	51	15	74	68	-8
40	Arpaçay-Areni	1880	2130	684	132	70	58	-17
41	Naxçıvançay-Biçənək	94	2420	50	11	117	105	-10
42	Əlincəçay-Ərəfsə	133	2230	40	11	83	74	-11
43	Gilançay-Başdizə	394	2100	131	23	58	54	-7
44	Parağaçay-Biləv	49,2	2510	24	6	120	119	-1

Cədvəlin davamı

1	2	3	4	5	6	7	8	9
45	Vənəndçay-Danaqırt	63,7	2440	26	8	124	108	-13
46	Ordubadçay-Nüsnüs	34	2400	14	3	94	102	+8
47	Nəsirvazçay-Bist	41	2660	20	5	129	143	+11
48	Viləşçay-Şıxlar	785	1180	168	96	122	153	+25
49	Mətələçay-Xəlfələr	79,3	570	28	22	277	315	+14
50	Lənkərançay-Lənkəran	1040	1210	442	146	140	145	+4
51	Təngərü-Vaqo	153	770	119	34	222	262	+18
52	İstisuçay-Alaşa	60	580	47	4	1313	313	-76

Kiçik Qafqazın cənub-şərq yamacı və Naxçıvan çaylarının ion axımı modulu M.Ə.Məmmədov (1990) tərəfindən hesablanmışdır. Lakin məntəqələrin və kimyəvi axım üzərində müşahidə məlumatlarının kifayət qədər olmaması müəllifə ion axımı modulunun yayılma intensivliyini müəyyən etməyə imkan verməmişdir.

Apardığımız tədqiqatlar göstərir ki, ion axımı modulunun paylanmasında böyük qeyri-bərabərlik müşahidə olunaraq, əsasən 11-428 t/km^2 arasında dəyişir. Tədqiq olunan çaylarda ion axımının modulu, Lənkəran təbii vilayətinin çayları istisna olmaqla, digərlərində mənsəbdən mənbəyə doğru artır. Bu da yüksək dağlıqda hövzə səthlərinin daha intensiv yuyulması ilə əlaqədar kimyəvi denudasiya prosesinin fəallığı ilə bağlıdır.

İon axımı modulunun kəmiyyəti Böyük Qafqazın yüksək dağlığında 350 t/km^2 təşkil edir. Litoloji baxımdan bu qurşaq tünd gilli şistlər, qumlar və əhəngdaşılarla təmsil olunmuşdur. Soyuq qış və sərin yay iqliminə malikdir. Havanın orta illik temperaturu 5- 6°C təşkil edir. Burada yayılmış çimli dağ-çəmən torpaqlarında alp çəmənləri inkişaf etmişdir. Qeyd edilən şərait bütövlükdə bu qurşaqda su eroziya proseslərinin və kimyəvi denudasiyanın intensiv inkişafı üçün əlverişli zəmin yaradır.

Orta dağlıqda meşə örtüyü su eroziyasına mane olduğundan hövzənin sahəsinin artması ilə axım modulu və gətirmələr axımı azalaraq, dağətəyində müvafiq olaraq 5 l/s.km^2 və 0,5 mm/il təşkil edir (Ахундов, 1978). Analoji vəziyyət ion axımı modulunun paylanmasında da müşahidə olunur. Belə ki, çay hövzələrinin orta dağlıq hissələrində qeyd edilən kəmiyyətin nisbətən kiçilməsi (300 t/km^2) müşahidə olunur (Abduyev, 2007).

Alçaq dağlıq və dağətəyində ion axımı modulunun kəmiyyəti azalaraq (50-100 t/km^2) dəyişir. Burada 3-cü və 4-cü dövrün yumşaq çöküntüləri ilə təmsil olunan cavan qırışıqlıqlar inkisaf etmişdir. Yamacların meyilliyinin və illik atmosfer yağıntılarının miqdarının azalması (400-600 mm), intensiv buxarlanma və zəif səthi axım duzları kifayət qədər həll edərək nəql edə bilmir və nəticədə ion axımı modulu bu qurşaqda əhəmiyyətli dərəcədə azalır.

İon axımı modulunun mənbədən mənsəbə doğru dəyişməsi aydın göründüyünə baxmayaraq, modulun kəmiyyətinə görə çaylar bir-birindən kəskin fərqlənir. Böyük Qafqazın cənub yamacında Əyriçay, Kunaxaysu, Damarcıq, Dəmiraparançay, Girdimançay və Axoxçay, şimal-şərq yamacında isə Ağçay və Şabrançay fərqlənən çaylara aiddir. Əyriçay, Kunaxaysu, Damarcıq və Dəmiraparançayda ion axımı modulunun kəmiyyəti qonşu çaylarla müqayisədə 1,5-2,0 dəfədən çox – 370-457 t/km^2 arasında dəyişir. Burada ion axımı modulunun belə artımı hövzələrdə yayılan süxurların litoloji tərkibindən asılı olaraq minerallaşmanın nisbətən yüksək olması ilə izah oluna bilər.

Axoxçay və Girdimançayda ion axımı modulunun qiyməti 190-304 t/km^2 arasında dəyişir. Bu çaylarda ion axımı modulunun kəmiyyəti qonşu çayların qeyd edilən göstəricidən 3 dəfəyədək çox olması ilə fərqlənir. Qeyd edilən çaylar tufbrekçiya, argillit, tufkonqlomerat və s. təşkil olunmuş asan parçalanan orta yura və təbaşir çöküntülərini kəsib keçir. Bütün bunlar bu çaylarda ion axımı modulunun kəmiyyətini daha da artırır.

Ağçay və Şabrançayda da ion axımı modulunun kəmiyyətinin ətraf çaylarla müqayisədə xeyli böyük olması müşahidə olunur. Bu, qeyd olunan çayların hövzə sahələrinin kiçik (12,5-15,3 km^2) olmasından asılı olaraq, ion axımı modulunun böyük qiymət alması ilə izah oluna bilər.

Böyük Qafqazla müqayisədə Kiçik Qafqazın çayları ion axımı modulunun kiçik kəmiyyətləri ilə səciyyələnir. Bunun səbəbi Kiçik Qafqazın yüksək dağlığında çatlı vulkanik süxurların yayılmasıdır. Bununla yanaşı, subalp və alp çə-

mənlərinin azalması, relyefin nisbətən hamarlığı bütövlükdə su eroziya proseslərinin intensivliyini əhəmiyyətli dərəcədə azaldır. Su eroziyası proseslərinin səciyyəsinə və ion axımı modulunun kəmiyyətinə görə, Kiçik Qafqazın çayları da bir-birindən fərqlənir. Bu baxımdan Levçay hövzəsi özünəməxsusluğu ilə seçilir. Bu çayın ion axımının modulu ətraf çaylarla müqayisədə xeyli böyükdür (152 t/km^2). Levçay hövzəsində asan parçalanan serpentinitlər geniş sahə tutduğundan və müasir tektonik hərəkətlərin intensivliyindən (ildə 8 mm) (Лилиенберг, Ширинов, 1977) asılı olaraq kimyəvi denudasiya nisbətən sürətlidir. Tərtərçayın yuxarı axınında güclü çatlara malik olan düzəlmə relyef formalarının saxlanılması eroziyaya müqaviməti artırdığından burada ion axımı modulunun kəmiyyəti kiçilərək 81-84 t/km^2 təşkil edir. Süxurların belə litoloji tərkibi və relyef, həmçinin hidroloji şərait ion axımı modulunun azalmasına səbəb olur.

Tovuzçay, Ağstafaçay və Oxçuçay da ion axımı modulunun kəmiyyətinə görə digər çaylardan fərqlənir. Tovuzçay və Əsrikçay hövzələrinin sahəsinin və orta yüksəkliyinin, demək olar ki, bərabər olmasına baxmayaraq, Tovuzçayda ion axımı modulunun kəmiyyəti Əsrikçaydakından 3 dəfə çoxdur. Bunun səbəbi Ermənistan ərazisindən daxil olan çirkab suları hesabına Tovuzçayda minerallaşmanın (687 mq/l) xeyli yüksəlməsidir (Abduyev, 2006).

Ağstafaçayın Əyri körpü məntəqəsində hövzənin orta yüksəkliyi 1720 metrə, ion axımı modulu isə 140 t/km^2-ə çatır. Qeyd etmək lazımdır ki, hətta orta yüksəkliyi təxminən eyni olan qonşu hövzələrin də ion axımı modulunun kəmiyyəti Ağstafaçaydakından dəfələrlə kiçikdir. Ağstafaçayda ion axımı modulunun böyük olması Ermənistandan kommunal-məişət sularının çaya axıdılaraq minerallaşmanı artırmasıdır.

Eyni sözləri Oxçuçay üçün də söyləmək olar. Belə ki, Ermənistandan axıdılan çirkab suları hesabına bütövlükdə Kiçik Qafqazda ion axımı modulunun ən böyük kəmiyyəti məhz Oxçuçayda müşahidə olunur (320 t/km^2). Qonşuluqda yerləşən Bazarçaya da çirkab suları axıdılmasına baxmayaraq, hövzə sahəsinin daha böyük olması həmin çayda ion axımı modulunun Oxçuçaydan 3,6 dəfə kiçik, yəni 89 t/km^2 olmasına gətirib çıxarır.

Naxçıvan Muxtar Respublikası çaylarında ion axımı modulunun kəmiyyəti 34 t/km^2-lə (Küküçay) 388 t/km^2 (Nəsirvazçay) arasında dəyişir. Burada Naxçıvançay, Parağaçay və Nəsirvazçay ion axımı modulunun kəmiyyətinə görə digər çaylardan fərqlənir. Aparılmış tədqiqata (Азизбеков, 1961) görə, Naxçıvançayın orta axınında (Biçənək və Qarababa kəndləri arasında) asan parçalanan və yuyulan üst eosenin vulkanogen-çökmə süxurları ilə təmsil olunan Qaraquzey qalxması yerləşdiyindən həmin ərazidə su eroziya proseslərinin və kimyəvi denudasiyanın intensivliyi ətraf ərazilərlə müqayisədə böyükdür. Parağaçay və Nəsirvazçayın hövzə sahələrinin kiçik olması və geoloji-kəşfiyyat işləri ion axımı modulunun kəmiyyətinin qonşu çaylara nisbətən 3 dəfəyədək böyük olmasına gətirib çıxarmışdır.

Lənkəran təbii vilayətinin çaylarında ion axımı modulunun kəmiyyəti Böyük və Kiçik Qafqazın çaylarının əksinə olaraq, mənsəbdən mənbəyə doğru azalır. Modul kəmiyyətinin ən kiçik qiyməti (49 t/km^2) əsasən çətin yuyulan vulkanogen süxurlardan təşkil olunmuş Talış silsiləsinin suayrıcı hissəsinə xasdır. Burada iqlim quru, yağıntıların miqdarı isə cəmi 200-300 mm təşkil etdiyindən kimyəvi aşınma prosesi zəif gedir. Peştəsər və Burovar silsilələrində vulkanogen-çökmə süxur kompleksləri və yağıntının artması ilə kimyəvi denudasiya prosesi intensivləşdiyindən ion axımı modulu da artır. İon axımı modulunun ən böyük kəmiyyəti (1313 t/km^2) yalnız Lənkəran təbii vilayətində deyil, bütün Azərbaycan ərazisində və eyni zamanda, İstisuçayda müşahidə edilir. Bunun səbəbi isti bulaq sularının axıb İstisuçaya qarışması ilə izah oluna bilər.

Apardığımız tədqiqat (Абдуев, 1995) göstərir ki, asılı gətirmələrin axım modulunun kəmiyyəti Böyük Qafqazda çayların mənbəyinə doğru artır, Kiçik Qafqaz və Talışda isə bu qanunauyğunluğun əksinə olaraq, mənbəyə doğru azalır. Yəni Böyük Qafqazda asılı gətirmələrin və ion axımı modullarının paylanması arasında oxşarlıq olduğu halda, Kiçik Qafqazda bunun əksi müşahidə olunur. Belə ki, asılı gətirmələrin modulunun əksinə olaraq, Kiçik Qafqazda ion axımı modulunun kəmiyyəti, Böyük Qafqazdakı kimi, çayların mənbəyinə doğru artır.

Talış dağlarında yüksəklikdən asılı olaraq suyun axım modulunun kəmiyyəti azalır (Рустамов, Кашкай, 1978). İon və suyun axım modullarının müqayisəsi həmin ərazidə qeyd edilən kəmiyyətlərin dəyişməsindəki müxtəlifliklə əlaqədar mürəkkəbləşir. Yəni Lənkəran təbii vilayə-

tində asılı gətirmələrin və ion axımının modullarının paylanması oxşar olduğundan hər ikisinin intensivliyi çayların mənbəyinə doğru azalır.

Qeyd edilənlərdən aydın olur ki, ion axımı modulu kəmiyyətinin dəyişməsi ərazidə şaquli zonallıq qanununa tabedir. Böyük və Kiçik Qafqazda ion axımı modulunun kəmiyyəti yüksəkliyə doğru artır, Talış dağlarında isə zonallığın əksinə olaraq, yüksəkliyə doğru azalır. Bunları nəzərə alaraq ion axımı modulu (M_R) ilə hövzənin orta yüksəkliyi (H) arasında əlaqə qurulmuşdur. Əlaqələrin korrelyasiya əmsalları kifayət qədər sıx (0,85-0,94) olduğundan onların riyazi ifadələri alınmışdır:

Böyük Qafqazın şimal-şərq yamacı çayları üçün

$$M_R=0,097H-66,92 \quad (1)$$

Böyük Qafqazın cənub yamacı çayları üçün

$$M_R=0,183H-18,89 \quad (2)$$

Şirvan çayları üçün

$$M_R=0,154H-62,152 \quad (3)$$

Qeyd edək ki, Ağstafaçay, Tovuzçay, Qoşqarçay və Oxçuçay Kiçik Qafqazın digər çayları ilə müqayisədə daha yüksək minerallaşmaya malik olduğundan, ion axımı moduluna görə, bu çaylar ayrıca qrup yaradır. Bu qrup çaylar üçün qeyd edilən düstur aşağıdakı kimidir:

$$M_R=0,090H \quad (4)$$

Kiçik Qafqazın digər çayları üçün

$$M_R=0,121H-120,0 \quad (5)$$

Naxçıvan MR çayları üçün

$$M_R=0,160H-282,4 \quad (6)$$

Lənkəran təbii vilayəti çayları üçün

$$M_R=-0,266H+466,8 \quad (7)$$

Burada M_R – ion axımı modulu, t/km-lə; H – isə hövzənin orta yüksəkliyi olub, metrlə verilmişdir. Alınmış ifadələrlə hesablanmış ion axımı modulunun faktiki qiymətlərlə müqayisəsi göstərir ki, yalnız 13 halda (18%) xəta ±20%-dən çoxdur. Əlaqələrdən də görünür ki, Lənkəran təbii vilayəti istisna olmaqla, digər vilayətlərin çaylarının ion axımı modulu hövzənin orta yüksəkliyi çoxaldıqca artır. Beləliklə, çay hövzələrinin orta yüksəkliyi məlum olarsa, alınmış riyazi ifadələrdən istifadə etməklə öyrənilməmiş çayların ion axımı modulunun kəmiyyətini müəyyən etmək olar.

ƏDƏBİYYAT

ABDUYEV, M.A. 2006. Kiçik Qafqaz çaylarında ion axımının tədqiqi. *AMEA Xəbərləri , Yer elmləri seriyası*, 1, 92-97.

ABDUYEV, M.A. 2007. Azərbaycanın çay hövzələrindəki kimyəvi denudasiyanın intensivliyi. *Hidrometeoroloğiya və ətraf mühitin monitorinqi*. Bakı, 4, 160-166.

MƏMMƏDOV, M.Ə. 1990. Kiçik Qafqaz çaylarının ion axımı. *Azərbaycan SSR fiziki coğrafiyasının bəzi məsələləri.* Bakı, 81-87.

АБДУЕВ, М.А. 1995. Гидрологическое исследование стока наносов рек с естественным и нарушенным режимом (в пределах Азербайджана). Автореф. дисс. на соискание уч. степ. канд. геогр. наук. Баку, 22.

АЗИЗБЕКОВ, Ш.А. 1961. Геология Нахичеванской АССР. Изд. АН Азерб. ССР. Баку. 502.

АХУНДОВ, С.А. 1978. Сток наносов горных рек Азербайджанской ССР. Элм. Баку. 98.

ГАДЖИЕВ, Г.А. 1984. Химический сток и загрязнение рек Большого Кавказа в пределах Азербайджанской ССР. *Автореф. дис. на соискание уч. степ. канд. геогр. наук*. Баку. 24.

ГАЧЕЧИЛАДЗЕ, Г.А. 1989. Гидрологические аспекты химической денудации в горных регионах. Гидрометеоиздат. Ленинград. 292.

ДЕДКОВ, А.П., МОЗЖЕРИН, В.И., ШАРИФУЛЛИН, А.Н., ДЕНМУХАМЕТОВ, Р.Р. 2005. Современная денудация равнин Земли по данным о стоке наносов и растворенных веществ. *Известия РАН, серия географическая,* 5, 30-38.

ДЕНМУХАМЕТОВ, Р.Р. 2005. Сток растворенных веществ и химическая денудация в речных бассейнах мира. *Автореф. дисс.на соискание уч. степ. канд. геогр. наук.* Казань. 23.

ЛИЛИЕНБЕРГ, Д.А., ШИРИНОВ, Н.Ш. 1977. Современные тектонические движения. В кн: *Общая характеристика и история развития рельефа Кавказа*. Наука, Москва, 45-59.

МОЗЖЕРИН, Б.И., ШАРИФУЛЛИН, А.Н. 1988. Химическая денудация гумидных равнин умеренного пояса. Казань. 192.

РУСТАМОВ, С.Г., КАШКАЙ, Р.М. 1978. Водный баланс Азербайджанской ССР. Элм. Баку. 110.

Məqaləyə c.e.n. R.T.Qaşqay rəy vermişdir

© Э.К.Ализаде, И.Я. Кучинская, С.Ю.Гулиева, Э.Д.Керимова, 2012

ЭКОЛОГО-ЛАНДШАФТНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА В ЗОНЕ ВЛИЯНИЯ ШАХДАГСКОГО ТУРИСТИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ

Э.К.Ализаде, И.Я. Кучинская, С.Ю.Гулиева, Э.Д.Керимова

Институт географии им. Г.А.Алиева НАН Азербайджана
AZ1143, Баку, просп.Г.Джавида, 31
E-mail: irgeo@pisem.net

В статье детально исследуется эколого-ландшафтно-геоморфологическая ситуация в зоне расположения туристического комплекса «Шахдаг» и на сопредельных территориях. Оценено потенциальное влияние данного туркомплекса на естественные геосистемы, а также проведено зонирование территории по степени и видам нагрузки.

Актуальность. Современный этап развития ноосферы сопровождается активным вовлечением в сферу влияния человека ранее недоступных геосистем, особенно в пределах труднодоступных горных регионов. Высокогорные природные территориальные комплексы (ПТК) осваиваются не только в хозяйственных целях, но и для организации активного массового отдыха. Тенденция активного развития рекреационной отрасли природопользования является характерной чертой современного этапа общественных отношений в большинстве стран мира. Все новые территории вовлекаются в сферу рекреационного использования, все больше людей становятся участниками процесса рекреационного природопользования. Однако наблюдающийся «рекреационный бум» сопровождается и рядом серьезных проблем экологического, социально-экономического, политического и культурно-нравственного характера. Географический подход к решению проблем развития индустрии отдыха заключается, прежде всего, в оптимизации территориальной организации рекреационных систем. При этом территориальное планирование всегда основано на учете природно-ресурсного потенциала района во всех его проявлениях (Дирин, 2006).

Особо важное значение оно приобретает в случае, когда объекты рекреационно-туристической сферы возводятся в горных регионах, которые благодаря своему природному, ландшафтному разнообразию имеют огромный потенциал для развития многих отраслей туризма. Но так как горы отличаются повышенной - чувствительностью к антропогенному воздействию, планирование систем горно-рекреационного природопользования должно быть особенно тщательным и взвешенным (Кузнецов, Пегов, 2010). Любая ошибка в управлении территорией может здесь привести к необратимым негативным экологическим и социально-экономическим последствиям.

Содержание исследования. Вопросы, связанные с рекреационной деятельностью в горах в настоящее время особенно актуальны для Азербайджана, так как в связи с заметно улучшающейся туристической инфраструктурой жители нашей республики все большее предпочтение отдают проведению летне-зимнего отдыха внутри страны. Учитывая данную тенденцию, правительство АР в 2009 г. приняло решение о строительстве Шахдагского летне-зимнего туристического комплекса. Местом для его организации была выбрана территория самого большого национального парка в Закавказье – Шахдагского (решением Кабинета министров Азербайджана утверждено разделение общей площади Шахдагского национального парка в 130508,1 га на зоны с различным режимом охраны и деятельности – зону с охраняемым режимом (73184,02 га), туристическую и рекреационную зону (50033,7 га), зону хозяйственно-производственной деятельности (1689,38 га). Этот парк включает в себя Исмаиллинский и Пиргулинский государственные заповедники, а также территории 65 сел.

Строящийся зимне-летний туристический комплекс «Шахдаг» расположен в се-

верном регионе страны на территории деревни Даглыг Алаян в 25 км севернее районного центра г. Гусар. Весь комплекс охватывает территорию площадью свыше 2045 га. Комплекс будет расположен между высотными отметками в 1300 м и 3200 м над уровнем моря. Центральная часть туристического комплекса разместится на природном плато с абсолютной высотой 1640-1655 м. Строительство комплекса разделено на 4 этапа и продлится в общей сложности 8-10 лет. Предполагается, что данный центр одновременно сможет принимать до 5 тыс. любителей зимнего и летнего видов отдыха. Инвестиционная емкость составляет примерно от 3 до 5 млрд. долларов США. Для энергообеспечения комплекса еще в 2009 году в Губинском районе была сдана в эксплуатацию модульная электростанция «Шахдаг» мощностью 110 тыс. кВт/ч. В настоящее время завершается первая очередь строительства данного комплекса.

На первом этапе строительства, реализация которого уже завершена, проложены все необходимые коммуникации – линии электропередач и связи, водо- и газопровод, канализация, построены автодорога протяженностью 25 км, соединяющая туркомплекс с районным центром Гусар, мосты через горные реки. На территории комплекса планируется также разместить теннисные корты, футбольные поля и баскетбольные площадки, крытые спортивные сооружения, бассейны, развлекательно-игровые комплексы. Отдыхающим будут предложены пешие и конные походы, возможность альпинистских восхождений. Гостинично-жилищный комплекс будет разноплановым: в северо-западной его части планируется строительство трех-, четырех, пятизвездочных гостиниц, отдельных шале и небольших коттеджей. Также будут построены торговые центры, рестораны, развлекательные, сервисные и бытовые объекты, наземный и подземный паркинг. Основная канатная станция обеспечит доставку отдыхающих к вершинам лыжных трасс. Всего на территории комплекса будет проложена 21 канатная дорога различной протяженности. Здесь будут использованы подъемники с моногондолами закрытого типа для перемещения 8 человек, а также подъемники кресельного типа для доставки лыжников с полной амуницией на вершины лыжных трасс, бугельные подъемники, ковровые дорожки. Установка некоторых из них уже завершена. Сами лыжные трассы различной степени сложности спроектированы как для профессионалов, так и для начинающих и детей. На всей протяженности трасс размещено специальное оборудование для искусственного оснежения. Именно этот участок должен принять основную часть туристов, прибывающих на относительно длительное время.

В восточной части комплекса намечено строительство еще одной базы отдыха, где разместятся кемпинги для гостей, приезжающих на один-два дня. Такая схема, по мнению проектировщиков, позволит развести туристические потоки, исключив толчею и перенаселенность, а также сократит въезд автотранспорта в основную зону комплекса.

Следует особо подчеркнуть, что значение этого курорта не ограничивается лишь экономической составляющей. Строительство комплекса преследует также достижение социальных и политических целей. Функционирование комплекса позволит развивать зимние виды спорта и туризма в республике, создаст условия для полноценного отдыха как граждан республики, так и иностранных туристов, обеспечит жителей новыми рабочими местами и так далее. Только для обслуживания комплекса на постоянной основе будет привлечено порядка пяти тысяч сотрудников, а число местных жителей, косвенно задействованных в проекте, может быть значительно больше, что резко повысит уровень занятости населения данного региона. Как видно из технико-экономических и эксплуатационных характеристик проекта, масштаб будущего комплекса просто грандиозен. В связи с этим возникает вопрос – каковы будут влияние и последствия строительства, а главное – дальнейшего функционирования данного комплекса на ландшафтно-экологические, геоморфологические условия региона.

Зимне-летний туристический комплекс «Шахдаг» возводится на северо-восточных склонах горы Шахдаг (4243 м) Гызылгаинского (3726 м) массива правобережья реки Гусарчай. Таким образом, полным ходом продолжаются работы по освоению средне- и высокогорных ландшафтов субальпийских и

альпийских лугов, а также сопредельных среднегорных лесов Шахдаг-Гызылгаинского массива. Но многочисленные фактические материалы, собранные нами и другими специалистами (Ализаде, Тарихазер, 2010 а,б), доказывают, что освоение естественных ландшафтных комплексов в рекреационных целях без учета их потенциальной возможности, без определения нормы туристических нагрузок, без создания природосберегающих инфраструктурных объектов и т.д. приводит к быстрой деградации и смене естественных фоновых, более продуктивных и привлекательных для развития туризма ландшафтов менее продуктивными, что в дальнейшем сделает развитие туризма в данных регионах более затратным и экономически менее доходным и приведет к интенсивному развитию активнодействующих стихийно-бедственных процессов (фото 1 и 2).

В целом, по нашему мнению, Шахдаг-Гызылгаинский массив и сопредельные территории можно отнести к потенциально опасным для местного населения и для строящегося комплекса очагам зарождения селей, оползней, обвалов, снежных лавин и т.д. Следует также отметить, что в создании опасной экологической напряженности уже сейчас большую роль играет и антропогенный фактор, так как значительная часть субальпийских и альпийских лугов, особенно яйлаги Шахнабадчая, Хыналыка, Судурского хребта, Мыхтокяна и др., в настоящее время интенсивно используются под пастбища и сенокосы, здесь прокладываются дороги, линия электропередач, газопровод и другие инфраструктурные объекты. Разумеется, все это требует тщательного ландшафтно-мелиоративного и инженерно-геоморфологического исследования с целью выработки предупреждающих мероприятий по стабилизации и улучшению экообстановки в данном регионе.

Например, в случае магистральных газопроводов – зона их воздействия варьирует от 0,5 до 1,5 км в зависимости от факторов и/или процессов, которые протекают в пределах трасс.



Фото 1. Активные экзодинамические разрушительные процессы левобережья р. Гусарчай близ туркомплекса



Фото 2. Изменения в высокогорных геосистемах в зоне строительства туркомплекса

Зоны воздействия различных техногенных факторов
при эксплуатации магистральных трубопроводов (по Мякоте, 2010)

Фактор или процесс	Расстояние, м
Подтопление и заболачивание территории (происходит во время реконструкции)	500-800
Техногенные, лесные пожары, инициированные аварией на газопроводе (в случае своевременного тушения)	800-1500
Русловые деформации на средней реке (за 30 лет эксплуатации)	50-1000
Повышенная мутность воды (на стадии эксплуатации)	800-1500

Возводимый комплекс расположен в пределах нивального, субнивального, альпийского и субальпийского горно-лугового, средне- и частично низкогорного лесного ландшафтных поясов. Для каждого из них характерны свои эндо- и экзодинамические процессы, и для активизации некоторых интенсивная антропогенная нагрузка может послужить спусковым механизмом (рис. 1).

Здесь чётко выделяются такие ведущие опасные экогеоморфологические процессы, как землетрясения (з) и эрозия (э) (35%). Отличительной чертой данного района является достаточно большая группа сопутствующих опасных экогеоморфологических процессов. Среди них можно выделить лавины (л), оползни (оп), обвалы (об), овраги (ов) (39%). В группу второстепенных опасных процессов отнесены осыпи (ос), сели (с), карсты (к), ледники (лд) (23%). Поэтому и при проведении строительных работ, а также во время эксплуатации комплекса необходимо будет учитывать специфические особенности каждого ландшафтно-геоморфологического комплекса и вести постоянный мониторинг.

Нивальный и субнивальный ландшафтные комплексы занимают вершины и привершинную полосу г. Шахдаг и частично г. Гызылгая и расположены выше абсолютных высот 3100 - 3200 м. Дифференцированность

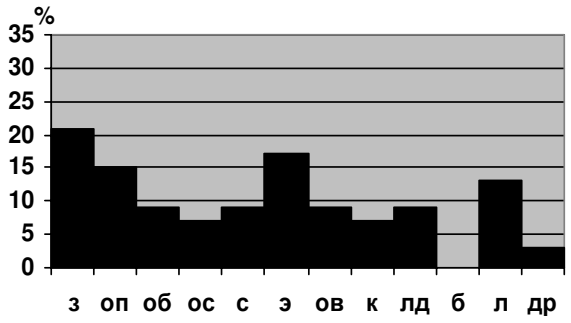


Рис. 1. Оценка опасных экогеоморфологических процессов Шахдаг-Гызылгаинского массива

современного рельефа Шахдаг-Гызылгаинского массива и сопредельных территорий, предопределенная интенсивностью разнонаправленных неотектонических подвижек и последующей селективной денудацией, обусловила развитие этих ландшафтных комплексов разобщенными ареалами на вершинах высоких водораздельных и приводораздельных пространств Главного Водораздельного хребта и Шахдаг-Гызылгаинского горного массива. Данный тип ландшафта развит на максимально приподнятых участках, расположенных выше снеговой линии в юго-восточной части Большого Кавказа, особенно в горах Шахдаг, Гызылгая, где они хорошо представлены субнивальным и нивально-гляциальным комплексами современных ландшафтов. Анализ имеющихся литературных данных (Будагов, 1988; Кучинская, 1999) показывает, что в формировании и динамическом развитии данного крайне неустойчивого ландшафтного комплекса важную роль наряду с новейшими дифференцированными тектоническими движениями играют высотные диапазоны современного рельефа, климатические условия, литология слагающих пород и интенсивные нивально-гравитационные процессы. Нивальный тип ландшафта характеризуется климатом нагорных тундр с количеством часов солнечного сияния 2200, величиной суммарной радиации и радиационного баланса соответственно 140-145 и 20 ккал/см^2. Среднегодовая температура приземного слоя воздуха составляет ниже 0^0C; среднеянварская – $(-4)^0$C (и ниже), а среднеиюльская – $(+2)^0$C, $(+4)^0$ C. Сумма среднегодовых атмосферных осадков достигает 600-900 мм (Шихлинский, 1963). В рельефе зоны распространения данного типа ландшафта хорошо прослеживаются следы древних ледников, современные ледники и снежники, а также ледниковые формы рельефа, представленные экзарационными (кары, цирки, троги) и аккумулятивными (морены) морфоскульптурами. На территории распространения нивально-скального ландшафта фактически отсутствует почвенно-растительный покров, что обусловлено интенсивностью протекания процессов выветривания, особенно морозного, и природно-климатическими особенностями данного региона. Этот тип ландшафта в основном здесь представлен голыми скалами, каменными накоплениями, а местами современными ледниками и снежниками. Средний уклон поверхности в пределах данного типа ландшафта резко меняется: если на плато его величина не превышает 10^o-15^o, то на краях, где развиты висячие стены, составляет 40^o-70^o и более. В формировании и развитии рельефа и современного ландшафта преобладающая роль принадлежит таким рельефообразующим процессам, как нивация и гравитация, интенсивно протекающим на склонах Шахдагского и Гызылгаинского плато. Почвенный покров представлен мелкоземистыми образованиями, заполняющими трещины скал и пониженные участки. На вершинах гор, расположенных выше снеговой границы, растут лишь единичные виды растений – лишайники, мхи, водоросли. Однако в пределах субнивального комплекса небольшими ареалами, но часто встречаются представители альпийских лугов – например, цветковая растительность.

Представляется, что в процессе строительства и эксплуатации туристического комплекса данные экосистемы будут испытывать на себе сравнительно незначительное антропогенное воздействие. В пределах ареала их распространения не намечается проведение крупных строительных работ, поэтому местные орографические условия в целом сохранят свой первозданный облик. Но данные ландшафты уже сейчас привлекают к себе повышенное внимание любителей альпинизма и экстремального туризма. Пока это носит единичный характер, однако с началом функционирования туркомплекса сюда будут проложены альпинистские маршруты, по которым ежедневно будут проходить десятки туристов.

В этом случае основную угрозу для крайне неустойчивых нивальных и субнивальных ландшафтных комплексов будут представлять нерадивые туристы, засоряющие прилегающие склоны бытовым мусором. Для недопущения подобных фактов должны быть выработаны жесткие правила поведения на маршрутах. Из природных же разрушительных явлений, создающих угрозу туристам и туробъектам, особо необходимо выявить сход лавин и обвалов, особенно на северо-восточном склоне г.Шахдаг.

Альпийские и субальпийские высокогорно-луговые ландшафтные комплексы развиты между абсолютными высотами от 1600-1800 м до 3100-3200 м. В районе исследования они занимают обширную территорию к северу от вершины г. Гызылгая (3240 м), особенно на северном склоне у подножия Шахдагского плато.

Рельеф в пределах распространения этих высокогорных ландшафтов характеризуется сложным орогеоморфологическим строением, интенсивным вертикальным и горизонтальным расчленением, большой густотой долинно-овражной балочной сети, на отдельных участках высокогорья (на склонах Шахдагского и Гызылгаинского плато) достигающих 3,5-5 км/км^2, и глубиной вреза рек в отдельных частях – 1400-1600 м. Уклон поверхности в основном составляет 30^o-45^o. Вследствие большой энергии рельефа и уклона поверхности, а также достаточного увлажнения почвогрунта, в пределах горно-лугового комплекса широко распространены формы рельефа, созданные гравитационными процессами – оползни, обвалы, осыпи, солифлюкция, обуславливающие ежегодно уменьшение площади горных лугов. В районе строительства туркомплекса и на сопредельных территориях оползневые процессы особенно широко развиты в бассейнах рр. Вельвеличай, Гусарчай, Гудиалчай, Гарачай и др.

Высокогорные луга, представленные альпийскими и субальпийскими подтипами ландшафта, образуют высотные пояса различной ширины в зависимости от амплитуды поднятия современного рельефа, уклона и экспозиции склонов. Однако ареалы распространения этих ландшафтных комплексов иногда прерываются склоновыми обнажениями. В зоне развития горно-луговых ландшафтных комплексов залегают глинистые сланцы, песчаники, известняки, которые являются менее устойчивыми к денудации. Поэтому в районах их распространения на склонах преобладают оголенные участки, лишенные растительности, а на подошвах склонов скапливается большое количество материалов выветривания – шлейфовые конусы осыпных склонов.

Сравнительный анализ материалов дешифрирования разновременных аэрокосмических снимков (АКС) района строительства туркомплекса показывает, что происходит интенсивное сокращение площади этих ландшафтов, особенно под влиянием антропогенных факторов. Чрезмерная антропогенная нагрузка, особенно интенсивная пастьба скота, а в последние годы и интенсивное строительство с использованием тяжелой техники, приводят к деградации, сокращению площадей, а также уменьшению полноты альпийских и субальпийских лугов и являются причиной снижения их биопродуктивности. В результате чрезмерной загруженности территории, особенно в летнее время, происходит значительное изменение почвенно-растительного покрова (уплотнение почв, обнажение склонов, иссушение, замена ценных кормовых растений малопродуктивными и сорняками). Вследствие этого активизируется деятельность эрозионно-денудационных процессов, что находит свое яркое отражение на разновременных АКС.

Верхнюю полосу горно-лугового пояса, расположенную между высотами 2500-2600 – 3100-3200 м, занимают альпийские луга. Они охватывают большую площадь в районе гг. Шахдаг-Гызылгая и северо-восточнее. Для рельефа альпийского подпояса, особенно в бассейнах рр. Гудиалчай, Гусарчай, типичны обвалы, осыпи, россыпи, оползни, местами солифлюкция. Обвально-осыпные накопления особенно широко развиты на крутых, почти отвесных склонах Шахдагского и Гызылгаинского горст-синклинальных, интенсивно приподнятых плато, которые иногда почти отвесной стеной зависают над районом строительства туркомплекса и зоны активного отдыха туристов. Это крупные уступы, которые являются индикатором глубинных продольных

и поперечных разломов, они раздробили слагающие горные породы и указывают на высокую геоморфодинамическую активность данного региона. В таких условиях современные геокомплексы представлены неустойчивыми новообразованными ландшафтами, развитыми на обнаженных горных породах и рыхлых материалах склонов гор.

Как правило, ареалы образования селевых очагов приурочены к обширным эрозионным водосборам и скоплениям оползнеселевых масс, активно расширяющих площади именно в пределах этих ландшафтов. На исследуемом участке большой ареал распространения селево-оползневых явлений расположен в районе с. Лаза на левобережье р. Гусарчай (Budaqov və b., 1998; Кучинская, 1999, 2011), а также на северных и северо-восточных склонах гг. Шахдаг и Гызылгая.

Альпийские и субальпийские высокогорно-луговые ландшафтные комплексы будут испытывать усиленное антропогенное воздействие по сравнению с нивальными и субнивальными ландшафтами во время строительства, и особенно после массового заезда туристов. Причиной этого служит тот факт, что все лыжные трассы, горные дороги и другие инфраструктурные объекты прокладываются через данные ландшафты. Следствием прокладки дорог является коренное преобразование местообитаний различных животных и растений. В итоге, помимо прямого уничтожения части биотопов, происходит и длительное, негативное воздействие на примыкающие к дорогам различные местообитания. Зачастую проложенные коммуникации перекрывают естественные наземные и подземные водные стоки, вызывая заболачивание.

Разработка средств для борьбы с эрозией и денудацией в высокогорной зоне является достаточно трудноразрешимой задачей, ибо неблагоприятные климатические и рельефные условия затрудняют проведение строительных работ и фитомелиоративных мероприятий. Причем огромное воздействие ландшафтные комплексы испытывают сейчас, на стадии строительства, так как для прокладки трасс задействовано большое количество тяжелой строительной техники и рабочей силы. Таким образом, ареал их воздействия расширен в несколько раз. Уничтожению подвергаются отдельные фации рассматриваемых ландшафтных комплексов, а в результате искусственного изменения уклонов поверхности полностью трансформируется орография местности. Есть вероятность, что искусственное оснежение лыжных маршрутов приведет к искусственному снижению линии распространения субнивальных ландшафтов. Таким образом, здесь могут появиться нетипичные для альпийских и субальпийских ландшафтов вариации.

Горно-лесные ландшафты в пределах северного склона Юго-Восточного Кавказа занимают значительную площадь между диапазонами абсолютных высот 600-700 м и 2000-2300 м. Данный тип ландшафта характеризуется такими типами климата, как холодный с влажной зимой и умеренно-теплый с равномерным распределением осадков. Годовое количество солнечной радиации – 120-135 ккал/см^2, величина годового радиационного баланса – 25-45 ккал/см^2. Среднеянварская температура воздуха колеблется от –2^{o}C до –10^{o}C, среднеиюльская – от 15^{o}C до 25^{o}C соответственно на нижней и верхней полосах лесного пояса (Шихлинский, 1963).

Рельеф территории лесного комплекса характеризуется различной степенью расчлененности и уклона поверхности. Средняя густота долинно-овражно-балочной сети составляет 1-1,5 км/км^2, глубина вреза речных долин – 150-400 м. Уклон поверхности колеблется в пределах от 10-15^o до 40-45^o (Ализаде, 1998). В зависимости от ороклиматических особенностей и литологических условий верхняя и нижняя полосы лесного пояса отличаются значительным своеобразием, что обуславливает различие состава древесных пород. В пределах верхней полосы лесного пояса между высотами 1800-2000 (2200) м в основном развиты буково-грабовые леса. Местами они сменяются субальпийскими лугами с группой древесно-кустарниковых формаций – редколесьем, криволесьем. Наиболее продуктивные лесные массивы с буковыми и грабово-буковыми, а также дубовыми лесами развиты в пределах абсолютных высот 1200-1600 м, где имеются благоприятные климатические условия.

В целом, горно-лесные ландшафтные комплексы подвержены значительным деформациям и изменениям, обусловленным

как интенсивными склоновыми процессами – оползнями, обвалами, так и хозяйственной деятельностью человека.

Исходя из плана расположения зимнелетнего комплекса «Шахдаг», можно сделать вывод, что именно горно-лесные ландшафты будут нести на себе основную антропогенную нагрузку. В пределах их ареалов развития будет расположена большая часть жилых и подсобных помещений, бассейнов, футбольных, баскетбольных полей, кортов, развлекательно-игровых комплексов и пр. Очевидно, что в зоне развития данных ландшафтов будут трансформированы все как геоматические, так биоматические компоненты ландшафта, изменена орография местности, полностью или частично истреблена естественная растительность, нарушен почвенный покров и т.д. Таким образом, на месте нетронутых естественных ландшафтов будет создан новый природно-антропогенный комплекс, который в корне изменит ландшафтную картину территории. Привнесение новых видов лесной и травянистой растительности, создание искусственных водных объектов (водопадов, проток, прудов и т.д.), изменение рельефа и уровня грунтовых вод, с одной стороны, увеличат биоразнообразие по сравнению с исходным комплексом, с другой же стороны, ослабят устойчивость естественного горно-лесного ландшафта. Так, известно, что вырубка лесов способствует очень быстрому замещению лесных ландшафтов лугово-кустарниковыми, занимающими в природе более низкие отметки рельефа, а также интенсифицирует эрозионные процессы.

Вышеизложенная краткая ландшафтно-геоморфологическая характеристика района расположения крупного туристического комплекса дает основания полагать, что закладываются основы интенсификации уже существующих и возникновения новых опасных экзодинамических процессов. Так, например, прокладка дорог, горные разработки и строительство в случае подрезки склонов, несомненно, активизируют местные эрозионно-денудационные процессы и резко сократят ареалы распространения устойчивых ландшафтов, интенсифицируют количество рисков и опасностей, которые в будущем могут угрожать данному центру и его посетителям.

Думается, что наиболее пагубное воздействие на геокомплексы будет оказано на этапе строительства, так как вследствие подъезда техники, возведения временных жилых построек для рабочих, замусоривания окружающих ландшафтов бытовым и строительным мусором в процессе прокладки дорог, коммуникаций, водо- и газопроводов и т.д. будут повреждаться не только урочища, по которым они непосредственно пройдут, но и близлежащие к ним территории.

В дальнейшем же, уже в процессе эксплуатации курорта, степень и интенсивность воздействия на геосистемы региона будет зависеть, прежде всего, от степени удаленности от него и от уровня обслуживания объектов, расположенных в зоне туркомплекса.

Выводы. Таким образом, учитывая степень и виды воздействий туркомплекса на эколого-ландшафтно-геоморфологические геосистемы данного региона, можно выделить следующие зоны (рис. 2):

I. Зона расположения «Шахдагского» туркомплекса. Очевидно, на территории непосредственно самого комплекса в той или иной степени будут трансформированы все природные компоненты, особенно рельеф местности и ландшафты на уровне фаций и урочищ. Антропогенная нагрузка в его пределах будет распределена неравномерно. Степень, глубина и вид трансформации будет зависеть от планировки объектов на территории комплекса, т.е., например, в более высокорасположенной зоне (в районе расположения лыжных трасс) естественные комплексы частично будут видоизменены. В зоне же расположения баз отдыха, где разместятся гостиницы, кемпинги и основные постройки, естественный ландшафт будет значительно переработан, в него будут интегрированы не только социально-хозяйственные объекты, но и новые ландшафтные комплексы.

II. Зона, непосредственно прилегающая к комплексу. Это т.н. «буферная зона», по которой пройдет граница между новым природно-антропогенным ландшафтом и окружающими естественными ландшафтами. Верхняя граница буфера (в зоне субнивальных ландшафтов) не будет резко выражена в ландшафтах – она плавно перейдет в естественные комплексы. По всему же остальному периметру

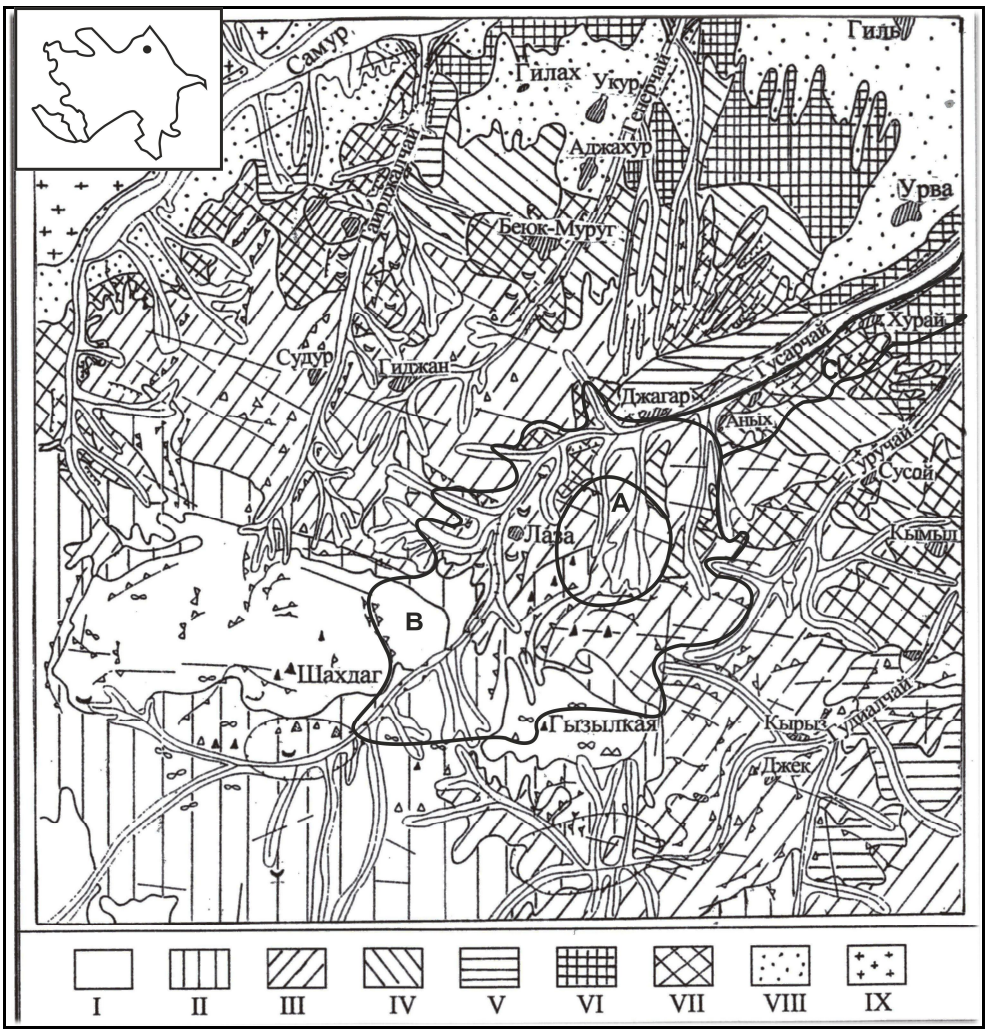


Рис. 2. Ландшафтно-геоморфологическая картосхема района Шахдагского туристического комплекса и сопредельных территорий. Усл.обозначения:

Подтипы ландшафтов

I – субнивальные, частично нивальные ландшафты; II – альпийские луга; III – субальпийские луга; IV-– буково-грабовые леса среднегорья; V –дубово-грабовые леса среднегорья; VI – дубово-грабовые, частично грабово-буковые леса низкогорья; VII – послелесные лесо-кустарниковые и лугово-степные ландшафты среднегорья; VIII – лесо-кустарниковые и лугово-степные ландшафты низкогорья; IX – сухостепи аридно-денудационного низкогорья

Зоны воздействия туркомплекса на ландшафтно-геоморфологические геосистемы

A – *зона расположения «Шахдагского» туркомплекса*

B – *зона, непосредственно примыкающая к комплексу*

C – *зона воздействия инфраструктурных объектов*

следует ожидать появления конфликтных ситуаций, ведь, как известно, антропогенно-модифицированные комплексы обладают значительной энергией, поэтому новые природно-антропогенные ландшафты будут стремиться расширять свои ареалы, постепенно наступая на прилегающие неизмененные ПТК.

III.Зона воздействия инфраструктурных объектов. Хотя ширина влияния инфраструктурных объектов на геосистемы и будет после завершения строительства минимальной, но массовый и беспрерывный заезд транспортных средств приведет к сильному загрязнению сопредельных территорий выхлопными газами автомобилей и т.д.

ЛИТЕРАТУРА

АЛИЗАДЕ, Э.К. 1998. Морфоструктурное строение горных сооружений Азербайджана. Элм. Баку.

АЛИЗАДЕ, Э.К., ТАРИХАЗЕР, С.А. 2010а. Геодинамические угрозы и риски освоения высокогорных геосистем с целью развития горно-зимнего туризма (на примере Шахдаг-Гызылгаинского массива). В Материалах VII Международной научной конференции *Устойчивое развитие горных территорий в условиях глобальных изменений*. Владикавказ.

АЛИЗАДЕ, Э.К., ТАРИХАЗЕР, С.А. 2010б. Экзоморфодинамика рельефа гор и ее оценка (на примере северо-восточного склона Большого Кавказа). Баку, 236.

БУДАГОВ, Б.А. 1988. Современные естественные ландшафты Азербайджанской ССР. Элм. Баку. 136.

ДИРИН, Д.А. 2006. Оценка пейзажно-эстетических ресурсов горных ландшафтов в целях оптимизации рекреационного природопользования: на примере Усть-Коксинского района Республики Алтай. Дисс. на соискание уч.степ. кандидата географических наук. Барнаул.

КУЗНЕЦОВ, М.П., ПЕГОВ, С.А. 2010. Конфликты природопользования в районе Национального парка «Валдайский». *Известия РАН. Серия географическая*, 4, Наука, Москва.

КУЧИНСКАЯ, И.Я. 1999. Индикационно-ландшафтное дешифрирование космических снимков Шахдаг-Гызылкаинского массива и сопредельных территорий Юго-Восточного Кавказа. *Труды географического общества Азербайджана*, 6, Баку, 77-91.

КУЧИНСКАЯ, И.Я. 2011. Ландшафтно-экологическая дифференциация горных геосистем. Баку, 196.

МЯКОТА, В.Г. 2010. К вопросу о влиянии магистральных трубопроводов на природные комплексы ООПТ Республики Беларусь. Минск.

ШИХЛИНСКИЙ, Э.М. 1963. Климатические карты. Атлас Азербайджанской ССР. Баку-Москва.

BUDAQOV, B.Ə., MİKAYILOV, A.A., QƏHRƏMANOV, A.İ. 1998. Ləzə sürüşmə-sel axının əmələ gəlməsinin geodinamiki xüsusiyyətləri. *Azərb. SSR VII qurultayının materialları.* Bakı. 6-8.

Рецензент: чл.-корр. НАН Азербайджана Р.М.Мамедов

© H.T.Haqverdiyev, 2012

H.Z.ŞIRVANİNİN ƏSƏRLƏRİNDƏ TARİXİ-COĞRAFİ FİKİRLƏR

H.T.Haqverdiyev

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

Məqalədə məşhur səyyah H.Z.Şirvaninin (1780-1838) əsərlərində tarixi-coğrafi fikirlərin qısa elmi xülasəsi verilir. Eyni zamanda onun dünya coğrafiya elminə dair ilkin fikirləri şərh olunur. Müəyyən olunmuşdur ki, məşhur səyyahın iki əsərində («Riyazüs-səyahə» və «Busanüs-səyahə») Yer kürəsinin coğrafiyasına dair zəngin material verilmişdir.

Azərbaycan Şərq ölkələri arasında həmişə özünün yetişdirdiyi alimləri ilə məşhur olmuşdur. Bu cəhətdən orta əsrlər daha çox seçilir. Çünki orta əsrlər Azərbaycanda bir sıra elmlərin, o cümlədən coğrafiya elminin geniş və çoxtərəfli inkişafı dövrü olmuşdur. Onların içərisində ilk dəfə Azərbaycanda kainatın heliosentrik sistemi haqqında fikir yürüdən Şeyx Məhəmmədəli Abu Abdullah Şirvani, böyük coğrafiyaçı-alim Əbubəkr Bərdəyi, tibb akademiyası yaratmış Kafiyyədin Ömər Osman oğlu Şirvani, Yer kürəsinin riyazi ölçülərini hesablamış Məhəmməd Nəsirəddin Tusi və başqaları dünya elmində xüsusi yer tuturlar (Kərəmov, 1977).

Məşhur coğrafiyaçı alim Əbdürrəşad Bakuvi Xristofor Kolumbun qərb yarımkürəsini – Amerika qitəsini kəşf etməsindən və Nikolay Kopernikin heliosentrik sistemi irəli sürməsindən xeyli əvvəl yaşayıb-yaratmışdır. Ona görə də onların tarixi-coğrafi irsləri müasir elm aləmi üçün çox qiymətlidir (Mehrəliyev, 2005).

Dünya səyyahlarının tarixi salnaməsində coğrafi fikir və ideyaları ilə önəmli yer tutan, Yaxın və 0rta Şərq aləmində Hacı Zeynalabdin ibn Axund İskəndər adı ilə tanınan məşhur həmyerlimiz Hacı Zeynəlabdin Şirvaninin həyat və yaradıcılığı böyük maraq doğurur.

O, ömrünün qırx ilini səyahətlərdə keçirmiş, əsərlərində dünyanın coğrafiyasının, onun tarixi-təkamül dinamikasının, coğrafi hadisələrin şərhini vermiş, Ön Asiyanın, Şimali Afrikanın, Cənubi və Cənubi-Şərqi Asiyanın, həmçinin dünyanın bir sıra okean və dənizlərinin təbiətini elmi əsaslarla təsvir etmişdir. Yeri gəldikcə dünyanın coğrafiyasına, xüsusilə müasir materik və qitələrin coğrafi yerləşməsinə, onların təbiətinin coğrafi aspektlərinə dair ilkin fikirlər söyləmişdir. Şəxsi müşahidələr nəticəsində əldə etdiyi zəngin və ilkin coğrafi məlumatları tarixi-coğrafi xülasələri ardıcıl olaraq müxtəlif vaxtlarda yazdığı əsərlərində əks etdirmişdir (Kərəmov, 1977).

Qeyd etmək lazımdır ki, H.Z.Şirvani çoxillik səyahətlərinin məhsulu olan əsərlərinin hamısını ensiklopediya qaydası ilə tərtib etmiş, onlara elmi şərhlər verməyə çalışmışdır.

Məşhur səyyahın qədim coğrafi anlayışlarla zəngin olan ilk böyük əsəri iki hissədən ibarət «Riyazüs-səhayə»dir. Onun birinci hissəsi 1821-1822-ci illərdə Qumşədə, ikinci hissəsi isə 1827-ci ildə Şiraz şəhərində yazılmışdır. Çox maraqlıdır ki, H.Z.Şirvani özünün səyyahlıq sənətini dəyərləndirmək və coğrafiya elminin qloballaşmasına daha geniş üfüqdən yanaşmaq üçün ilk kitabı «Riyazüs-səyahə»nin birinci hissəsini bu sözlərlə başlayır:

Kim ki istər asan ola səfəri,
Qoy oxusun «Riyazüs-səyahə»ni.

Kitab bütövlükdə Yer kürəsinin coğrafi təkamülünə, onun formalaşmasının, ümumi qanunauyğunluqlarının coğrafi aspektlərinə həsr olunmuşdur (A.Quliyev, 1969). Böyük tarixşünas-coğrafiyaçı A.Bakıxanov «Gülüstani-İrəm» əsərində «Riyazüs-səyahə» kitabı haqqında belə yazır: «Həqiqətən bu kitab faydalar xəzinəsidir. Nəzəri və əməli cəhətdən müəllifin fəzl və kamalına möhkəm dəlildir» (Bakıxanov, 1951).

Bu kitabın bu günə kimi birinci hissəsinə aid cəmi dörd əlyazması məlumdur. Onlardan biri Sankt-Peterburqda Saltıkov-Şedrin adına kütləvi kitabxananın əlyazmaları fondunda, ikisi keçmiş SSRİ EA Şərqşünaslıq İnstitutunun əlyazmalar fondunda, dördüncüsü isə Tehrandakı «Məclis» kitabxanasında saxlanılır.

«Riyazüs-səyahə» kitabında ən maraqlı coğrafi məqamlardan biri Yer kürəsinin forması və dünya ölkələri və dənizlərinin ilk dəfə olaraq yeddi iqlim üzrə bölünməsi sxeminin verilməsidir. Məşhur rus alimi B.Dorn «Riyazüs-səyahə» əsərinə böyük maraq göstərmiş və onu dövrünün ən zəngin tarixi-coğrafi mənbəyi hesab etmişdir.

Çox maraqlıdır ki, M.Vorontsov tanınmış tədqiqatçı N.Xanıkova o kitabın ən yaxşı yerlərini, xüsusilə Zaqafqaziyaya aid olan hissəsini tərcümə etməyi, Şirvaninin əsərlərini axtarıb tapmaq və onun haqqında məlumat toplamaq üçün onun adından Rusiyanın İrandakı səfirinə rəsmi məktub yazmağı tapşırır. Səfir, öz növbəsində, M.Vorontsova 1850-ci ildə məşhur «Riyazüs-səyahə» adlı coğrafi əsərin üzünü köçürüb göndərdiyini yazmışdır (Kərəmov, 1977).

Əsərdə əksini tapmış XIX əsrin əvvəllərində İranın və qonşu ölkələrin mövcud coğrafi şəraitləri və ayrı-ayrı yaşayış məntəqələri haqqındakı məlumatlar xüsusilə maraqlıdır. Çünki bunlar həmin dövrün coğrafi reallığı ilə müasir coğrafi proseslərin inkişaf dinamikasını müqayisə etməyə böyük imkanlar yaradır.

Böyük elmi və tarixi əhəmiyyətə malik olan kitabın ikinci hissəsi bu yaxınlara qədər elm aləminə məlum deyildi. 140 ildən artıq müddətdə aparılan axtarışlar heç bir nəticə vermədiyindən, onu itmiş və ya məhv edilmiş sayırdılar. Lakin görkəmli tədqiqatçı Ağamir Quliyev ədəbiyyatlarda olan bəzi qeydlərə əsaslanaraq əsərin yeganə nüsxəsinin Britaniya muzeyində saxlanıldığını müəyyən etmişdi. Sonradan Azərbaycan EA-nın təşəbbüsü ilə əsərin fotosurəti Britaniya muzeyindən alınıb gətirilmiş və xalqımızın qədim tarixi-coğrafi yaddaş mənbəyi kimi istifadəyə verilmişdir (Quliyev, 1969).

H.Z.Şirvaninin ikinci böyük əsəri «Bustanüs-səyahə»dir. Əsər öz dövrü üçün çox böyük tarixi-coğrafi mənbə sayılır. Burada da müasir dünyamızın tarixi-coğrafi hadisələri, müəyyən dövrlərin coğrafi salnamələri yığcam şəkildə şərh olunmuşdur.

H.Z.Şirvani «Riyazüs-səyahə» və «Bustanüs-səyahə» kitablarında ayrıca başlıq altında coğrafiya elminin ən mürəkkəb və qlobal sahəsi olan dünyanın iqlim zonalarının təsvirini vermişdir. O, iqlim zonalarının elmi mahiyyətini və coğrafi səciyyəsini təhlil etmədən birbaşa iqlim sözünün izahını verməyə çalışmışdır. Müəllif ilk dəfə olaraq dünya coğrafiyaşünaslarının ilkin fikirlərini inkişaf etdirərək dünyanın çox hissəsinin dənizlə örtüldüyünü qeyd etmişdir. Eyni zamanda öz müşahidələrilə təsdiq etmişdir ki, Yer kürəsindəki quru sahə dörd böyük hissəyə bölünür. Lakin səyyah elmi yanlışlığa yol verərək yazır ki, qurunun yarısı ekvatordan cənubda yerləşir. Əslində isə Yer kürəsində qurunun çox hissəsi ekvatordan şimalda yerləşir. Hətta H.Z.Şirvani İndoneziya adalarına səyahət edərkən ekvatorun özündə olmuş və ondan cənub tərəfə də keçmişdir. Nəticədə ekvatordan cənubda yerləşən quru sahələrinin coğrafi cəhətdən əlverişsiz olduğunu göstərmişdir.

H.Z.Şirvani öz yazılarında coğrafi «zona» və «qurşaq» ifadələrini işlətməmişdir. Lakin özünün coğrafi mülahizələrinin nəticəsi olaraq Yer kürəsində iqlimin şimaldan cənuba doğru qlobal zonallıq prinsipini ilk müəyyən edənlərdən biri olmuşdur.

Qeyd etmək lazımdır ki, Şirvanidən xeyli əvvəl yunan və Şərq coğrafiyaşünasları tərəfindən şərq yarımkürəsinin şimal yarısında yeddi iqlim zonasının olması göstərilmişdir. Lakin H.Z.Şirvaninin üstünlüyü ondandır ki, o, iqlim zonalarının tutduğu ərazilərin çox hissəsini şəxsən özü gəzmiş və müşahidə etdiyi iqlimi olduğu kimi təsvir etmişdir. Lakin o zamanlar hələ meteoroloji müşahidələr aparmaq üçün lazımi alətlər olmadığına görə səyyahın coğrafi mülahizələrinin nəticələri şərti xarakter daşımışdır.

Bunlara baxmayaraq, H.Z.Şirvani «iqlim zonaları»nın təsvirini verərkən dünyanın şimal yarımkrüəsi üçün ən uzun gündüzün neçə saat olduğunu da qeyd etmişdir. O vaxtkı bölgü üzrə H.Z.Şirvani tamamilə düzgün olaraq «birinci iqlim» zonasında ən uzun gündüzün 13 saat, ən sonuncu iqlim zonasında isə 15 saat olduğunu müəyyən etmişdir (Kərəmov, 1977).

Şirvani ayrı-ayrı zonaların coğrafi səciyyəsini verərkən müəyyən dərəcədə o yerlərin təbii şəraiti, faydalı qazıntıları, təsərrüfatı, hətta orada yaşayan xalqların məişəti haqqında da məlumatlar verirdi. Bu məlumatların bəziləri indi də Azərbaycanda coğrafiya elminin təkamülündə və formalaşmasında ilkin coğrafi fikir kimi müəyyən qədər öz əhəmiyyətini saxlayır.

«Bustanüs-səyahə» əsəri elmi fikirlərlə yanaşı, həmçinin çox qiymətli hikmətli, nəsihətli sözlərlə dolu olan zənqin bir xəzinədir. H.Z.Şirvani, öz dövrünün çox böyük tərəqqipərvər ziyalısı kimi, arzu etmişdir ki, kişilər də, qadınlar da

elm ardınca getsinlər. O, biliksiz adamı işıqsız közə oxşadır və yazır ki, elm – işıq, elmsizlik isə qaranlıqdır. Şirvani «Əlindən pislik gəlməyən, özü etmədiyini başqalarına məsləhət bilməyən» adamları çox qiymətləndirirdi. Daha sonra o, yazır: «Mənsəb xatirinə elm ardınca gedərsənsə, aqibətini boş zəhmət və bədbəxtlik bil». «İnsan nə qədər elmə yiyələnsə, nə qədər bu sahədə yüksəlsə, yenə də az şey bilir, bu və ya digər cəhətdən biliyi çatmır, onu təkmilləşdirməkdə başqa böyük bir alimin köməyinə ehtiyacı vardır» (Kərəmov, 1977).

Bu hikmətli sözlərin məntiqi mənası bir daha insanların təfəkkür davranışına "iki eşit, bir danış" mədəniyyətinin aşılanmasını tələb edir. Və yaxud "kimdə ki həlimlik yoxdur, o, div və yırtıcı heyvandır". Çünki həlimlik divi zəncirləyir kimi kəlamları çoxdan ulu babalarımızın tarixi davranış sınağından müvəffəqiyyətlə çıxmışdır.

H.Z.Şirvaninin ən böyük əsərlərindən biri də «Kəşfül-maarif»dir. O, bu əsərini 28 il səyahət etdikdən sonra yazmışdır. Şirvani bu əsərində müxtəlif ölkələrin coğrafiyasını, xalqların təhsil və mədəni-maarif keyfiyyətlərini təhlil etmişdir.

Qeyd etmək lazımdır ki, H.Z.Şirvaninin dünyanın coğrafiyası haqqındakı təsəvvür və fikirlərini müasir elmin tələbləri baxımından tam doğruluğunu qəbul etmək olmaz. Lakin onun əsərləri ilkin tarixi-coğrafi mənbə kimi qiymətli və əvəzedilməzdir. Onun əsərlərindəki elmi mülahizələrlə yanaşı, nəsihətli sözlər, aforizmlər, tarixi-coğrafi materiallar, fikirlər öz elmi-mənəvi dəyərini indiyə kimi saxlayıb və bundan sonra da saxlayacaqdır.

ƏDƏBİYYAT

BAKIXANOV, A.A. 1951. Gülustani-İrəm. Azərnəşr. Bakı. 220.
KƏRƏMOV, N.K. 1977. Qırx il səyahətdə. Azərnəşr. Bakı. 183.
QULIYEV, A. 1969. H.Z.Şirvani haqqında yeni sənədlər. *Azərbaycan SSR EA-nın məruzələri*, 2, 100-104.
MEHRƏLİYEV, E.Q. 2005. Əbdürrəşid Bakuvi. Bakı. "Elm" qəzeti. 9.

Məqaləyə c.e.d. E.K.Əlizadə rəy vermişdir