ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА

© А.Д.Исмаил-Заде, 2010

ФОРМИРОВАНИЕ ЩЕЛОЧНО-БАЗАЛЬТОИДНОГО КОМПЛЕКСА ТАЛЫША В РЕЖИМАХ «ОСТРОВОДУЖНОЙ» И «РИФТОГЕННОЙ» СИСТЕМ

А.Д.Исмаил-Заде

Институт геологии НАН Азербайджана
AZ1143, Баку, просп. Г.Джавида, 29 А
arifismail@excite.com

Талыш – структурная зона по СВ борту Эльбурсской складчатой системы, приуроченная к области погружения её на СЗ при сопряжении с Малым Кавказом. Среди эоценовых магматических комплексов Центрального Ирана и Эльбурса, представленных дифференцированными известково-щелочными и субщелочными сериями островодужной системы, Талышская структура выделяется субщелочным и щелочным составами базальтового магматизма, отличающимися по вещественным характеристикам от «островодужных» типов. Комплексом петро-геохимических параметров рассмотрена проблема происхождения исходных для комплексов магм, характеризующихся сочетанием «рифтогенных» и «островодужных» геохимических признаков. Произведена увязка с геодинамикой региона.

Геотектоническое развитие. Талышская структурная зона на территории Азербайджана выступает по северо-восточному борту Эльбурсской складчатой системы, погружающейся на северо-западе в сторону Нижнеараздского прогиба (рис.1).

В строении зоны принимают участие комплексы: карбонатный, 80-100 м (поздний сенон) и туфогенно-флишоидный, 1000-1200 м (даний-палеоцен) на юго-западе; вулканогенно-осадочный, 3500 м (эоцен) и молассовый, 1500 м (олигоцен-миоцен) – в центральной части и аллювиально-пролювиальный (плиоцен-четвертичный) – на северо-востоке региона (Азизбеков и др., 1979).

Исследуемый эоценовый вулканогенно-осадочный комплекс Талыша представлен (рис.2): вулканогенной щелочно-базальтовой формацией с субформациями:

– трахибазальт – трахиандезит – трахитовой, ранне-среднеэоценовой, развитой в Космальянском прогибе (космальянская свита); слагается лаво-пирокластическими толщами андезитов, андезибазальтов, пикрит-трахидолеритов, лейцитовых базанитов, трахидолеритов и туфами трахиандезитов с экструзивно-дайковыми образованиями эссекситов, габбро-тешенитов; перекрывается осадочной толщей (неслинская свита);
– трахибазальт – фонолитовой, позднеэоценовой, развитой в Дыманском прогибе (дыманская свита); слагается лавами и пирокластами плагиоклаз-порфировых и анальцимовых трахиандезитов и субщелочных витробазальтов, трахидолеритов с субвулканами эссекситов, трахидолеритов и трахитоидных виттербитов (фонолитов), (пештасарская свита);

интрузивной – субщелочной ультраосновной формацией с субформациями:

– габбро-пироксенитовой – пироксениты, габбро-пироксениты, пикриты;
– габбро-сиенитовой – габбро-сиениты, сиениты и щелочные лампрофиры; перекрывается осадочной толщей (аркеванская свита).

Для Талыша выделяются две эпохи тектонического развития: мел-эоценовая – заложение глубинных разломов и структурных

зон, формирующих переходную полосу между блоками Южно-Каспийской впадины и континентальной окраины Иранской плиты и олигоцен-миоценовая – складчатость и надвигообразование.

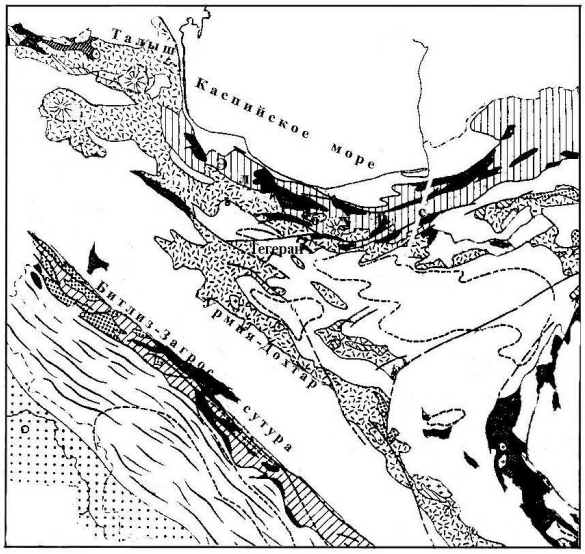


Рис. 1. Схематическая карта распределения эоценовых комплексов Центрального Ирана, Караджа и Талыша

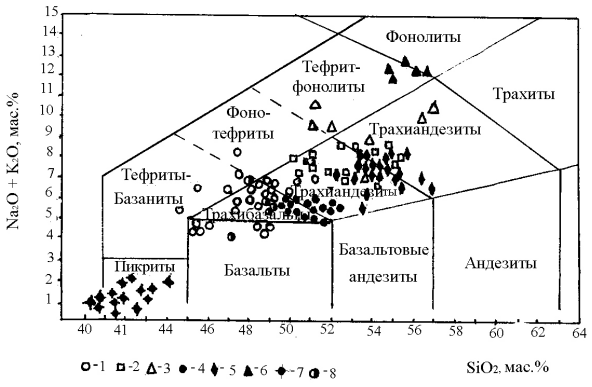


Рис. 2. Классификационная диаграмма (Le Bas et al., 1986) для пород эоценового вулкано-плутонического комплекса Талыша (1-7) и Караджа (8)

После позднемиоценовой эпохи начинается образование главных морфоструктурных элементов – интенсивные прогибание Южно-Каспийского бассейна и воздымание Эльбурсского складчатого пояса.

На Талыше в процессе блоковых движений ларамийской фазы тектогенеза сформировались сводовые и глыбовые поднятия и прогибы, и именно с этим периодом связано наиболее полное проявление магматизма. Разломная тектоника определила основной структурный план Талыша, проявившийся в парном распределении горст-антиклинориев – Астаринского и Буроварского и грабен-синклинориев – Лерик-Ярдымлинского и Джалилабадского. Анализ тектонической системы Талыша позволяет выделить главные направления ориентировки структур, где на фоне преобладающих СЗ разломов устанавливается важная роль отчетливо выраженных разломов СВ простирания. Магматическая активность последних проявилась в заключительную стадию орогенеза (пиренейская фаза) формированием на стыке СЗ и СВ положительных структур комплексов интрузивной формации.

Вулканизм Талышской зоны, приуроченный к краевой северо-западной части северного борта Эльбурсской складчатой системы, в мезо-кайнозойское время развивался в режиме, присущем окраинам материков, соответствующих переходным зонам от континентальных структур к океаническим через систему окраинных морей и островных дуг. Очевидно, весь кайнозойский период был подготовлен активизацией региона в мелу. Структурные зоны северной полосы Эльбурсской складчатой системы явились ареной кайнозойского щелочно-базальтоидного магматизма, отличного от развитого по южному склону эоценового известково-щелочного и субщелочного магматизма Караджской зоны. При этом ввиду того, что "Северный склон хр.Эльбурс западнее образует крутой, разбитый сбросами склон, обращенный к впадине юго-западного Каспия" (Хаин, 1978), то, очевидно, Талышский регион – сохранившийся фрагмент эоценового вулканизма на СЗ северного борта.

Таким образом, Талыш занимает положение между Южно-Каспийской впадиной и Эльбурсской островодужной системой северного Ирана (рис.3) и находится в краевой окраинно-континентальной полосе Иранской плиты. Этот регион представляет собой новую, существенно отличающуюся тектоническую область, прошедшую иной, по сравнению с магматизмом южного склона Эльбурса и Центрального Ирана, путь геологического развития, осложнивший задуговую зону Эльбурсской системы. Однако для Талыша также

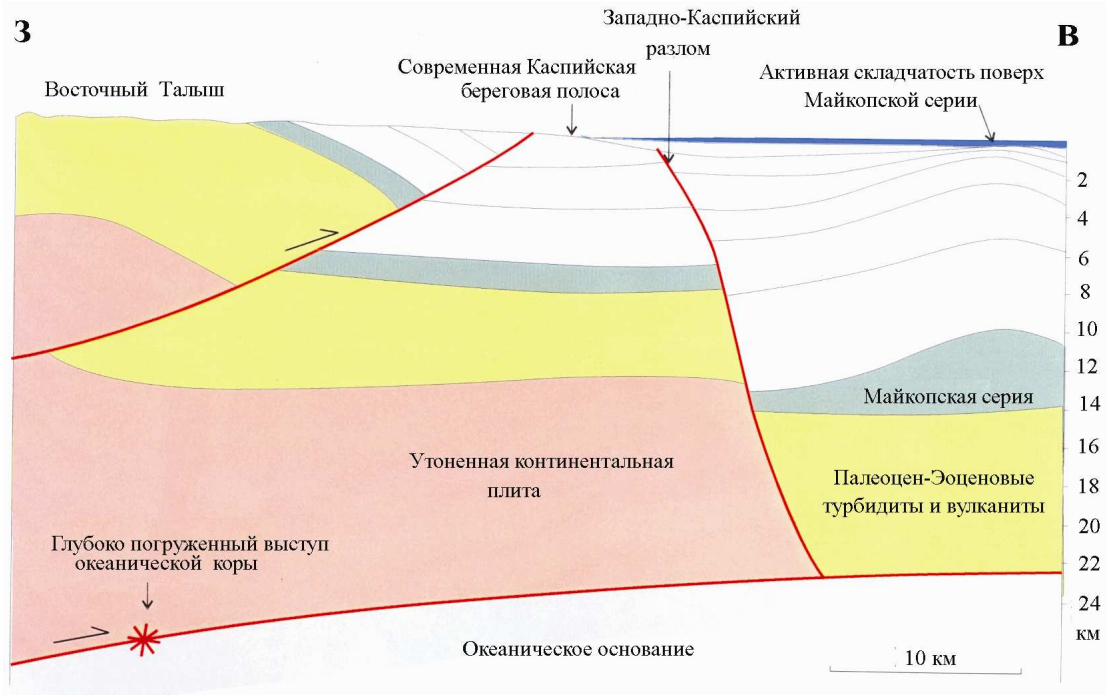


Рис. 3. Схематический геологический профиль сопряжения структурных зон Талыш-Каспий. (Stephan et al., 2005)

характерны присущие островодужным системам особенности: сейсмичность с неглубоким залеганием гипоцентров, наличие линейных вулканических поясов и глубинных межструктурных разломов, по которым отмечаются шарьяжно-покровные малоамплитудные надвиги. Для вулканических зон, приуроченных к областям погружений, характерна неоднородность полей напряжений, выраженная чередованием элементов структур сжатия и растяжения, способствовавших сочетанию в пределах Талыша островодужных комплексов с рифтогенными.

Регион Талыша является переходным звеном между двумя разнотипными по геодинамике формирования структурными зонами – системой Эльбурса с континентальной корой и Южно-Каспийской впадиной с субокеанической корой, прошедшими разные пути геологического развития.

Петрография и минералогия. Базальтоиды обеих субформаций Талыша в лавовых и субвулканических фациях имеют порфировую структуру, обусловленную наличием вкрапленников Ol, Px, Pl. Структура основной массы в ранне-среднеэоценовых разностях трахибазальтов, трахидолеритов преимущественно пилотакситовая, интерсертальная, а в позднеэоценовых – витрофировая с преобладанием микролитов Pl, CPx, TiMgt. Субвулканическая фация обеих субформаций и интрузивные фации характеризуются большей раскристаллизованностью, представленной для вулканогенных долеритовой и габбровой, а для интрузивной – габбро-офитовой, местами порфировидной структурами.

Кристаллизация базальтовых магм обеих субформаций начинается с формирования субликвидусных фаз вкрапленников Ol и мелких магнетита, вслед за которыми отмечаются CPx и Pl, представляющие собой интрателлурические вкрапленники глубинного магматического очага. На следующем этапе кристаллизации в промежуточной камере выделяется лейцит. При извержении на заключительном этапе наблюдается формирование лейст Pl, в меньшей мере микролитов CPx и TiMgt, а в раскристаллизованном стекле основной массы отмечается K-Na полевой шпат. В интрузивных породах наблюдается сочетание полнокристаллической структуры пород, представленных Ol, OPx, CPx, Bi (в пироксенитах) и реже Pl (в габбро-пироксенитах), с наличием мелких межинтерстиционных выделений вулканического стекла, замещенного хлоритом; для всей породы характерна амфиболизация.

Оливины в трахибазальтах и витробазальтах субформаций замещены иддингситом и боулингитом, а по трещинкам – магнетитом. В интрузивах в составах Ol от биотитовых пикритов к габбро-пироксенитам отмечается увеличение железистости (Fa=11,5 до 16,0). Вкрапленники Pl в фациях интрузивной формации представлены битовнитом (An=67-70), в вулканитах сменяются андезинами и андезин-лабрадорами, а нередко оконтуриваются полевыми шпатами Na – санидинов. OPx установлен лишь в фациях интрузивной формации и представлен энстатитом (En=84,4-90,3). Клинопироксены основных фаций интрузивной формации и вулканогенных субформаций отвечают по составам в пироксенитах и габбро-пироксенитах титанистым авгитам (Wo=43,8--42,0; Fs=13.9-18,5), в фациях вулканогенных формаций – диопсиду (Wo=47,0; Fs=12,0) и салиту (Wo=45,0; Fs=14). Железо-титан-окисные минералы в пределах формаций представлены: в вулканитах – титаномагнетитами, в субвулканических фациях – совместно с ильменитами, в слюдяных пироксенитах – магнетитами, в щелочных габброидах – титаномагнетитами и в меньшей степени ильменитами, в сиенитах – ильменитами. Титаномагнетиты характеризуются различным содержанием TiO_2: от 12-15% в трахибазальтах ранне-среднеэоценовой субформации до 21-23% в эссекситах позднеэоценовой субформации; в пироксенитах и габбро-пироксенитах – до 12,05%. Это хорошо увязывается с температурой Кюри этих пород, изменяющейся от Tc=500°C в трахибазальтах ранне-среднего эоцена до Tc=250°C в эссекситах позднего эоцена, в слюдяных пироксенитах Tc=578°C, в щелочных габбро и габбро-сиенитах Tc=300, 425, 600°C (Исмаил-Заде, Саттаров, 1985). Пересчет на минальные фазы показывает, что в титаномагнетитах от ранне-среднеэоценовых к позднеэоценовым устанавливается уменьшение содержаний магнетита (Fe_3O_4), а также шпинели ($MgAl_2O_4$) и весьма незначительно феррохромита ($FeCr_2O_4$) и увеличение содержаний ульвошпинели и ильменита (Fe_2TiO_4 + $FeTiO_3$). Стекло основной массы вулканитов, содержащее микролиты Pl, TiMgt и K-Na полевые шпаты базитового состава, в более поздних дифференциатах достигает высоких по щелочности трахитовых и фонолитовых составов (SiO_2 = 55-56,8мас.% и Na_2O+ K_2O = 9,9-11,4 мас.%).

Петролого-магнитные особенности вулканических пород и данные экспериментальных исследований титаномагнетитов при высоких PT–параметрах (Геншафт, Саттаров, 1982) позволили установить:

– позднеэоценовые вулканиты соответствуют расплавам более глубоких, а ранне-среднеэоценовые – более высоких уровней глубинности магматического очага;
– титаномагнетиты трахибазальтов ранне-среднего эоцена образовались при T≥1100°C и $P_{O_2}=10^{-7}$–10^{-9} атм., а эссекситы позднего эоцена при T≤950°C и $P_{O_2}=10^{-11}$–10^{-15} атм., т.е. на глубинах, соответствующих нижним слоям земной коры;
– петромагнитные параметры щелочных базальтоидов Талыша отражают различия в геодинамических условиях развития региона, выраженные в переходе режимов растяжения-сжатия в ранне-среднем эоцене к преобладающему растяжению в позднем эоцене.

Классификация пород. Вулканиты вулканогенной формации Талыша различаются петрохимической сериальностью. Базальтоидные фации ранне-среднеэоценового комплекса являются оливин-нефелин нормативными (Ol=4,51-11,09, Ne=4,76-6,51), а позднеэоценового комплекса – кварц-гиперстеновыми (Q=3,11, Hy=4,51); все базальтоиды отвечают параметрам (Na_2O+K_2O)>5 (масс.%) при Na_2O/K_2O=0,7-0,9 (табл. 1). Согласно классификации Петрографического Комитета РАН (1997), эти параметры демонстрируют принадлежность исследуемых базальтов к базальтоидам K-Na субщелочной серии – трахибазальтам, трахидолеритам. Это определение, основанное на особенностях их химического и минералогического составов, не противоречит их генетической общности и подтверждает возможность существования в составе щелочно-базальтового комплекса как Ol–Ne нормативных трахибазальтов, так и более кремнекислых разностей, соответствующих Q – Hy нормативам. К последним относятся и расположенные с ними в единой структурной зоне по ЮЗ борту Эльбурса эоценовые базальтоиды Караджской формации, отличающиеся относительно повышенными содержа-

ниями окислов титана, железа и пониженными кремнезема и кальция при близких соотношениях щелочей. Однако для комплексов Талыша характерно завершение каждой стадии вулканизма щелочными дифференциатами – трахитами, лейцитовыми тефритами, лейцит-санидиновыми трахиандезитами, виттербитами, сиенитами, отсутствующими в комплексах Караджской формации. Формирование щелочных серий, характеризующихся повышенным содержанием щелочных алюмосиликатов и пониженным полевошпатовой извести и цветных компонентов, отражается и на минералогических их составах преобразованием железисто-магнезиальных пироксенов в известковистые, обогащением альбитовой молекулой плагиоклазов, появлением лейцита, санидина, что является отличительной петрологической особенностью щелочно-базальтового вулканизма.

Таблица 1

Химический состав (мас. %) и редкие элементы (г/т) пород эоценового вулкано-плутонического комплекса Талыша

	37т	2т	32т	116т	35т	26т	4т	25т	82т
SiO_2	48,66	54,45	56,80	49,99	54,62	55,37	42,62	48,75	50,90
TiO_2	0,99	0,64	0,65	1,14	0,61	1,06	0,65	1,39	1,39
Ae_2O_3	16,86	17,92	19,28	16,78	20,58	12,84	8,43	18,05	18,80
Fe_2O_3	4,64	3,61	2,90	3.33	3,89	2,97	3,74	3,18	2,21
FeO	4,26	3,46	2,10	5,85	2,74	1,68	8,81	4,91	5,77
MnO	0,15	0,19	0,11	0,15	0,10	0,08	0,22	0,13	0,16
MgO	7,21	3,12	1,80	5,97	2,30	0,70	22,99	5,38	3,22
CaO	8,22	6,32	2,38	8,07	6,89	2,56	7,43	10,59	5,58
Na_2O	2,76	3,55	4,68	2,63	3,51	6,14	-	2,95	4,48
K_2O	4,06	3,35	5,48	2.99	3,85	5,50	1,07	1,19	4,19
P_2O_5	0,49	0,28	-	0,50	-	0,40	0,12	0,55	0,54
ппп	1,47	1,84	3,96	1,40	1,26	2,68	3,18	1,96	2,21
Σ	99,77	99,07	99,38	98.30	100,35	99,18	99,26	99,75	99,45
K	1,7	1,4	2,27	1,6	1,24	2,3	0,44	0,49	1,74
Li	23	14	9,7	14	11	2,3	19	8	12
Rb	84	85	134	81	77	90	22	24	74
Ba	1050	1350	1800	1050	1040	2100	450	450	1500
Sr	476	498	840	567	586	463	256	772	925
Th	5,8	10	13,7	10	5,6	12,0	2,1	2,5	6,0
U	1,3	2,8	4,2	3,3	2,0	3,7	0,7	0,9	1,6
Pb	13	19	18	7	10	22	,5	5	6
Cu	96	200	20	87	150	180	50	67	58
Zn	37	30	28	44	40	35	100	64	90
Cr	180	30	-	170	30	10	966	119	10
V	301	300	170	300	200	140	218	269	250
Co	23	20	3,6	48	10	28	65	28	16
Ni	129	24	30	155	30	18	485	46	34
Ti	4600	4360	4380	6500	4400	67,20	4200	6566	8400
Zr	122,4			173,9	121,6				

Примечание: трахибазальт-трахиандезит – трахитовая субформация (ранне-средний эоцен): 37т – трахибазальт, 2т – трахиандезит, 32т – трахит; витробазальт – фонолитовая субформация (поздний эоцен): 116т – витробазальт, 35т – порфировый трахиандезит; 26т – лейцитовый сиенитовый комплекс: 4т – пикрит-пироксенит, 25т – щелочное габбро: 82т – габбро-сиенит.

Магматизм Талыша завершается образованием субвулканических интрузий, представленных биотитовыми пикритами, пироксенитами, щелочными габбро, габбро-тешенитами и габбро-сиенитами (Гамарат, Алиабад, Алашар и др.), являющимися дифференциатами (кумулаты) более глубоких частей магматического очага.

Петрохимические различия между породами ранне-среднеэоценового и позднеэоценового комплексов Талыша и породами Караджской формации вырисовываются на трехкомпонентной диаграмме (рис.4), отражающей соотношения щелочного, железистого и магнезиального компонентов в процессе их формирования. Основные вулканиты этих комплексов при сравнительной стабильности содержания щелочных элементов с повышением кремнезема характеризуются повышением железистости и уменьшением магнезиальности. Сочетание щелочно-базальтовой и известково-щелочной серий связано с особенностями условий их генерации, а именно, с участием мантийных щелочных флюидов в формировании их минералогических составов. При этом эволюция расплава известково-щелочного состава сопровождалась увеличением кислотности, щелочности и уменьшением известковистости и магнезиальности, приводящими к образованию оливин – плагиоклаз (андезин) – щелочной полевой шпат – авгитовой минеральной ассоциации, а для расплава щелочно-базальтового состава – оливин – плагиоклаз (лабрадор) – санидин – анортоклаз – лейцит – эгирин – авгитовой ассоциации. Для позднеэоценового вулканогенного комплекса Талыша (Дыманский прогиб) с тенденцией к известково-щелочной серии отмечается минеральная ассоциация плагиоклаз (андезин) – калиевый полевой шпат – пироксенового (диопсид-салит) ряда.

Анализ фактического материала и сопоставление его с экспериментальными данными систем (Иодер, Тилли 1965) показывает, что дифференциация вышеупомянутых вулканических комплексов связана в каждом случае с гравитационно-кристаллизационной дифференциацией, поведением летучих компонентов и потенциалом кислорода в родоначальном расплаве. Осаждение в родоначальной магме оливина приводит к обогащению остаточного расплава глиноземом, что в купе с щелочными флюидами способствует кристаллизации щелочных алюмосиликатов.

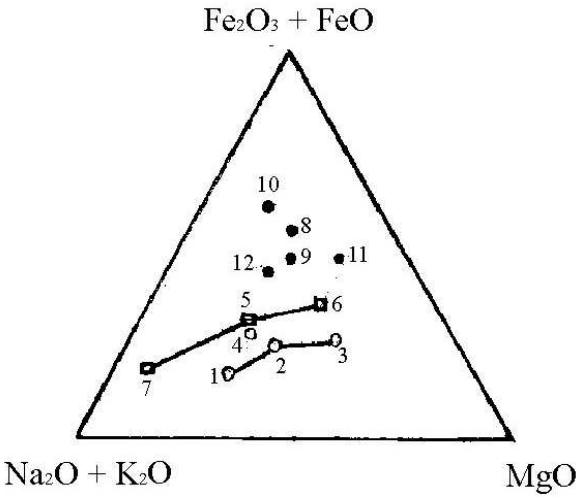


Рис. 4. Соотношение компонентов в субформациях щелочно-базальтоидного комплекса Талыша и пород Караджской зоны: ранне-среднеэоценовая: трахибазальты (3) – трахиандезиты (2) – трахиты (1); позднеэоценовая: трахиандезиты (4,5) – трахибазальты (6) – фонолиты (7); эоценовые базальты Караджской зоны (8,9,10,11,12)

Геохимия. Щелочные базальтоиды Талыша ранне-среднеэоценовой и позднеэоценовой субформаций при относительной близости элементов с крупноионными радиусами (КИР) Li, Rb, Ba, а также радиоактивными Th, U и рудными Pb, Zn, Cu характеризуются повышенными значениями элементов группы железа Co, Ni, Cr, V в ранне-среднеэоценовых вулканитах, а также суммой щелочей Na_2O+ +K_2O=6,82% против 5,6мас.% при Na_2O/K_2O =0,7 против 0,9 и весьма высокой магнезиальностью M = 66 против 54 в позднеэоценовых вулканитах (табл.2).

Базальтоиды щелочно-базальтоидного комплекса Талыша по отношению к базальтоидам островодужного комплекса Карадажской зоны (Hajlari,1999) более щелочные (Na_2O+K_2O =6,82-5,4 при Na_2O/K_2O =0,7-1,3), менее железисты (Fe_2O_3 = 9,2-14,7) и титанисты (TiO_2 =0,99-1,14 против 1,61-3,25 мас.%). При сравнении редкоэлементного их состава для комплекса Талыша оказываются повышенными содержания некогерентных – Rb, Ba, а также радиоактивных элементов – Th и

U. Степень фракционирования в них редкоземельных элементов по сравнению с островодужными оказывается более значительной (La/Yb=15-20 против 10-16 в ОД системе). На графиках распределения магматофильных элементов для Талыша и Караджа устанавливаются (рис. 5) незначительные преобладания в нормированных содержаниях Th, U, Hf, а также Ni и Cr вулканитов Талыша. Отличие геохимических характеристик отчетливо выражается в значениях маркирующих редкоэлементных отношений: щелочные базальтоиды имеют значительно высокие величины отношений Ba/Nb=64-46, Sr/Nb=56-89, Ba/Zr==6-13, Th/U=3,2-4,5 в сравнении с таковыми островодужных низкокалиевых базальтоидов Караджской формации (22-39; 24-35; 3,4-4,5; 0,7-2,6) (табл.3, 4). Обращают внимание преобладающие значения концентраций Ba, Rb, Sr в щелочных базальтах, что, очевидно, связано с их родством с флюидами, особенно активными при формировании щелочных комплексов.

Модель происхождения щелочно-базальтовой магмы Талыша. Важным фактором при построении модели петрогенезиса щелочно-базальтоидного комплекса Талышской складчатой зоны является учёт пространственной его сопряженности с эоценовыми островодужными комплексами Караджской зоны Эльбурсской системы и Урмии-Дохтар Центрального Ирана (National Iranian…, 1977). Развитая по южному обрамлению Каспийского бассейна Эльбурсская складчатая система представлена в центральной части комплексами мезозоя, а по южному борту – вулканогенным комплексом эоцена Караджской формации, сформированной базальт-андезитовым комплексом субщелочной и известково-щелочной серий. Исследуемый щелочно-базальтоидный комплекс Талыша распространен на северо-западной оконечности Эльбурса. Таким образом, в пределах Эльбурсской складчатой системы пространственно сопряженными оказались две серии одновозрастных комплексов: на северо-западе – Талышский щелочно-базальтоидный комплекс, а по южному борту – Караджский субщелочной и известково-щелочной.

Таблица 2

Химический состав (мас. %) и редкие элементы (г/т) пород эоценового комплекса Эльбурсской системы Ирана (Hajlari, 1999)

	M-1	M-2	M-4	M-5	M-6
SiO_2	49,00	49,16	49,74	47,43	48,34
TiO_2	1,76	1,72	3,25	0,91	1,61
Ae_2O_3	16,62	16,63	15,68	14,66	16,35
Fe_2O_3	12,70	12,11	14,71	11,24	11,65
MnO	0,20	0,21	0,37	0,19	0,32
MgO	6,04	6,46	4,17	9,91	6,09
CaO	7,62	6,27	7,95	11,52	7,64
Na_2O	1,83	3,26	4,1	2,25	2,98
K_2O	3,58	3,07	1,28	1,78	3,85
P_2O_5	1,04	0,96	1,09	0,33	0,91
ппп	3,54	3,18	5,21	4,66	5,12
Σ	100,39	99,84	102,33	100,21	99,74
K	1,5	1,3	0,5	0,7	1,6
Li	30,6	36	32,5	44,1	18,4
Rb	30,6	36	32,5	44,1	18,4
Ba	868	618	798	373	249
Sr	807	773	1404	688	365
Th	1,4	1,5	1,4	0	4,8
U	0,6	2,2	1,7	0,4	1,8
Pb	0,6	4,1	2,5	4,5	6,5
Cu	105	102	67	83	22
Zn	116	120	296	64	106
Cr	102	99	113	228	10
V	216	212	216	241	244
Co	29	26	25	43	20
Ni	41	38	53	72	11
Ti	10599	10606	19627	5848	9749
Zr	174,3	182	159,4	83,3	347,3

Таблица 3

Содержание редкоземельных элементов (г/т) в породах эоценового вулкано-плутонического комплекса Талыша

	37 т	2 т	32 т	116 т	35 т
La	21	28	36	33	29,3
Ce	29	10	45	50	54,3
Nd	28,5			36,6	26,2
Sm	4,6	5,6	5,9	7,2	5,5
Eu	3,7	6,4	4,0	6,6	1,6
Tb	1,21	0,68	1,56	2,8	0,8
Yb	1,44	1,24	1,5	1,65	2,2
Lu	0,24	0,07	0,04	0,07	0,3
Hf	5,4	8,4	13,0	12,2	3,2
Ta	0,32	0,79	0,59	0,83	0,88
Nb					15,8

Таблица 4

Содержание редкоземельных элементов (г/т) в породах эоценового комплекса Эльбурсской системы Ирана (Hajlari, 1999)

	M-1	M-2	M-4	M-5	M-6
La	41,4	41,7	30,4	17,1	36,4
Ce	83.4	82,7	74,5	36,7	74,3
Nd	40,1	38,7	48,5	21,2	38,1
Sm	8,0	7,7	12,7	5,1	7,8
Eu	2,4	2,4	4,4	1,7	2,4
Tb	1,1	1,1	2,4	0,7	1,1
Yb	2,6	2,6	6,6	1,6	2,8
Lu	0,4	0,4	1,0	0,2	0,4
Hf	3,8	4,0	7,8	2,2	4,1
Ta	1,3	1,3	1,3	0,3	1,1
Nb	26,3	27,6	20,2	6,3	23,8

Геохимические особенности магматических пород обоих типов комплексов демонстрируют участие в их образовании вещества мантии, различно метаморфизованной под воздействием щелочных флюидов.

В геохимическом аспекте базальтоиды Талыша характеризуются высокими содержаниями Cr, Co, Ni, легких РЗЭ больше, чем в таковых известково-щелочной серии. Высокие значения элементов группы железа, низкие V/Ni и высокие Cr/V и Ni/Co отношения отражают принадлежность основных дифференциатов серии мантийным расплавам с относительно высоким содержанием когерентных элементов (Cr, Ni, Fe, V) и низким некогерентных (Ba, Sr, Rb, ЛРЗЭ). Повышение содержания последних в процессе магматической дифференциации соответствует «коровому» типу концентрации, т.е. тренду дифференциации базальтовых серий на уровне земной коры.

Подтверждением этому служат также включения глубинных пород и минералов, установленные в субвулканах ранне-среднеэоценового комплекса Талыша, отвечающие по составу пироксенитам, амфиболитам, щелочным габбро и соответствующие коровым образованиям. Комплекс петрохимических и магнитных параметров вулканогенной формации Талыша позволяет установить соответствие базитов ранне-среднеэоценового магматизма режимам орогенных эффузивов и островных дуг, т.е. областям, характеризующимся развитием преимущественно растягивающих и сжимающих усилий, а базитов позднего эоцена – породам областей с сжимающими усилиями (Исмаил-Заде, Саттаров 1982). Явно выраженная смена тектонического режима интенсивного растяжения – сжатия (пикриты, лейцитовые тефриты, базаниты, эссекситы и шошониты) режимом растяжения (витробазальты в витробазальт-трахитоидной субформации со слабо дифференцированными основными вулканитами) есть признак изменения геодинамического режима.

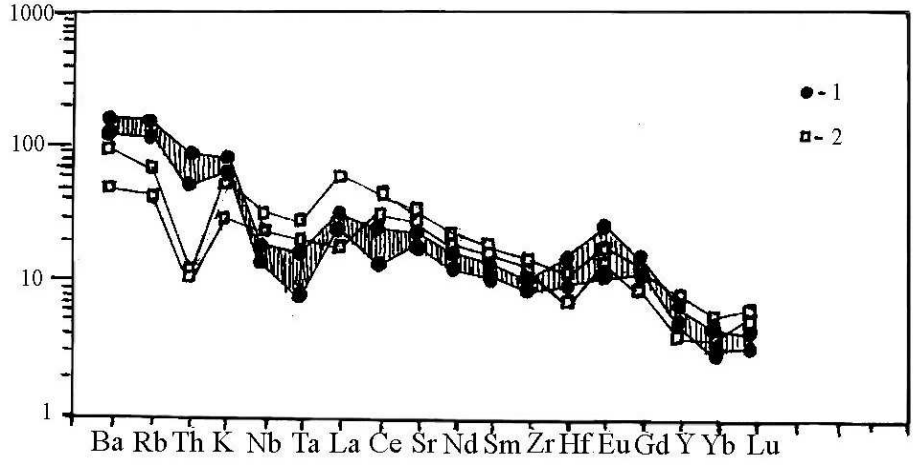


Рис. 5. Диаграмма вариации нормализованных относительно состава примитивной мантии геохимических элементов в эоценовых трахибазальтах: 1-поле трахибазальтов Талыша; 2-поле трахибазальтов Караджа

Талыш по комплексу геофизических данных, а именно наличию ряда гравитационных максимумов, положительной магнитной аномалии, низких значений плотности тепловых потоков ($q_{ср}$=40-50 m/Vm^{-2}), а также по особенностям глубинного строения (маломощный ″гранитный″ слой 3-5 км, с утонением к Каспийскому морю до полного выклинивания при мощности коры до 30 км) (Гаджиев, 1965) отражает геодинамические условия развития, характерные для континентальных областей.

Геохимические особенности вулканитов Талышской зоны позволяют выделить ее в самостоятельную область, соответствующую по геолого-структурным особенностям и глубинному строению окраинным или же задуговым бассейнам, сформировавшимся на континентальной (субконтинентальной) коре. Для континентальных областей задуговые бассейны редки и они образуют энсиалические бассейны, ложе которых сложено корой основного состава – Японское море, Калифорнийский залив (Фролова, Коновалов 1985). Подобная редкость энсиалических бассейнов объясняется большей устойчивостью континентальной коры литосферы к процессам раскалывания и спецификой тектонического перемещения литосферных плит.

Обогащение вулканитов задуговых бассейнов элементами с КИР, очевидно, необходимо увязывать с метасоматозом мантийного вещества при воздействии на него флюидной фазы, богатой элементами с КИР в результате возможной дегидратации океанической коры в процессе её субдукции в островодужной системе.

При разработке модели формирования щелочно-базальтовой магмы Талыша и интерпретации положения её связи со структурами островодужного вулканического пояса необходимо учитывать возможность участия в магмогенерации нескольких магм или одной гибридной магмы мантийного источника, а также выявление геодинамического режима развития региона, способствовавшего подобному сочетанию.

Предлагаемая нами модель (рис.6) предусматривает одновременное существование в литосфере континентального типа процессов: сжатия, способствовавшего формированию пояса Караджской формации, и растяжения – сжатия, или пассивного задугового рифтогенеза, сопровождаемого формированием щелочно-базальтоидного комплекса Талыша. Одновременность проявления процессов и пространственная их сопряженность позволяет предположить формирование для Талышской зоны гетерогенной магмы, образованной в результате внедрения в область метасоматизированной мантии недеплетированного астеносферного вещества. В условиях снижения давления и возрастания температурных градиентов магмообразование реализуется с учетом подтока гидратированного флюида из зоны субдукции (по южному борту Эльбурса) в линейные зоны интенсивно метасоматизированной и частично гибридизированной мантии. Стадийное проявление щелочно-базальтового и известково-щелочного магматизма предполагает развитие в задуговой области островодужной системы пассивного рифтогенеза, обусловленного развитием глубинных разломов в связи с формированием Южно-Каспийской впадины.

В геодинамическом аспекте кайнозойский магматизм Ирана обусловлен послетурон-домаастрихтским перемещением Афро-Аравийского континента на северо-восток, приведшим к столкновению его с Центрально-Иранским континентом. Именно с этим периодом субдукции в Периаравийском океаническом бассейне связано формирование комплексов Центрального и Северного Ирана (Хаин,1978), вызвавшее впоследствии в эоцене островодужно-рифтогенный вулканизм в Центральном Иране (Урмия-Дохтар), островодужный – по южному борту Эльбурса (Карадж) и задуговой пассивно-рифтогенный (Талыш) – на северном его борту. Комплексы последнего ныне сохранены лишь вдоль юго-западного обрамления Южно-Каспийской впадины.

Выводы:

– Щелочно-базальтоидный комплекс Талыша формировался из гетерогенной магмы, образованной в процессе внедрения в область метасоматизированной мантии недеплетированного астеносферного вещества;

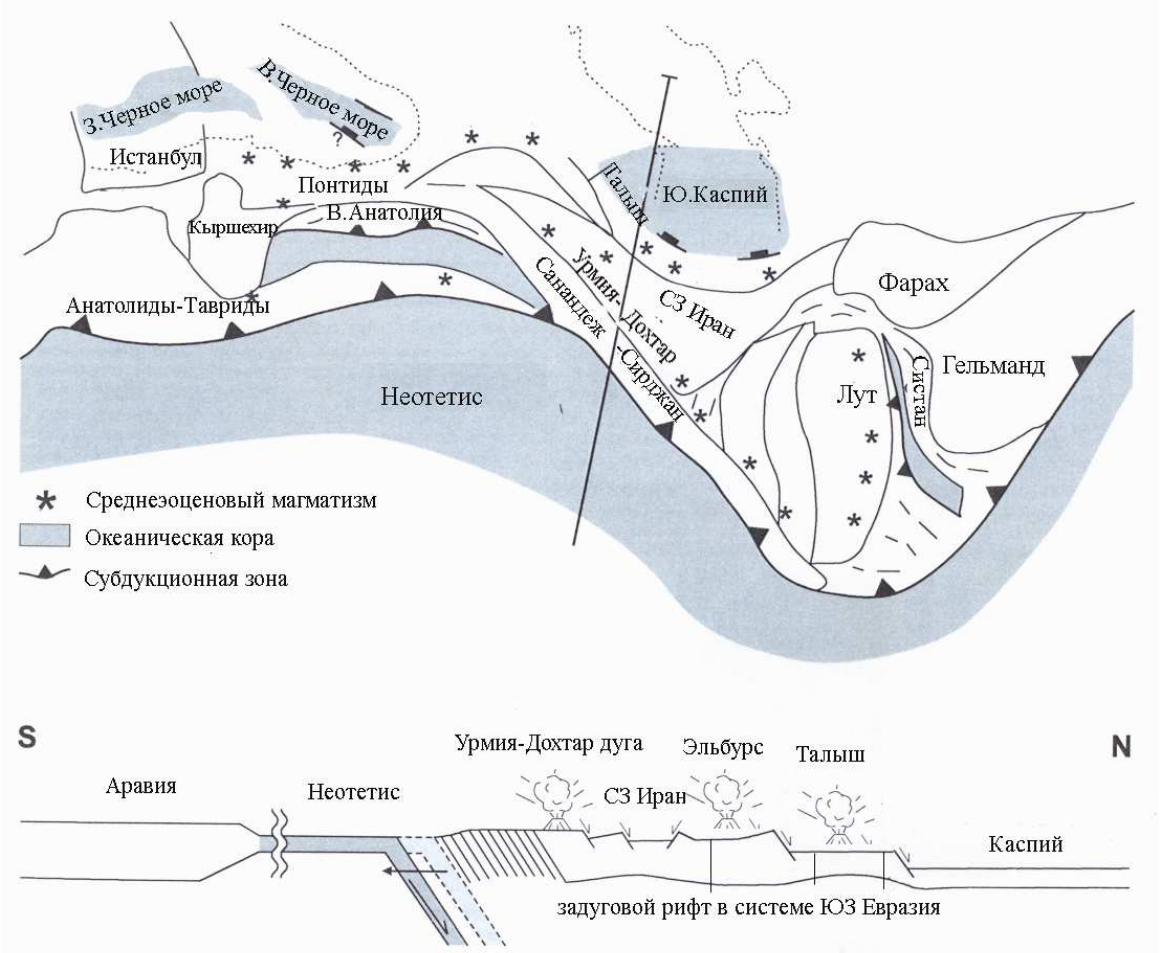


Рис. 6. Геодинамическая обстановка проявления эоценового магматизма Центрального Ирана, Караджа и Талыша

– Формирование щелочно-базальтоидного комплекса Талыша в фациях, переходных между «рифтогенными» и «островодужными» геохимическими типами, обусловлено пространственно-временной сопряженностью вулканизма двух зон Эльбурсской системы, проявленных в различных геодинамических режимах: преимущественного сжатия по южному борту – субдукционного Караджской зоны и сжатия–растяжения по северному борту – в виде задугового пассивного рифтогенеза Талышской зоны, наложенного на островную дугу.
– Щелочно-базальтоидный магматизм Талыша, проявленный в режиме задугового пассивного рифтогенеза, приурочен к переходной зоне от континентальной окраины Иранской плиты к субокеанической плите Каспийского бассейна, т.е. к зоне, характеризующейся развитием глубинных разломов в процессе растяжений, связанных с началом проседания южной части бассейна, что указывает на более ранний, возможно, позднемезозойский возраст начала формирования Южно-Каспийской впадины.

ЛИТЕРАТУРА

АЗИЗБЕКОВ, Ш.А., БАГИРОВ, А.Э., ВЕЛИЕВ М.М., ИСМАИЛ-ЗАДЕ, А.Д., НИЖЕРАДЗЕ, Н.Ш., ЕМЕЛЬЯНОВА, Е.Н, МАМЕДОВ, М.Н. 1979. Геология и вулканизм Талыша. Баку. 246.

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

ГЕНШАФТ, Ю.С., САТТАРОВ, М.М. 1982. Магнитные свойства и состав ферромагнитных фаз базальтов, кристаллизовавшихся при высоких давлениях и температурах. *Изв. АН СССР. Физика Земли*, 7, 48-54.

ИОДЕР, Г.С., ТИЛИ, К.Э. 1965. Происхождение базальтовых магм. Москва. Мир. 247.

ИСМАИЛ-ЗАДЕ, А.Д., САТТАРОВ М.М. 1985. Физико-

химические особенности кристаллизации титаномагнетитов и некоторые вопросы петрогенезиса щелочных базальтоидов. *В материалах Всес. Совещ. по физ. свойствам горных пород при высоких P и T*. Ереван, 55-66.

ИСМАИЛ-ЗАДЕ, А.Д., САТТАРОВ, М.М. 1982. Тектономагматические особенности проявления щелочно-базальтоидного вулканизма Талыша по петрохимическим и магнитным параметрам. В сб.: *Физ-хим. исследования продуктов глубинного магматизма*, Недра, Москва, 108-116.

ФРОЛОВА, Т.И., КОНОВАЛОВ, Ю.И. 1985. Вулканизм Японского моря как индикатор его образования. *Вест. МГУ*,4, 2, 54-74.

ХАИН, В.Е. 1978. Кавказ и Закавказье. Тектоника Европы и смежных областей. Наука. Москва. 562.

GEOLOGICAL MAP OF IRAN. 1977. National Iranian Oil Company. 1:1000000. Tehran.

HAJLARI, M.B. 1999. Petrology of volcanic rocks in east of Loshan. Earth science faculty. Shahid Beneshty University. Ms. Thesis. (in Farsi).

LE BAS, M.J., LE MAITRE, R.W., STRECKEISEN, A., ZANETTIN, B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkasilica diagram. *J.,Petrol*, 27. 475-750.

STEPHEN, J.V., ALLEN, M.B., ISMAIL-ZADEH, A.D., RACHEL, F., FOLAND, K.A., SIMMONS, M.D. 2005. Insights from the Talysh of Azerbaijan into the Paleogene evolution of the South Caspian region. *Geological Society of America Bulletin*, 117, 11/12.

© Х.Б.Агаев, 2010

К ИССЛЕДОВАНИЮ СКОРОСТЕЙ РАСПРОСТРАНЕНИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН НА ОСНОВЕ НЕКЛАССИЧЕСКОЙ ТЕОРИИ ДЕФОРМАЦИЙ

Х.Б.Агаев

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

В рамках неклассической теории деформаций выведены формулы для расчленения значений изменений скоростей сейсмических волн на три составляющие в зависимости от давления. Из них первая составляющая постоянна, равна значению скорости при атмосферном давлении, а вторая и третья составляющие при изменении давления меняются соответственно линейно и нелинейно. Применение соотношения значений нелинейной составляющей к постоянной позволяет приводить зависимость скоростей от давления для различных пород к единому уровню. Приводятся некоторые примеры по расчленению значений скоростей распространения продольных и поперечных волн в образцах горных пород при различных давлениях, измеренных в лабораторных условиях. Для плагиогранита по продольным волнам при давлении 1.5 ГПа значения линейной и нелинейной составляющих соответственно равны 2.3% и 34.5% от полного значения скоростей. По поперечным волнам это соответственно составляет 1.3% и 18.2%. Применение расчленения скоростей на составляющие позволяет более наглядно показать различия в изменении скоростей от давления, а соотношение составляющих позволяет количественно сопоставить изменения пористости и трещиноватости различных пород при изменении давления.

Исследование скоростей распространения продольных и поперечных сейсмических волн в горных породах при высоких давлениях представляет большую научную и практическую ценность при изучении физических свойств пород как в лабораторных условиях, так и в реальных условиях при геофизических работах.

Известно, что горные породы состоят из породообразующих минералов и, как правило, содержат сухие или насыщенные газом либо флюидом поры и микротрещины. В отличие от минералов, которые являются регулярными средами, горные породы, как правило, имеют несовершенные текстуры и их упорядоченность носит схоластический характер (Александров и Продайвода, 2000). Горные породы, залегающие в условиях больших глубин и давлений, имеют сплошные и прочные контакты между зернами. При извлечении керна из скважины происходит расширение каждого минерального зерна породы в соответствии с его константами упругости. Деформации, возникающие в каждом анизотропном минеральном зерне, приводят к разрыву первоначально прочных межзерновых контактов, появлению очень тонких микротрещин. В лабораторных условиях в процессе замеров продольные и поперечные волны огибают эти трещины. При этом путь прохождения волн существенно удлиняется, и соответственно определяемые величины скорости продольной (V_P) и поперечной (V_S) волн уменьшаются (Горбацевич и др., 2007). В лабораторных исследованиях при наращивании давления в горной породе происходит закрытие дефектов строения микротрещин, увеличение числа акустических контактов между зернами минералов. В итоге это приводит к увеличению упругих модулей и к возрастанию скоростей (Протодьяконов и др., 1981). На начальном этапе увеличения давления порода, как бы «сопротивляясь» нарастающему внешнему давлению, проявляет «свой характер», примерно обратный тому, что происходило при извлечении керна из скважины. Эти процессы наиболее интенсивно происходят при увеличении давления от 0,0001 ГПа примерно до 0,2 ГПа, когда имеется высокий градиент изменения скоростей, а в дальнейшем протекают очень медленно.

Результаты лабораторных измерений в образцах пород скоростей волн при различных давлениях (P) визуально представляются в графической форме в виде зависимостей $V_P = f(P)$ и $V_S = f_1(P)$ (Воларович, 1978). Это форма представления позволяет исследо-

вать влияние различных факторов на изменение значений скоростей, упругих параметров образцов пород при изменении давления, а также сопоставлять эти зависимости по различным породам. Однако у этой формы представления имеются также следующие недостатки:

- затруднение сопоставления графиков по породам, обусловленное их различными уровнями значений скоростей;
- отсутствие сравнительной оценки изменения пористости и трещиноватости пород при изменении давления.

В данной статье приводятся некоторые примеры по обработке результатов лабораторных измерений скоростей распространения продольных и поперечных сейсмических волн для различных горных пород в виде расчленения значений скоростей на составляющие. Правомерность расчленения значений скоростей обосновывается на основании неклассической теории деформаций.

Известно, что в различных областях науки и техники для изучения физических процессов к результатам измерений широко применяют спектральный и корреляционный анализы, интегрирование и дифференцирование, разложение на ряды и другие приемы обработки данных. Например, при спектральном анализе процессы изучают по различным гармоническим составляющим результатов измерений. Учитывая негармонический характер кривых $V_P = f(P)$ или $V_S = f_1(P)$, применение спектрального анализа к этим данным не представляется эффективным. А дифференцирование этих кривых позволяет определить только градиент изменения скоростей от давления, и оно очень чувствительно к ошибкам измерений.

Для устранения вышеуказанных недостатков существующей формы представления изменения скоростей от давления нами предлагается расчленение значений скоростей на их составляющие, физический смысл, которого состоит в том, что измеренная скорость распространения волны по образцу породы в лаборатории состоит из составляющих: скорости при атмосферном давлении и приращения скорости, обусловленной увеличением давления. Порода представляется такой, как если бы она состояла из монолитной части, упругая характеристика которой не меняется при изменении давления, и части, у которой упругая характеристика меняется при изменении давления из-за наличия пор и трещин. Правомерность такого расчленения по скоростям рассмотрим согласно неклассической теории деформаций.

Теоретические исследования (Гузь, 1986; Кулиев, 2005; Кулиев и Ширинов, 2005) по неклассической теории деформаций показали на возможность аналитического описания зависимости изменения скоростей продольных и поперечных волн от значений давлений. Основываясь на этом, выведем формулы для расчленения значений скоростей распространения продольных и поперечных волн по составляющим.

Известно, что упругие параметры, постоянные Ламе (μ_0 и λ_0) и модуль упругости (k_0) при условии атмосферного давления вычисляются по следующим классическим формулам:

$$\mu_0 = \rho_0 V_{S0}^2 ; \; k_0 = \lambda_0 + \frac{2}{3}\mu_0 ; \qquad (1)$$
$$\lambda_0 = \rho_0 V_{P0}^2 - 2 \rho_0 V_{S0}^2 .$$

где V_{P0}, V_{S0} – соответственно скорости продольных и поперечных волн в ненапряженных условиях, т.е. при атмосферном давлении, ρ_0 – плотность пород при атмосферном давлении.

Для экстраполяции значений V_{P0} и V_{S0}, определенных в лабораторных условиях при атмосферном давлении, на условия более высоких давлений выведены (Кулиев, 2005) следующие формулы:

$$V_p(P) = \sqrt{\frac{\lambda_0 + 2\mu_0 + A(P)}{\rho_0}} ; \qquad (2)$$

$$V_s(P) = \sqrt{\frac{\mu_0 + B(P)}{\rho_0}} .$$

Для случая «истинных» значений скоростей по теории малых начальных деформаций значения $A(P)$ и $B(P)$ вычисляются по формулам:

$$A(P) = -\frac{P}{6k_0}\left[5\lambda_0 + 6\mu_0 + 2K(P)\right]; \quad (3)$$

$$B(P) = -\frac{P}{3k_0}\left[3\lambda_0 + 6\mu_0 + 2X(P)\right],$$

где $K(P)$ и $X(P)$ − комбинированные модули упругости 3-го порядка, нелинейно меняющиеся при изменении давления.

«Истинные» скорости – это скорости, при измерении которых изменения расстояний между фиксированными точками образца за счет предварительного (до возникновения волнового поля) деформирования учитываются (Гузь, 1986).

После несложных преобразований с использованием формул (1)-(3) по скоростям продольных и поперечных волн получим следующие формулы:

$$V_P^2(P) = a_1 + a_2 P + a_3 P\ K(P); \quad (4)$$

$$V_S^2(P) = b_1 + b_2 P + b_3 P\ X(P)\ .$$

Здесь:

$$a_1 = \frac{\lambda_0 + 2\mu_0}{\rho_0};\ a_2 = -\frac{5\lambda_0 + 6\mu_0}{6\rho_0 k_0}; \quad (5)$$

$$a_3 = -\frac{1}{6\rho_0 k_0};$$

$$b_1 = \frac{\mu_0}{\rho_0};\ b_2 = -\frac{3\lambda_0 + 4\mu_0}{3\rho_0 k_0}; \quad (6)$$

$$b_3 = -\frac{1}{3\rho_0 k_0}.$$

Как видно из формул (4), квадрат полного значения скоростей $V_P^2(P)$ и $V_S^2(P)$ можно представить в виде суммы трех составляющих скоростей:

- первая составляющая постоянна, равна квадрату значения скорости при атмосферном давлении:

$$V_{P1}^2(0) = a_1 = V_{P0}^2;\ V_{S1}^2(0) = b_1 = V_{S0}^2; \quad (7)$$

- вторая составляющая при изменении давления изменяется линейно:

$$V_{P2}^2(P) = a_2\ P\ ;\ V_{S2}^2(P) = b_2\ P; \quad (8)$$

- третья составляющая при изменении давления меняется нелинейно, что обусловлено нелинейным характером изменений $K(P)$ и $X(P)$:

$$V_{P3}^2(P) = a_3\ P\ X(P)\ ;\ V_{S3}^2(P) = a_3\ P\ X(P)\ . \quad (9)$$

Коэффициенты $a_i(i = 1,2,3)$ и $b_i(i = 1,2,3)$ связаны с линейными модулями упругости.

Для оценки величин составляющих скоростей были использованы экспериментальные данные (Сафаров и др., 1981) по результатам лабораторных измерений скоростей для некоторых горных пород. Данные приводятся ниже в таблице.

Известно, что габброиды и плагиограниты изотропны, а пироксениты – анизотропны и имеют сильно различающиеся минеральный состав и структуру. По этим данным были построены в принятой форме графики полных значений скоростей $V_P(P)$ (рис. 1а) и $V_S(P)$ (рис. 1б). Сопоставление графиков для различных пород показывает широкий диапазон изменений значений скоростей. А формы самих графиков отличаются в основном следующим:

- значением скоростей при атмосферном давлении (0.0001 ГПа);
- сильным градиентом увеличения скоростей в диапазоне давлений 0.0001-0.2 ГПа;
- формой и значениями градиента скоростей в диапазоне давлений 0.0001-0.2 ГПа;
- слабым градиентом скоростей при давлениях, превышающих примерно 0,2 ГПа;
- формой и значениями градиента при давлениях, превышающих примерно 0,2 ГПа.

Учитывая характер изменения скоростей в интервале давлений от 0,0001 ГПа примерно до 0,2 ГПа, можно предположить, что в этом интервале сосредоточена основная информация о пористости, трещиноватости и других свойствах пород.

Физические характеристики пород

Порода	Параметр	Давление, в ГПа									
		0.0001	0.07	0.12	0.25	0.43	0.60	0.81	1.04	1.28	1.50
Плагиогранит 25-2	Vp, км/сек	2.64	2.65	2.66	2.67	2.69	2.71	2.72	2.73	2.74	2.75
	Vs, км/сек	4.06	5.60	5.56	5.53	5.57	5.71	5.89	6.02	6.14	6.20
	ρ, г/см³	2.92	3.35	3.34	3.37	3.41	3.46	3.49	3.51	3.53	3.57
Габбро 80-2	Vp, км/сек	2.89	2.90	2.91	2.92	2.94	2.96	2.96	2.97	2.98	2.98
	Vs, км/сек	6.25	7.21	7.30	7.05	6.98	7.06	7.10	7.17	7.20	7.34
	ρ, г/см³	3.89	4.09	4.18	4.15	4.07	4.14	4.16	4.19	4.24	4.28
Габбро-норит 39-2	Vp, км/сек	3.06	3.10	3.13	3.14	3.16	3.17	3.18	3.20	3.20	3.21
	Vs, км/сек	6.72	7.20	7.18	7.18	7.25	7.35	7.37	7.46	7.54	7.86
	ρ, г/см³	3.80	3.83	3.88	3.86	3.89	3.92	3.95	3.98	4.01	4.17
Пироксенит 41-2	Vp, км/сек	3.19	3.20	3.21	3.22	3.24	3.24	3.25	3.26	3.26	3.27
	Vs, км/сек	7.13	8.15	7.99	7.89	7.95	8.15	8.30	8.38	8.51	8.61
	ρ, г/см³	4.06	4.53	4.44	4.35	4.32	4.39	4.41	4.45	4.51	4.57
Пироксенит 78-1	Vp, км/сек	3.26	3.24	3.25	3.25	3.27	3.28	3.29	3.29	3.30	3.31
	Vs, км/сек	7.53	8.49	8.39	8.26	8.27	8.37	8.46	8.54	8.67	8.87
	ρ, г/см³	4.44	4.66	4.60	4.57	4.53	4.56	4.58	4.61	4.67	4.73

Затем полные значения скоростей были расчленены с использованием формул (7)-(9) на три составляющие. Первая из них $V_{P1}(0)$ и $V_{S1}(0)$ имеет основную долю полного значения скорости (рис. 1а, б). Расчеты показывают, что значения второй составляющей $V_{P2}^2(0)$ и $V_{S2}^2(0)$ очень незначительны. Например, среди изучаемых пород плагиогранит 25-2 при давлении 1.5 ГПа имеет наибольшее значение второй составляющей, равное 2.3% по продольным и 1.3% по поперечным волнам от квадрата полного значения скоростей. Можно принять, что эти величины находятся в пределах ошибок лабораторных измерений. По той же породе при давлении 1.5 ГПа значение третьих составляющих $V_{P3}^2(P)$ и $V_{S3}^2(P)$ равно 34.5% по продольным и 18.2% по поперечным волнам от полного значения скоростей. При принятии условий, что для практических целей $V_{P2}(P) \approx 0$ и $V_{P2}(P) \approx 0$ третья составляющая будет равна разности полного и первого составляющих значений скоростей:

$$V_{P3}(P) \approx V_P(P) - V_P(0); \qquad (10)$$
$$V_{S3}(P) \approx V_S(P) - V_S(0).$$

Таким образом, по данным породам зависимости $V_P(P)$ и $V_S(P)$ при каждом давлении можно разложить на составляющие, первая из которых равна значению скорости при атмосферном давлении, вторая считается равной нулю, а третья равна разности полного значения и первой составляющей скорости. Третью составляющую можно представить как перемещение графиков $V_P(P)$ и $V_S(P)$ по оси скоростей на величины соответственно $-V_P(0)$ и $-V_S(0)$, что и видно по продольным волнам на рис. 1а и рис. 1в, а по поперечным – на рис. 1б и рис. 1г. Наряду с этим следует отметить, что по некоторым типам пород возможно более высокое значение линейной составляющей, как описано выше.

Теперь определим некоторые особенности составляющих скоростей. Постоянные составляющие скоростей по анизотропным породам больше, чем по изотропным (рис. 1а, 1б) по обоим типам волн. Третья составляющая $V_{P3}(P)$ и $V_{S3}(P)$ при изменении давления увеличивается в нелинейной форме и существенно различается по породам (рис. 1в, 1г). По породам габбро 80-2, пироксенит 78-1 и пироксенит 41-2 более наглядно отмечается полиморфизм скоростей. Примерно подобное наблюдается и по поперечным волнам (рис. 1г).

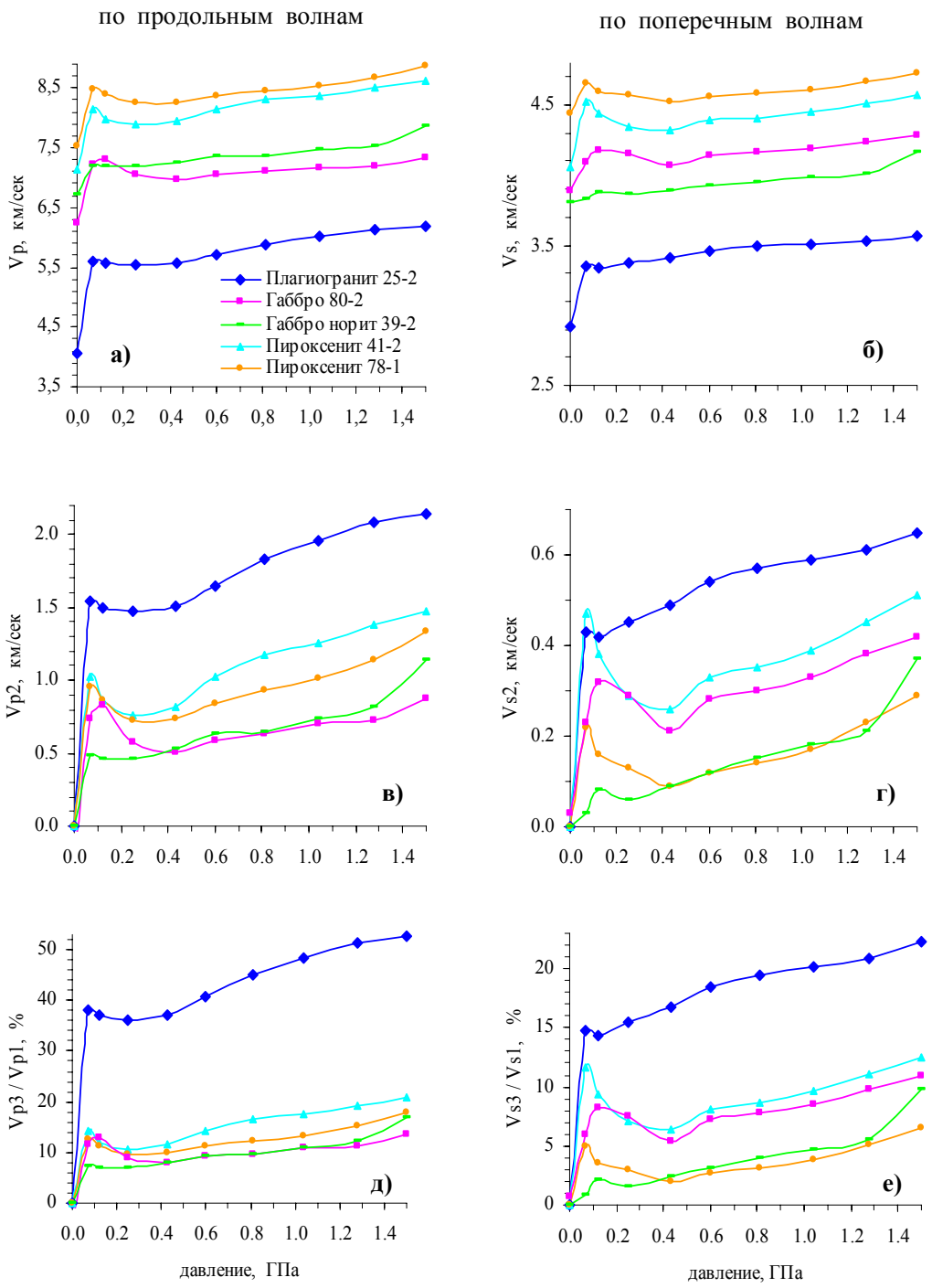


Рис. 1. Графики изменения значений полного (а, б), нелинейной составляющей (в, г) и соотношения нелинейной к полной (д, е) составляющей значений скоростей в зависимости от давления.

При давлениях примерно $P > 0.2$ ГПа изменение скоростей носит в основном линейный характер. Известно, что чем больше исходная пористость, тем заметнее возрастание скорости с увеличением давления. Например, при изменении давления от 0.0 ГПа до 1.5 ГПа по плагиограниту 25-2 приращение скорости составляет 2140 м/сек по продольным и 650 м/сек по поперечным волнам, что говорит о его высокой первоначальной пористости. В отличие от принятой формы представления (рис. 1а, б), на графиках (рис. 1в, г)

более наглядно видно и удобно проводить сопоставление градиентов изменения скоростей от давления по различным породам.

Рассмотрим соотношение нелинейной составляющей скорости к постоянной по породам (рис 1д, 1е). Это соотношение можно представить как нормировка третьей составляющей к постоянной составляющей. Такая нормировка приводит зависимость скоростей от давления по всем породам к единому уровню и позволяет численно определять отличие пород, обусловленное наличием в них пор и трещин. По поперечным волнам значение соотношения скоростей примерно в два раза меньше, чем по продольным волнам, а по форме графики отличаются. Это объясняется тем, что трещиноватость, направление трещиноватости, флюидонасыщенность и другие свойства пород по-разному влияют на скорость распространения продольных и поперечных волн. Совместное использование данных по продольным и по поперечным волнам дает более достоверные результаты для изучения физических свойств пород.

По нашему мнению, составляющие скоростей и их соотношения, определяемые вышеуказанным образом, несут в себе в основном следующую информацию о физических свойствах пород:

- постоянная составляющая – в основном об особенностях минерального состава пород, об их пористости и трещиноватости до изменения давления;
- нелинейная составляющая – в основном об изменяющейся пористости и трещиноватости пород при изменении давления;
- соотношение нелинейной составляющей к постоянной составляющей позволяет количественно сопоставлять по различным породам изменения пористости и трещиноватости, происходящие в породе при наращивании давления.

Таким образом, предложена обработка результатов лабораторных измерений скоростей путем расчленения значений скоростей на составляющие. Правомерность расчленения следует из неклассической теории деформаций. Применение расчленения скоростей на составляющие в зависимости от давления по некоторым горным породам позволило бы более наглядно показать отличие графиков изменения скоростей от давления, которое явно не наблюдается при рассмотрении только полной составляющей. Разложение по составляющим позволяет количественно сопоставлять изменения пористости и трещиноватости различных пород при изменении давления.

Работа выполнена в рамках гранта № 3647 Украинского Научного и Технологического Центра.

ЛИТЕРАТУРА

АЛЕКСАНДРОВ, К.С., ПРОДАЙВОДА, Т.Г. 2000. Анизотропия упругих свойств минералов и горных пород. Издательство СО РАН. Новосибирск. 354.

ВОЛАРОВИЧ, М.П. 1978. Справочник по физическим свойствам минералов и горных пород при высоких термодинамических параметрах. Недра. Москва. 237.

ГУЗЬ, А.Н. 1986. Упругие волны в телах с начальными напряжениями. Общие вопросы, I. Закономерности распространения, II. Наук. Думка. Киев. 376, 536.

ГОРБАЦЕВИЧ, Ф.Ф., ГОЛОВАТАЯ, О.С., СМИРНОВ, Ю.П. 2007. Кольская сверхглубокая скважина (СГ 3): новое в свойствах глубинных пород. *Геофизический журнал,* 3, 29.

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

КУЛИЕВ, Г.Г., ШИРИНОВ, Н.М. 2005. К определению второго порядка модулей упругости напряженных нелинейных изотропных сред. *Известия НАН Азербайджана. Науки о Земле*, 3, 10 – 16.

ПРОТОДЬЯКОНОВ, М.М., ТЕДЕР, Р.И., ИЛЬНИЦКАЯ, Е.И. и др. 1981. Распределение и корреляция показателей физических свойств горных пород: Справочное пособие. Недра. Москва. 192.

САФАРОВ, И.Б. и др. 1981. Анизотропия скорости поперечных волн в оливинсодержащих породах при давлениях до 15 кбар. *Изв. АН СССР. Физика Земли*, 9, 38-43.

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

© А.Д.Исмаил-Заде, Ф.Ф.Абдуллаев, 2010

РОССЫПИ ЗОЛОТА, ПЛАТИНЫ И ПРЕДПОЛАГАЕМЫЕ ИХ КОРЕННЫЕ ИСТОЧНИКИ В БАССЕЙНЕ РЕКИ КЮРАКЧАЙ (МАЛЫЙ КАВКАЗ)

А.Д.Исмаил-Заде[1], Ф.Ф.Абдуллаев[2]

1 - *Институт геологии НАН Азербайджана*
AZ1143, Баку, просп. Г.Джавида, 29А
arifismail@excite.com

2 - *Национальная Геологическая Служба*
Министерства Экологии и Природных Ресурсов
AZ1073, Баку, ул. Б.Агаева, 100А
faxraddin53@mail.ru

Среди аллювиальных отложений бассейна р. Кюракчай, наряду с известными россыпями золота, впервые установлены платиноиды. По результатам минералого-геохимических исследований изучены их типоморфные особенности и предположительно высказывается мнение о возможности их связи с золотосульфидным оруденением, приуроченном к дайкам габбро-диабазов. Последние возникли в процессе гибридизма при взаимодействии кислой гранитной магмы с погребенной аллохтонной гипербазитовой пластиной в основании мезозойского вулкано-плутонического комплекса.

Введение. Малый Кавказ является основной минерально-сырьевой базой полезных ископаемых Закавказья. Здесь поиски новых рудопроявлений и месторождений являются актуальными и нередко приводят к открытию новых типов минеральных ассоциаций, требующих установления их генетических параметров и промышленной значимости.

Исследованиями целого поколения геологов Кавказа, России и зарубежья, среди которых особая роль принадлежит геологам Азербайджана (М.А.Кашкай, Э.Ш.Шыхалибейли, Р.Н.Абдуллаев, Г.И.Керимов, М.М.Алиев, В.И. Алиев, Т.Г.Гаджиев, Р.К.Гасанов, Э.С. Сулейманов, Т.Н.Насибов, Г.В.Мустафаев, Ф.А.Ахундов, Д.М.Ахмедов, А. А. Байрамов, В.М.Бабазаде, А. Я. Насиров, А. Д. Исмаил-заде, А. А. Али-заде и др.) на территории азербайджанской части Малого Кавказа за период второй половины XX века установлено развитие в регионе цветных, черных и благородных металлов различных генетических типов.

В результате многолетних работ (1993-2005 гг.) одного из авторов этой статьи (Ф.Ф.Абдуллаев) в области изучения россыпной золотоносности аллювиальных отложений рек северо-восточного склона Малого Кавказа – в бассейне р. Кюракчай выявлена новая шлиховая ассоциация золота и платины, что не исключает возможности обнаружения здесь нового типа оруденения благородных металлов, в частности комплексного платинометального золото-сульфидного, чему и посвящена данная статья.

1. Коротко об истории изучения россыпного золота и платины на Малом Кавказе

Золото. На Малом Кавказе, в частности на территории Азербайджана, впервые наличие россыпного золота было констатировано Мусиным - Пушкиным в 1799 г. в районе губернии Казах.

В последующие годы данный регион и бассейны рр. Гошгарчай, Шамкирчай, Джагирчай и др. неоднократно исследовались Эйхвальдом (1802), Логиновым (1806-1807), Карпинским (ассоциация) и т.д.

В дальнейшем изучение коренного и россыпного проявлений золота получает определенное направление, в его изученности устанавливается 5 этапов, различающихся по уровню интенсивности проводимых работ и характеру исследований.

- I этап характеризуется сбором и обобщением Л. П. Юзбашевым имеющихся литературно-фондовых материалов (данных) по россыпной золотоносности рек Малого Кавказа за 1802-1875 гг. Результаты работ этого этапа и до него носили обзорный характер и

некоторое время оставались без внимания.

- II этап начинается с 1898 г. появлением статьи Н. Лебедева в издании Кавказского Горного Управления о золотоносности Кавказа и, в частности, Малого Кавказа. Несмотря на имеющиеся материалы, только в 1934 году М.М. Алиев, проводя полевые исследовательские работы в бассейнах названных выше рек, указывает на присутствие знаковых ореолов в их аллювиальных отложениях. В 1934-1935 гг. Р. П. Ржевым, Н. М. Бежанишвили по результатам аналогичных работ в бассейнах этих рек устанавливается золотоносность р. Гошгарчай и необходимость проведения старательских работ на россыпное золото. В 1935 году Р.Г.Султанов вновь указывает на промышленное содержание россыпного золота Гошгарчая, а вслед за ним россыпная золотоносность в бассейне этой реки изучается Т.В. Пятницкой.

Второй этап изучения россыпного золота завершается в 1940 году обобщением имеющихся данных в области геологоразведочных работ и исследованием четвертичных отложений более обширной территории Малого Кавказа.

- III этап, 1946-1966 гг. В этот период исследовательские работы наряду с центральной частью охватывают север – северо-западную и юг – юго-восточную части Малого Кавказа: бассейны рр. Дзегамчай, Товузчай, Гасансу, Акстафачай.

В 1947-1948 годах под руководством Р.Р.Барской исследуются бассейны р. Тертер, Кюракчай, вновь высказывается мысль об их россыпной золотоносности и даже предлагается в бассейне р. Кюракчай добыча россыпного золота старательским методом.

С 1960 года фронт поисковых работ распространяется на бассейны вышеуказанных рек (Сулейманов С. М., 1960-1962 гг.; Аликулиев Г.Г., 1962-1963 гг.; Эфендиев Б.Н., 1966 г и др.), и в 1966 году по материалам этих исследователей Н.Е. Гухман составляет карту россыпной золотоносности Малого Кавказа в масштабе 1:200000.

- IV этап, 1970-1990 гг. Работы этого периода носят всесторонний характер, т. к. наряду со шлиховой съемкой применяются также горно-проходческие и буровые работы. В период 1970-1974 гг. Н.А. Абдуллаевым изучается золотоносность четвертичных отложений рр. Зарчай, Соютлучай, Тутхун и определяются прогнозные ресурсы россыпного золота.

В 1982-1988 гг. А.М. Омаровым изучаются перспективы золотоносности песчано-гравийных отложений в действующих, строящихся и проектируемых карьерах Азербайджанской республики.

- V этап изучения золотоносности рек северо-восточного склона Малого Кавказа охватывает период установления независимости нашей республики. Начиная с 1993 года, Ф.Ф.Абдуллаевым (1993-1998; 1997-2005 гг.) в бассейнах вышеуказанных рек выделяются перспективные участки, подсчитываются запасы россыпного золота, определяется генетический тип и дается их минералого-геохимическая классификационная характеристика. В результате этих работ впервые на СВ склоне Малого Кавказа в бассейне р. Кюракчай обнаруживаются россыпные самородные минералы платины (Абдуллаев, Джафарова, 2003).

Платина. Изучение платины на Малом Кавказе начато не так давно, и по времени его условно можно разделить на три периода: а) 1913-1936гг.; б) 1946-1970гг. и в) с 2003 года по настоящее время.

Идея о возможности распространения металлов платиновой группы (МПГ) на Малом Кавказе появилась в 1913 году с обнаружением Л.К. Коньюшевским ультраосновных и основных пород – дунита, перидотита, пироксенита и пород габброидного состава в пределах верхнего течения Тертерчая (центральная часть Малого Кавказа).

В 1924 г. С.Й. Эйвазовым при исследовании серпентинитов северо-восточной части озера Гейча, вблизи селения Надеждино (ныне Шорджа) были обнаружены самородные минералы платины величиной 0,16 мм (Высоцкий, 1933).

В 1928 г. Геологическим Комитетом в адрес Комбината Азербайджанской Горной промышленности направляется письмо о присутствии минералов платиновой группы в дунитовых массивах верховьев р. Шамкирчай.

Второй период по исследованию МПГ на Малом Кавказе начинается с 1946 года работой С.М. Сулейманова, который в свою очередь указывает на присутствие платины в шлиховых пробах, отобранных из аллювиальных отложений реки Тертер.

В 1946-1947 гг. М.Р. Мамедьяров, проводя поисковые работы в бассейне этой реки, вновь обнаруживает платину в аллювиальных отложениях и в ультраосновных породах.

В 1947 году Р.Н. Абдуллаев, изучая основные и ультраосновные породы в верховьях рр. Шамкирчай и Дзегамчай, предлагает проведение геолого-поисковых работ на МПГ.

В 1950-60 годы возможное присутствие МПГ в офиолитовом комплексе обосновывается теоретически. В это время Ситковский И.Н. (1953), Сулейманов С.М. (1958), Р.Г.Гасанов, Т.А.Гасанов, К.С.Малютин и др. (1960) указывают на платиноносность гипербазитов Малого Кавказа.

В 1997 г. Ф.Ф. Абдуллаев, изучая россыпную золотоносность СВ склона Малого Кавказа – бассейн р. Кюракчай, наряду с золотом обнаруживает знаки платины. После чего расширяются поисково-исследовательские работы в бассейне этой реки и ее верхней части, предлагаются возможные коренные источники минералов платиновой группы.

2. Россыпные золото-платиновые минералы четвертичных аллювиальных отложений Кюракчайского бассейна

Река Кюракчай площадью бассейна 2080 км^2, длиной 108 км берет начало с СВ склона Муровдагского отрога Малого Кавказа и при северо-восточном направлении течения у с.Чайлы меняет русло на близвосточное, пересекая Кяпазскую синклиналь, Гей-Гельское поднятие, Агджакендский и Предмалокавказский прогибы.

Река с выходом из цирковой части образует узкие и высокие каньоны, что свидетельствует о быстром понижении базиса эрозии. В верховье река имеет большой уклон и быстрое течение, благодаря чему обломочный материал не задерживается здесь и сносится вниз, так что местами река течет по коренным породам.

По пути течения реки отложения рыхлого материала имеют нижеследующую схему развития. От водораздела до зоны окончательной аккумуляции рыхлых образований они скапливаются: в зоне первичной аккумуляции, вторичного скопления и в зоне окончательной аккумуляции. Эти зоны отличаются друг от друга тем, что вниз по течению реки рыхлые образования дезинтегрируются по гранулометрическому составу. При этом по объему скопления и для освобождения тяжелых металлов благоприятной является II зона.

В геологическом строении бассейна принимают участие вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы юры и мела, а также четвертичные образования (рис.1). Юрские отложения представлены в основном кварцевыми порфирами и их туфобрекчиями, туфами. В бассейне, кроме лавовых покровов кварцевых порфиров, также развиты их субвулканические разновидности, сохранившие первичный облик пород, и кварц-диоритовые, габбро-диабазовые породы соответственно в виде штокверка и даек (бассейн р. Бановшачай). Вулканогенные отложения базальтдацитовой формации развиты на территории Гей-Гельского поднятия и в пределах Агджакендского прогиба.

Меловые вулканогенные образования в пределах вышеназванного прогиба имеют наибольшее развитие в предгорных частях бассейна р. Кюракчай и представлены мелкообломочными туфами, туфопесчаниками, андезибазальтами, их лавовыми покровами со столбчатой отдельностью.

Четвертичные отложения получили довольно широкое распространение по мощностям и разновидностям, среди них аллювиальная фация рыхлых отложений наблюдается в русле, пойме и надпойменных террасах. Они главным образом состоят из валунно-галечников и отличаются хорошей промываемостью, окатанностью и россыпной золотоносностью с платиной.

Если присутствие ореолов золота в аллювиальных отложениях бассейна реки Кюракчай было известно раньше, то наличие платиновых минералов в четвертичных аллювиальных отложениях указанной реки впервые было установлено в 1997 году Ф.Ф.Абдуллаевым (Мусаев и др., 2004).

Область распространения золото-платиновых минералов соответствует бассейну среднего течения вышеназванной реки и ее левого притока Бановшачай. В среднем течении р. Кюракчай золото-платиноносными являются аллювиальные средне-верхнечетвертичные и современные аллювиальные отложения русла и поймы реки, а в бассейне ее притока – более молодые образования пойменного типа.

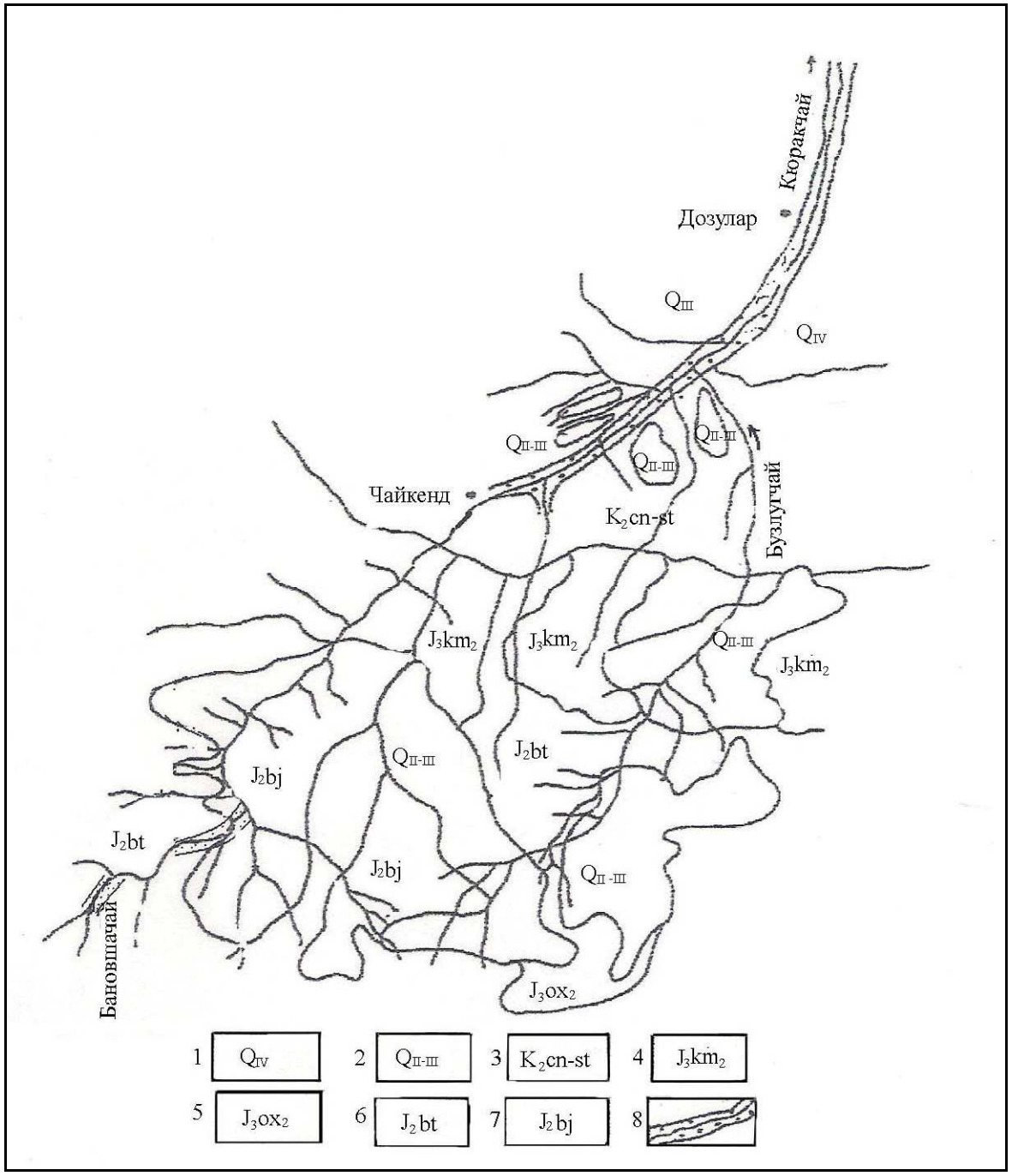


Рис. 1. Схематическая геологическая карта бассейна р. Кюракчай:

1 – Современные отложения. Аллювиальные валунно-галечники; 2 – Средне-верхнечетвертичные отложения. Аллювиально-пролювиально-элювиальные валуны, галечники, гравийники, супесь, суглинки; 3 – Верхний мел. Лавы андезибазальтов, туфы, туфопесчаники, пелитоморфные известняки, мергели; 4 – Верхнекиммериджский подъярус. Лавы андезитовых порфиритов, туфы, туфобрекчии, туфопесчаники; 5 – Верхнеоксфордский подъярус. Средне- и тонкослоистые окремненные известняки; 6 – Батский ярус. Туфобрекчии, туфоконгломераты, с обломками кварцевых порфиритов; 7 –Байосский ярус. Туфопесчаники, туфогравелиты, лавы кварцевых порфиритов и их субвулканы. Малые интрузивы кварцдиоритового и габбро-диабазового состава; 8 – площади распространения россыпных золото-платиновых минералов.

Средне-верхнечетвертичные отложения в пределах бассейна р. Кюракчай широко распространены в ее среднем течении, к северовостоку от с. Чайкенд по имеющимся I-II-III террасовым уровням, но относительное обогащение их золото-платиновыми минералами установлено на I уровне. Мощность отложений I уровня меняется в пределах 1,5-5 метров, разрез представлен почвенно-растительным слоем, супесью, гравием, галечниками, валунами средних, кислых редко основных пород. В основании разреза аллювиальных отложений залегают валунники с песчано-гравийно-галечниковым заполнителем, мощностью до 1,0 м.

Современные аллювиальные отложения в среднем течении р. Кюракчай относительно среднечетвертичных характеризуются наибольшим содержанием минералов тяжелой фракции в шлихах, в составе которой преобладают магнетит, титаномагнетит, пироксен, пирит, ильменит, гематит, барит, кварц и др. В знаках встречаются золото, платина, серебро, халькопирит, оливин, циркон, хромит и др.

Распределение золото-платиновых минералов в описываемых отложениях имеет нижеследующий характер. Обнаруженные платиновые зерна встречаются в единичных знаках в крупных по объему пробах, а золото встречается на 5-10 порядков выше, чем платина. Они приурочены к плотиковым и приплотиковым частям разреза, где преобладают валунники. Максимальная концентрация знаков золота и платины отмечается в ловушках в виде ям, трещин и карстоподобных полостей, где наблюдаются скопления галек окислов железа. В местах обнаружения золото-платиновых минералов также увеличивается количество магнетита, окисленного пирита и гематита.

Поступление золото-платиновых минералов на I террасовый уровень связано с размывом отложений II и III уровня, выступающих в роли коллекторов при размыве кислых и основных пород юрского, отчасти мелового возраста. Для золота поставщиком являются породы кислого состава (в виде метасоматитов), а для платины, возможно, – дайковый комплекс габбро-диабазового состава. Аллювиальные отложения II и III террасы характеризуются сходными, но не идентичными геологическими разрезами. В разрезе II уровня, в отличие от I, присутствует слой валунно-галечников и увеличивается мощность как отдельных пластов, так и уровня в целом (до 6-10 м). На III же уровне, где развиты среднечетвертичные аллювиальные отложения, отмечается чередование пластов, первых двух террас, и здесь установлен пласт гравийно-галечников. Мощность III уровня достигает 30 м. Во всех случаях нижние части разрезов состоят из валунно-галечников и валунников. В составе заполнителя присутствуют пески, песчано-гравийники. В разрезах наблюдается средняя сортировка рыхлых образований. Окатанность обломков соответствует II-III классу по А.В. Хабакову. Петрографический состав обломков неоднороден и в наименьшем количестве встречаются обломки габброидов, кварцевых метасоматитов, а в целом преобладают андезибазальт, риодацитовые разности пород.

В минералогическом отношении золото-платиноносные аллювиальные отложения среднего течения р. Кюракчай характеризуются пирит – гематит – ильменитовой ассоциацией тяжелой фракции шлихов, содержание пирита в которых составляет 10-25, ильменита 5-20, гематита 40-60%. Магнитная фракция состоит из магнетита (до 80%) и титаномагнетита (до 20%). В малом количестве присутствуют самородные металлы, окислы ряда металлов и породообразующие минералы.

3. Минералого-геохимическая характеристика и типоморфные особенности золото-платиновых минералов бассейна реки Кюракчай

Самородное золото. Исследованию подвергалось золото из карстообразной ямы (ловушки) общей массой 1033 мг. Причиной исследования такой массы золота из карстообразной ямы послужила вероятность попадания различных золотинок (по типоморфизму, составу и т.д.) в яму как в улавливатель. Результаты ситового анализа золота приведены в таблице 1.

Как видно из таблицы, в массе преобладают золотинки крупнее 1 мм, которые составляют более 50%. Они представлены в основном массивными толстопластинчатыми частицами с обмятыми фестончатыми, за-

вальцованными краями, с неровной ямчатой поверхностью, на которой отмечаются следы деформации в виде параллельной штриховки. Встречаются изометричные идиоморфные частицы с включениями кварца и комковидно-губчатые образования с налетом ртути. Идиоморфные выделения наблюдаются в подчиненном количестве и представлены округлыми кристаллами и их сростками, а также простыми стволовыми и скипетровидными дендритами (рис. 2).

Золотинки крупных классов сравнительно окатаны и относятся к классу средней окатанности, среди более мелких разностей чаще встречаются полу- и плохоокатанные частицы. Они значительно уплощены, и большая часть их имеет коэффициент уплощенности 8-15.

Таблица 1

Результаты ситового анализа золотин из карстообразной ямы в бассейне реки Кюракчай

Место отбора	Общая масса, мг	Класс крупности									
		+2		-2+1		-1+0,5		-0,5+0,25		-0,25+0,1	
		мг	%	мг	%	мг	%	мг	%	мг	%
Ловушка	1033	453	43,8	136	13,2	263	25,5	30	12,5	51	5,0

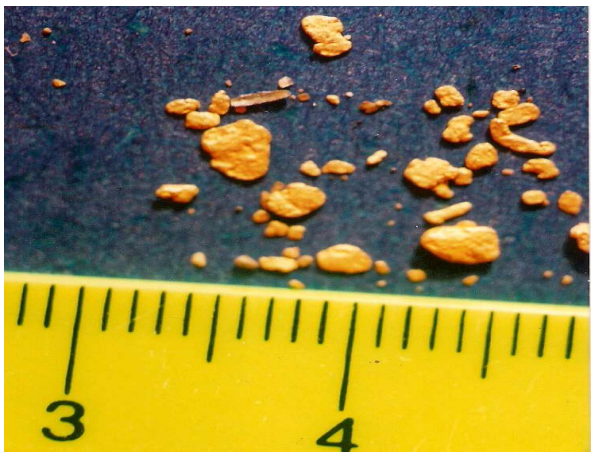


Рис. 2. Россыпное золото среднего течения бассейна р. Кюракчай

Химический состав золота по данным микрорентгеноспектрального анализа*: край не неоднороден: отчетливо выделяется золото с пробой 91,72-94.4 % в массе, концентрация серебра в котором не превышает 6,5-4,0 % в массе; низкопробное золото с 80,95 % в массе Au и 16,85 % в массе Ag; еще более низкопробное золото с 68,36 % в массе Au и 29,22 % в массе Ag (Гасанов, Абдуллаев, 2004).

Помимо собственно золота, присутствуют амальгамы золота с содержанием Au 52,57 % в массе и Hg – 41,32-47,33 % в массе, что отвечает стехиометрическому соединению состава Au_5Hg_4 (таблица 2).

Исследование одной из золотин более серебристого цвета методом оже-спектроскопии показало ее соответствие амальгаме серебра. На рис. 3 оже-спектра видны отчетливые пики серебра и ртути. Атомные отношения Ag/Hg для приповерхностного слоя равно 2,4, что в пересчете на % в массе составляет 56,8 % в массе Ag и 43,2 % в массе Hg.

На поверхности амальгамы присутствует слой хлорида серебра нестехиометрического состава: атомное отношение Ag/Cl равно 0,5 (рис.4). Встречаются также участки, где фиксируются только хлор и углерод.

Состав элементов примесей в золоте по данным спектрального количественного анализа характеризуется постоянным присутствием теллура (0,0035-0,009 % в массе) и относительно высокой концентрацией меди (0,1-0,003 % в массе).

Остальные примеси существенно различаются в зависимости от формы выделения частиц; для массивных золотин характерны только вышеотмеченные примеси, для губчатых – более разнообразный их состав (высокая концентрация ртути, присутствие висмута (0,002-0,01% в массе) и спорадическое распространение свинца и сурьмы (таблица 3).

* анализы золота и платины произведены аналитиком В. Гурьяновым в г. Москве в Центральной лаборатории ЦНИГРИ, а заключение дано старшим научным сотрудником института к.г.м.н. С.В.Яблоковой.

Таблица 2

Химический состав золотин по данным локального микрорентген-спектрального анализа

№№ зерен	Химический состав в массе, %						Примечание
	Au	Ag	Mg	Sb	Cu	Сумма	
1	2	3	4	5	6	7	8
1	58,39	0,06	41,32	0	0	99,77	кайма
2	52,57	0,10	47.33	0	0	100,0	центр
2	98,76	0,79	0,21	0	0	99,76	«»
2	97,32	1,40	0,29	0,04	0	99,05	«»
2	58,00	0,11	42,37	0	0	100,48	включение
2	56,91	0,03	42,59	0	0	99,53	«»
2	56,08	0	42,58	0	0	98,06	кайма
4	93,59	6,25	0,06	0	0	99,90	центр
4	96,84	2,68	0,23	0	0	99,75	край
5	68,36	29,22	0,19	0	0	97,77	центр
5	97,56	0,68	0,07	0	0	98,31	краай
6	80,95	16,85	0,41	0	0	98,21	«»
7	94,40	4,03	0,14	0,05	0	98,62	центр
7	97,76	0	0,39	0	0	98,15	кайма
8	92,32	6,86	0,08	0,01	0,02	99,29	«»
8	91,75	6,47	0	0	0	98,22	«»

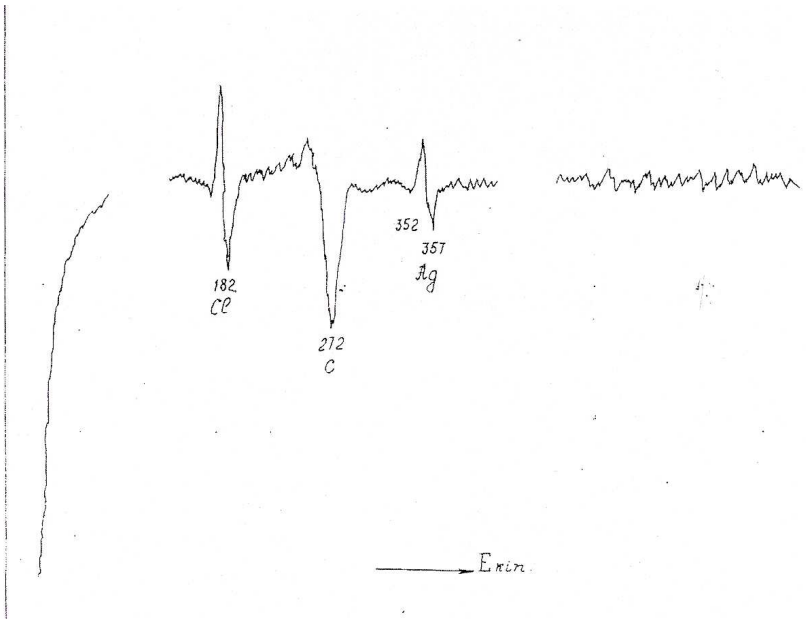


Рис. 3. Оже-спектр амальгамы серебра

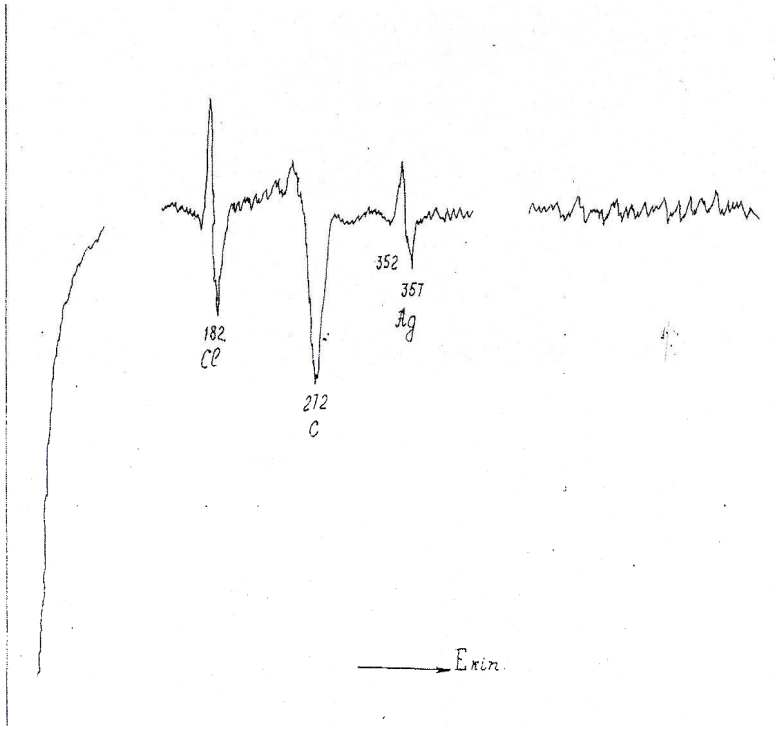


Рис. 4. Оже-спектр пленки хлорида Ag на поверхности амальгамы Ag

Таблица 3

Состав элементов-примесей в золоте по данным спектрального количественного анализа

№№п/п	Элементы примеси	Массивная частица, кл.+0,1	Губчатая частица, кл.+ 0.25	Губчатая частица, кл.+1	Массивная частица, кл+1
1	Bi	-	0,01	0,0002	-
2	Cu	0,03	0.01	0,010	0,01
3	Fe	-	-	-	-
4	Hg	-	1,0	1.0	-
5	Мп	-	-	-	-
6	Рв	-	-	0,002	-
7	Sb	-	0,0006	-	-
8	Te	0,0035	0,0006	0.004	0009

При изучении внутреннего строения золотин удалось установить, что амальгама состава Au_5Hg_4 образует как пленки на поверхности золотин, так и включения, а также самостоятельные выделения сложного колломорфного строения.

Выделения золота с пробой 900-940 имеют монозернистое, иногда пятнисто-неоднородное строение. Монозернистое, неясно-зональное строение характерно также для низкопробного золота.

Более сложное строение имеют золотины губчатого вида, в которых отчетливо фиксируется раннее низкопробное золото, подвергшееся дезинтеграции и залеченное поздним низкопробным золотом.

Гипергенные преобразования золота проявлены в виде межзерновых высокопробных прожилков в мелкозернистых агрегатах или высокопробных кайм.

По проведенным исследованиям наблюдаются две разновидности золотин из аллювия реки Кюракчай. Одна – массивная комковидная, или идиоморфная (кристаллы и

дендриты), с относительно высокой пробой (900-940), примесью теллура и меди, преимущественно монозернистым строением, отличается значительной степенью окатанности. Другая – губчатая, в срастании с мелкими зернами кварца, более низкопробная, в которой, помимо меди и теллура, присутствуют ртуть и висмут, а также спорадически сурьма и свинец. Эта разновидность отличается признаками глубокого эпигенетического преобразования, сопровождающегося грануляцией и последующим залечиванием межзерновых промежутков низкопробным золотом. Для последнего золота характерна меньшая степень окатанности.



Рис. 5. Платиновые минералы из аллювия среднего течения р. Кюракчай

Платина. Минералы платиновой группы мелко-средних (0,25-2,0 мм) размеров представлены слабоокатанными зернами стально-серого цвета, имеют лепешковидную, пластинчатую, каплевидную форму (рис. 5).

Поверхность зерен неровная, мелкоямчатая и редко гладковатая, блеск металлический, от сильного до среднего, магнитность очень слабая или же отсутствует. По данным рентгено-спектрального микроанализа зерна представляют собой ферроплатину с примесью палладия и родия (таблица 4). Данные оже-спектроскопии поверхности платины свидетельствуют о наличии пленочной амальгамы. В спектре поверхности образца присутствуют пики Pt, Hg, C, Ca, O (рис. 6).

После 20-ти минутного травления заметно уменьшается интенсивность пика углерода, значительно увеличиваются пики платины и ртути, немного уменьшается пик кислорода и появляются пики железа (рис. 7).

Атомные содержания Pt, Hg и Fe для данной точки анализа составляют соответственно 37,2; 47,7 и 15,1. При дальнейшем травлении пик ртути исчезает, пики железа и кислорода остаются (рис. 8). Исходя из полученных данных, можно сказать, что исследуемые образцы являются железистой платиной с сильно амальгамированной поверхностью.

Небольшой объем проведенных исследований не позволяет однозначно решить вопрос об отношении описываемых платиновых минералов к определенному типу оруденения.

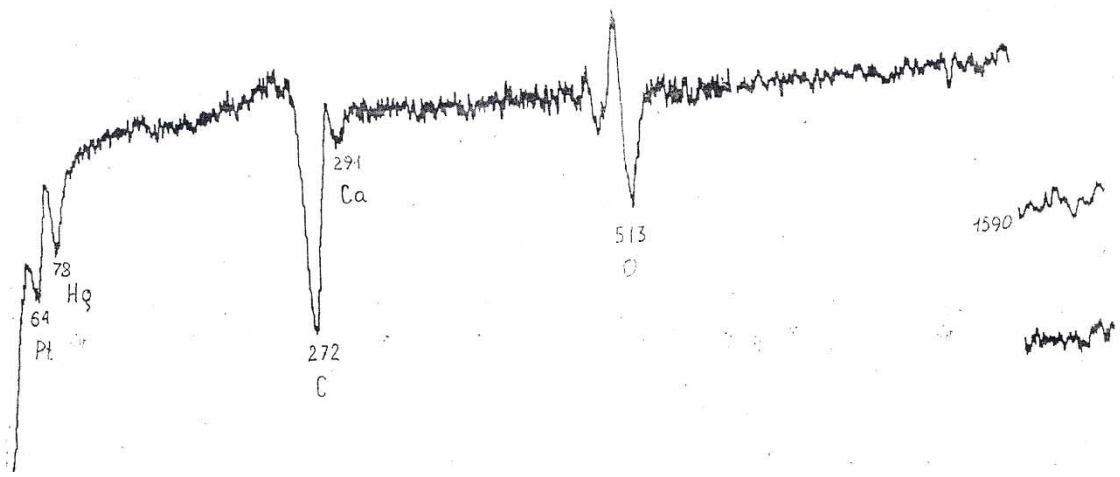


Рис. 6. Оже-спектр поверхности зерен платины (пики Pt, Hg, C, Ca и O)

Таблица 4

Микрорентген-спектральный анализ платины

№№	Зерна / Элемент	1,0мм	0,25мм
1	Os	0,442	0,451
2	Ir	0,627	0,442
3	Pt	89,179	88,985
4	Rh	1,654	1,794
5	Ru	0,000	0,000
6	Pd	1,383	1,319
7	Cu	0,473	0,557
8	Fe	6,554	6,460
9	Ni	0,042	0,051
	Сумма:	100,354	100,059

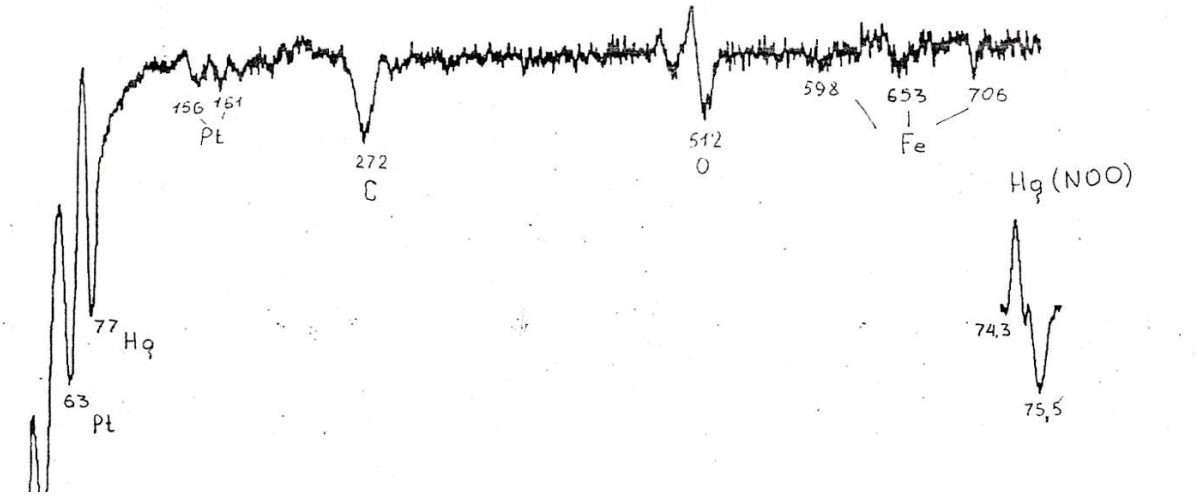


Рис. 7. Оже- спектр поверхности зерен платины (характер изменения пиков C, Pt, Hg, O и Fe)

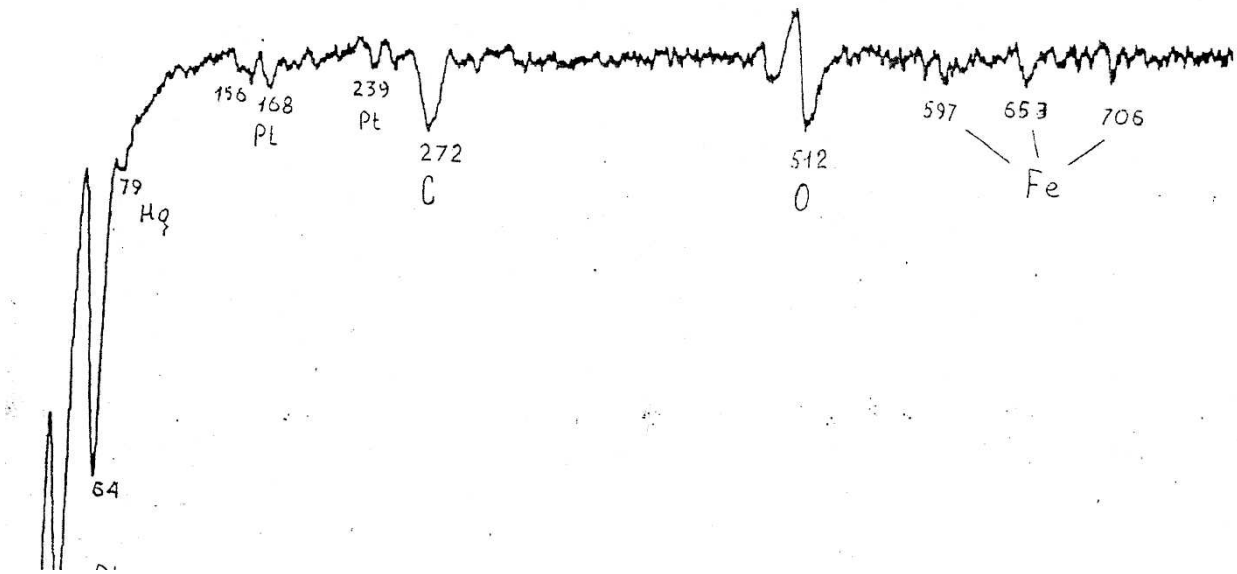


Рис. 8. Оже-спектр поверхности зерен платины (пики Hg, Fe и O)

Тем не менее, различный характер золота, платины и разнообразный набор самородных минералов, присутствующих в россыпи (амальгамы серебра, золота и платины), свидетельствуют о разнообразии источников ее питания (Нестеренко, 1991).

Таким образом, сложные процессы эпигенетических преобразований золота, залечивание его более поздним низкопробным золотом, которое, очевидно, ассоциирует с выделением серебристых амальгам, позволяет говорить о проявлении позднего золото-серебряного оруденения, сопровождающегося повышенными концентрациями ртути. Присутствие в этой ассоциации хлоридов серебра подтверждает представление об активном, многократном перераспределении золота в рудах. Слабая окатанность более низкопробного губчатого золота позволяет предполагать его близкую связь с коренным источником, расположенным в бассейне р. Карабулагсу. Источники же поступления высокопробного золота и платины удалены на значительное расстояние, которому соответствует вновь обнаруженное Бановшачайское рудопроявление с золото-платиновой минерализацией.

4. Бановшачайское рудопроявление с золото-платиновой минерализацией

Это рудопроявление, имея около 4 кв. км площади, расположено в истоках бассейна реки Бановшачай, являющейся левым верхним притоком р. Кюракчай (рис. 1, 9).

Участок проявления сложен лаво-пирокластическими образованиями нижнего байоса, которые прорваны интрузиями в виде даек и штокообразных тел верхнебайосского возраста. Дайки имеют габбро-диабазовый, а штокообразные тела – кварц-диоритовый составы.

Пирокласты состоят из туфопесчаников и туфов андезит-, базальт-, андезит-базальтового составов на площади около 60% (Абдуллаев и др., 1988).

Габбро-диабазовые породы даек сложены из вкрапленников моноклинального пироксена и из основного плагиоклаза (лабрадора). В них встречаются мелкие и тонкие трещины. В породе наблюдаются хлоритизация и кальцитизация. Основная масса состоит из пироксена и плагиоклаза.

Дайки габбро-диабазов – северо-восточного простирания, мощностью 1-10 м и более, с видимой протяженностью от 50-100 до 200 м и более. В них развиты многочисленные трещины в различных направлениях (рис. 10).

Кварцевые диориты штокообразных тел состоят из вкрапленников плагиклазов, амфиболов и биотита. Плагиоклаз (андезин) частично пропилитизирован, катаклазирован. Амфибол имеет зеленый, буро-зеленый цвет, в удлиненных формах с плеохроизмом.

Оруденение представлено жилами, прожилковыми, вкраплено-гнездовыми и шлировыми типами, и они большей частью приурочены к габбро-диабазовым дайкам. При этом если последние два типа встречаются в массе пород, то первый главным образом наблюдается в трещинах в виде жил, мощностью до 1 см. Максимальное оруденение наблюдается в глубоких горизонтах участка, где вскрыты глубокие реликты даек (рис. 11). Минеральная ассоциация в них представлена титаномагнетитом, магнетитом, ильменитом, сфеном, апатитом, сульфидами железа, меди, кобальта. В краевых, центральных и глубоких горизонтах габбро-диабазовых даек выделяются зоны повышенной вкрапленности сульфидов, представленных пиритом, халькопиритом, блеклыми рудами, пирротином, борнитом, сфалеритом, галенитом, магнетитом, ильменитом, лимонитом, кобальтином и бровоитом.

Пирит своеобразной конфигурации в пространстве имеет широкомасштабное развитие и образует агрегаты неопределенной формы. По данным минераграфического анализа аншлифов размеры агрегатов меняются в пределах 0,01-0,02 до12-15 мм при количестве 1,1-1,5 – 2,5-3,0%. Крупные агрегаты пирита с халькопиритом образуют катакластические или же взаимосвязанные структуры. Обычно пустоты, имеющиеся в пирите, заполнены халькопиритом. Иногда по трещинам наблюдается замещение пирита гетитом и гидрогетитом. Кристаллы пирита встречается редко.

Халькопирит в породе встречается неравномерно, в виде скоплений и после пирита имеет наибольшее распространение. Этот минерал наблюдается в виде крупных агрегатов величиной до 0,3 мм в количестве от 0,5-0,6 % до 2,5-3,0% и в основном образует аллотриоморфные зерна. Во многих случаях образует катакластическую структуру с пиритом.

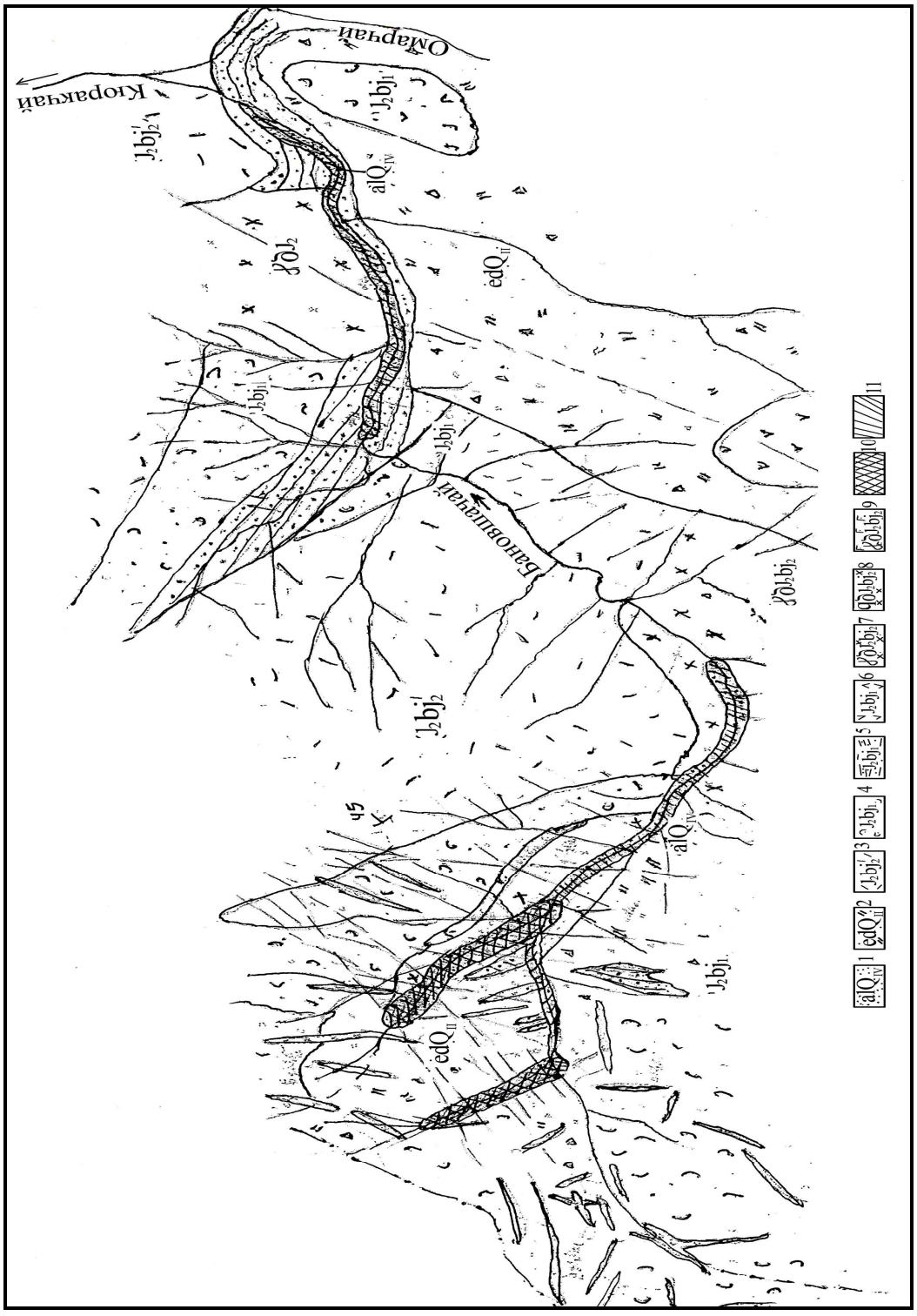


Рис. 9. Схематическая геологическая карта бассейна р.Бановаршаай

1 – аллювиальные отложения; 2 – аллювиально-делювиальные отложения; 3 – риодациты и их туфы, туфоконгломераты, туфопесчаники; 5 – песчаники; 6 – андезиты, андезибазальты; 7 – горнблендовые диориты; 8 – кварцевые диориты; 9 – габбро-диабазы; 10 – участки распространения платинометального золото-сульфидного оруденения; 11 – участки распространения россыпных ореолов золота и платины.



Рис. 10. Наблюдаемые трещины в одной из даек.



Рис. 11. Реликты жильно-, прожилково-оруденелых даек

С другой стороны, в скоплениях также наряду с халькопиритом присутствует сфалерит.

Сфалерит в виде мелких агрегатов встречается часто. Этот минерал обычно образует субграфические структуры с тетраэдритом и галенитом. Размеры – до 0,15 мм. Находятся в количестве от 0,3 до 3,0%.

Блеклые руды состоят из тетраэдрита и распространены неравномерно. Тетраэдрит образует своеобразные аллотриоморфные зерна и изометрические кристаллы. В большинстве случаев наблюдается в ассоциации со сфалеритом и образует субграфическую структуру. Размеры минералов тетраэдрита

достигают 0,1-0,4 мм. В образце максимальное содержание доходит до 35 %.

Магнетитовые минералы встречаются в количестве 2,5-4,0% с размерами зернистых агрегатов 0,5 мм. Очень мало встречаются в виде кристаллов.

Галенит встречается в относительно малом количестве (до 10%) и наблюдается в виде аллотриоморфных зёрен.

Ильменит наблюдается в количестве до 3,0 %, образуя своеобразные идиоморфные кристаллы или же аллотриоморфные зерна размерами до 0,2 мм в ассоциации с магнетитом.

Лимонитовые выделения наблюдаются размером до 0,2 мм и образуют с магнетитом твердые эмульсионные структуры.

Пирротин образует крупные зерна размером 0,1-1,5мм, а иногда 0,6х0,7 мм и встречается в количестве 1,0-5,0%.

Кобальтин обнаруживается до 0,1 % размером 0,01-0,15 мм. Он образует идиоморфные изометрические кристаллы, редко аллотриоморфные агрегаты. Кристаллы состоят из октаэдров.

Бровоит встречается в наименьшем количестве и имеет размеры 0,04-0,05мм.

Золото. Наряду с перечисленными выше минералами в аншлифах наблюдались самородные золотинки размером 0,05-0,07 мм. Они встречаются в виде кристаллов пентагонэдрического габитуса в ассоциации с кварцем и имеют высокую способность отражения.

Состав сульфидных руд в дайках следующий (масс. %): никеля – 0,13; меди – 0,3; кобальта – 0,046; серы – 3,2. Установлено, что в отношении благородных металлов они специализированы (из определяемых) на платину, палладий и золото соответственно с максимальным содержанием (г/т): 0,051; 0,017 и 1,4 и более. Основная особенность распределения платины и золота в рудах заключается в их тесной связи с местами концентрации сульфидов в габбро-диабазах, что подтверждается результатами пробирно-спектрального анализа (таблица 5).

Таблица 5

Результаты пробирно-спектрального анализа пород

№ п/п	Породы	Индекс и № пробы	Содержание										Прим. (лабор. произ. анализ)
			ppm								%		
			Pt	Pd	Au	Си	Ni	Co	As	Cr	Fe	S	
1	Габбро-диабаз	AF-1	0,014	0,011	0,4	Не определен							ХТЛ Тул-НИГП
2	«»	AF-2	0,028	0,017	0,8	«»							«»
3	«»	AF-18	0,051	0,007	0,4	«»							«»
4	«»	AF-19	0,016	0,013	1,4	«»							«»
5	«»	AF-22	0,032	0,013	1,2	«»							«»
6	Кварц-диорит	133	0,016	0,010	0,003	55	90	35	30	288	3,5	0,20	ALS Chemes
7	«»	137	Не определен			92	127	55	19	597	6,84	0,56	«»
8	«»	139	<0,005	0,002	0,001	65	14	17	8	65	11,7	0,82	«»
9	«»	141	Не определен			98	5	8	5243	8	6,73	0,62	
10	«»	144	0,009	0,016	0,002	308	59	36	20	268	11,07	3,21	«»
11	«»	146	Не определен			214	62	38	8	257	10,42	2,55	«»
12	«»	147	0,009	0,019	0,005	158	67	46	8	316	9,06	1,88	«»
13	«»	149	Не определен			104	15	16	6	24	5,64	1,27	«»
14	«»	151	0,015	0,026	0,002	69	129	40	9	367	5,60	0,04	«»

Несмотря на различный состав даек и штокверковых пород, соответственно габбро-диабазовый и кварц-диоритовый, сульфидная минерализация присутствует в обоих составах пород. При этом в первых доминирует халькопирит, пирротин, а во вторых – пирит, блеклая руда. Следует отметить, что по результатам минераграфического анализа обоих типов пород в аншлифах обнаружены самородное золото размером 0,05-0,07 мм в виде кристаллов пентагондодекаэдрического габитуса, при этом они большей частью тяготеют к кварц-диоритовым породам.

В отношении определения россыпеобразующей способности пород, слагающих дайки и штокверки и находящихся в них руд, была предпринята попытка оценить россыпеобразующую способность проявления в целом.

Проявления пересечены современной речной сетью, и опробование аллювиально-делювиальных отложений их пойменной части шлиховым методом позволило выявить россыпные ореолы золота и платины.

Интересно и закономерно то, что с приближением к площади распространения вышеуказанных интрузивных пород уменьшается степень (класс) окатанности самородных минералов золота и платины. На рисунке 12 показаны зёрна золота и платины в порядке приближения к рудопроявлению. Ближе к рудопроявлению даже обнаружен октаэдрический облик кристаллов платины и нулевой класс окатанности золота. Это подтверждает присутствие золото-платины в рудах, находящихся на описанным выше участке.

Выводы

Анализ полученных данных указывает на присутствие в Бановшачайском участке ряда общепринятых критериев и признаков формирования комплексного платинометального золото-сульфидного оруденения: магматических – присутствие рудоносных интрузивов габбро-диабазов и кварц-диоритов; тектонических – наличие сопряженных разломов; признаками являются: а) термальные контакты с вмещающими породами, указывающие на глубинные условия проявления процесса рудогенеза; б) дайковая серия пород габбро-диабазов и кварц-диоритов с различным соотношением в них благородных металлов; в) присутствие самородных россыпных ореолов в районе нахождения оруденения (Белевцев, 1961; Гурская, 1984).



а)



б)

Рис. 12. Степень окатанности зерен золота и платины из Бановшачайской россыпи;
а) золото; б) платина

Полученные результаты: коренной источник-россыпь, соответственно обнаруженные в них элементы – Pt, Au, Cu, Ni, Co, Fe, S и самородные минералы золота и платины указывают на присутствие в Бановшачайском бассейне комплекса золото-сульфидного оруденения с платиной (Билибин, 1956).

Исследуемый объект располагается в юго-западной водораздельной части Лок-Гарабагской зоны, где развиты преимущественно базальт-андезит-риолитовые образования средней юры (байос), прорванные дайками габбро-диабазов. По составу дайки габбро-диабазов не сопоставимы с развитыми в районе магматическими комплексами, а в плане они обособлены от крупных интрузивных тел габброидов и гранитоидов. Все это дает основание считать их самостоятельными малыми интрузивами, аналогичными выделенным Ф.К.Шипулиным для Дашкесанского интрузива (IV фаза) (Шипулин, 1968).

Тектоническая обстановка в районе, обусловившая пространственное обособление

гранитоидных интрузивов и даек габбро-диабазов, не исключает возможности их образования из самостоятельных магматических источников. Согласно исследованиям М.А.Кашкая, Ф.К.Шипулина, формирование всех мезозойских магматических образований данной зоны тесно связано с магмой основного состава, однако «….породы самостоятельных малых интрузивов не могут рассматриваться в качестве дифференциатов гранитоидных интрузий….»(Кашкай, 1965).

Парадоксальность в интерпретации указанных процессов объясняется новыми данными по геодинамике этого региона. По ряду геолого-геофизических данных в регионе под мезозойским вулканогенным комплексом установлено присутствие аллохтонной палеозойской офиолитовой пластины, залегающей на кристаллическом доюрском основании (Исмаил-Заде, 2006).

Возможно, в процессе формирования мезозойской палингенной гранитоидной магмы и последующего взаимодействия её с расположенной выше офиолитовой аллохтонной пластиной образовалась гибридная магма, основополагающая для всего мезозойского вулкано-плутонического комплекса Малого Кавказа. Гибридный характер мезозойских вулканитов этой зоны отмечается всеми исследователями. Нашими исследованиями предполагается возможная связь данных габбро-диабазов с расплавами, возникшими в процессе плавления аллохтонной офиолитовой пластины с характерной для последних металлогенической специализацией на установленный комплекс элементов (Исмаил-Заде, 2009).

Независимо от точек зрения на генезис рудоносных габбро-диабазовых даек при распространенности их в бассейне р. Бановшачай и наличие шлиховых ореолов золото-платиновой минерализации, намечаются весьма благоприятные условия для выявления комплекса золото-сульфидного оруденения с платиной.

Результаты позволяют: а) ориентировать дальнейшие геологоразведочные работы на изучение комплексного платинометального золото-сульфидного оруденения и определение промышленного значения Бановшачайского рудопроявления; б) выявить региональные и локальные закономерности размещения коренного комплексного платинометального оруденения и россыпей; в) ориентировать дальнейшие работы по выявлению коренных ореолов золота и россыпного золота и платиноидов в пределах северо-восточного склона Малого Кавказа, в первую очередь в верховьях бассейнов рр. Дзегамчай и Шамкирчай.

ЛИТЕРАТУРА

АБДУЛЛАЕВ, Ф.Ф., ДЖАФАРОВА, Т.В. 2003. Геоморфологическое строение и россыпная золотоносность долины р. Кюракчай. *Билги*, 3, 77-82.

АБДУЛЛАЕВ, Р.Н., МУСТАФАЕВ, Г.В., МУСТАФАЕВ, М.А. и др. 1988. Мезозойские магматические формации Малого Кавказа и связанные с ними эндогенные оруденения. Элм. Баку. 17-43.

БИЛИБИН, Ю.А. 1956. Основы геологии россыпей. Изд-во АН СССР. Москва. 42-44.

БЕЛЕВЦЕВ, Я.Н. 1961. Структурные условия образования рудных месторождений. Изд. АН УССР. Киев. 89-92.

ВЫСОЦКИЙ, Н.К. 1933. Платина и районы ее добычи. Изд. АН СССР. Ленинград.18-20.

ГАСАНОВ, С.Н., АБДУЛЛАЕВ, Ф.Ф. 2004. Типоморфные особенности россыпного золота бассейна реки Кюракчай. *Билги*, 4, 96-99.

ГУРСКАЯ, Л.И. 1984. Платинометальное оруденение стиллуотерского типа и критерии его прогнозирования. Всесоюз. Ордена Ленина науч.-исслед. Геол. ин-т им А.П. Карпинского. Ленинград. 73-81.

ИСМАИЛ-ЗАДЕ, А.Д. 2006. Петрологическая интерпретация процесса гибридизма в мезозойских гранитоидных интрузивах Малого Кавказа. *Изв.НАНА. Науки о Земле*, 2, 9-19.

ИСМАИЛ-ЗАДЕ, А.Д. 2009. Биполярная сопряженность вулкано-плутонических и офиолитовых поясов на Кавказе. *Изв. НАНА. Науки о Земле*, 1, 40-53.

КАШКАЙ, М.А. 1965. Петрология и металлогения Дашкесана. Недра. Москва. 888.

МУСАЕВ, Ш.Дж., КАЗЫМОВ, Т.М., АБДУЛЛАЕВ, Ф.Ф. 2004. Платиновые минералы четвертичных отложений Кюракчайского бассейна. *Билги*, 3, 68-72.

НЕСТЕРЕНКО, Г.В. 1991. Прогноз золотого оруденения по россыпям. Наука СО. Новосибирск. 73-79.

ШИПУЛИН, Ф.К. 1968. Интрузии и рудообразование (на примере Дашкесана). Наука. Москва. 209.

От редакции: статья печатается в порядке дискуссии

© М.А.Багманов, 2010

ЯРУСНОЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЕ СУМГАЙЫТСКОЙ СВИТЫ И ГОВУНДАГСКОЙ ТОЛЩИ ЮГО-ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА*

М.А.Багманов

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

Сумгайытская свита подразделяется на зеландский и танетский яруса палеоцена, говундагская толща – на ипрский, лютецкий, парадашский и приабонский яруса эоцена. Нецелесообразно использовать бартонский ярус, который, покрывая верхнюю часть лютецкого яруса, парадашский ярус среднего эоцена и весь верхний эоцен, достигает нижнего олигоцена. Он лишен нуммулитов, планктонных фораминифер, наннопланктона и т.д. Зона *Globigerapsis semiinvoluta* совместно с *N.milllecaput* венчает парадашский ярус, не входит в зону fabianii, а подстилает её. Сумгайытская свита и говундагская толща впервые сопоставляются с одновозрастными свитами Южного Кавказа.

Отложения сумгайытской свиты и говундагской толщи принимают широкое участие в геологическом строении Абшеронского полуострова, Шамаха-Гобустанского и Прикаспийско-Губинского регионов.

В связи с крупнейшими месторождениями углеводородов все отложения фанерозоя, слагающие Абшеронский полуостров и прилегающие регионы, в течение более века целенаправленно исследованы: установлены местные стратиграфические единицы (свиты, толщи, горизонты, пачки и пр.), составлены крупномасштабные геологические карты, определены нефтеносные горизонты, изучен вещественный состав отложений послойно снятых разрезов, тщательно исследованы ископаемые остатки организмов и т.д.

Из числа корифеев науки, исследовавших эти отложения, можно указать В.В.Вебера, Д.В.Голубятникова, И.М.Губкина, В.В.Меннера, В.Е.Хаина, Н.С.Шатского и др. Благодаря кропотливым работам названных авторов, нижнепалеогеновые отложения подразделены на сумгайытскую свиту и говундагскую толщу, оконтурены районы их развития и произведено соответствующее подразделение на подсвиты и горизонты. Ранее сумгайытская свита относилась к палеоцену, а говундагская толща к эоцену, которые, однако, не были подразделены на ярусы. Среди

---

* ***От рецензента***

…Автор претендует на приоритет в создании схемы ярусного расчленения сумгайытской свиты и говундагской толщи Юго-Восточного Кавказа, хотя все это описано в монографии «Корреляционная схема палеогена Азербайджана» (К.А. Ализаде, А.А.Ализаде, Алиюлла и др., 1989) и работе Ш.А.Бабаева (1997).

Новым в схеме М.А. Багманова является отнесение среднего говундага и нижней части верхнего говундага к парадашскому ярусу, а верхней части верхнего говундага к приабонскому ярусу (рис.1), т.е. парадашский ярус принимается автором в объеме микрофаунистических зон *Acarinina rotundimarginata, Globigerina turkmenika, Globigerapsis semiinvoluta*.

В своих публикациях и выступлениях М.А. Багманов настаивает на неприменимости бартонского яруса и взамен него предлагает ввести парадашский ярус, как наиболее подходящий. Но анализ фактов показывает, что зона *Acarinina rotundimarginata* относится к верхней части лютецского яруса, зона *Globigerina turkmenika* соответствует бартонскому, а зона *Globigerapsis semiinvoluta* – приабонскому ярусам. Таким образом, введение парадашского яруса в ярусную схему расчленения не только нецелесообразно, но и явно ошибочно. Введение такого «яруса» в схему ярусного расчленения палеогена внесет путаницу в ведении стратиграфических работ.

фанерозойских отложений только палеогеновые – отложения сумгайытской свиты, говундагской толщи и майкопской серии пород не были подразделены на ярусы (снизу вверх). Нужно подчеркнуть, что в связи со сложностью решения этой проблемы палеогеновые отложения Азербайджана в целом до исследований автора настоящих строк (Багманов, 1980) не были подразделены на ярусы и не была предпринята попытка ярусного подразделения этих отложений даже после принятия шкалы соседней Крымско-Кавказской области. Сумгайытская свита соответствует палеоцену без дания и по литологическим признакам подразделяется на нижний и верхний сумгайыт, а говундагская толща, которая охватывает все четыре яруса эоцена, подразделяется на нижний, средний и верхний говундаг. Эти местные стратиграфические единицы по цвету, литологии и характеру наслоения легко отличаются друг от друга, что облегчает проведение геологических работ. Однако, с одной стороны, не скорректировано соответствие частей сумгайытской свиты и, в особенности говундагской толщи, ярусам палеоцена и эоцена соответственно, а с другой – по литологическим признакам невозможно сопоставлять ритмично чередующиеся разноцветные глины и песчаники этих местных единиц с одновозрастными вулканогенными, вулканогенно-осадочными образованиями Малого Кавказа, Куринской депрессии и Талыша, где периодически происходили супермощные вулканические извержения. Казалось бы, наличия богато представленных остатков планктонных фораминифер (Агаларова, Джафаров, 1939; Халилов,1962) было вполне достаточно для зонального и ярусного расчленения вмещающих их отложений. Однако внимание исследователей было ориентировано на определение возраста свит, толщ, горизонтов и их частей и на сопоставление главным образом с горизонтами палеогена Северного Кавказа, стратиграфическое положение которых в общей шкале было неясным. Необходимо подчеркнуть, что палеогеновая фауна Азербайджана, которая заключает в себе нуммулитиды, планктонные фораминиферы, наннопланктон, моллюски, кораллы, морские ежи и др., по разнообразию видового и родового состава сильно доминирует не только над таковой Крымско-Кавказского региона, но и всей постсоветской области. Знаменитая средиземноморская палеогеновая фауна в Азербайджане представлена во всей своей красе. Этот материал оставался неиспользованным при определении геологических границ палеогеновой системы, его отделов, подотделов и валидности ярусов. Палеогеновые отложения подразделялись на подотделы и фаунистические горизонты или слои без определения их места в общей шкале. Именно поэтому объемы подотделов каждый ученый понимал по-своему. Знаток микрофауны палеогена Азербайджана Д.М.Халилов (1962) не уточнил соотношение выделенных им подотделов и горизонтов с зонами и ярусами обшей шкалы, вследствие чего его выводы не выходят за рамки местной стратиграфии. Д.М.Халилов и др.(1984), спустя более 20 лет, вместо 2-3 фаунистических горизонтов и других единиц предлагает 13 последовательных зон глобального масштаба. К сожалению, они приведены без увязки с разрезами, даже свитами или толщей, что умоляет их значение, так как без специального исследования невозможно привязать эти маломощные зоны (2-10 м) к монотонным разрезам, насчитывающим тысячи метров мощности. Кроме всего вышеизложенного, при расчленении сумгайытской свиты и говундагской толщи не учтены поправки и дополнения, произведенные в международных шкалах палеогена за последние 30 лет. Стратиграфическая база, принятая в расчленении сумгайытской свиты и говундагской толщи, не позволяет правильно делить средний эоцен на два яруса, определять объем лютецкого и парадашского ярусов, дифференцировать средний и верхний эоцен, определять места мировых фаунистических зон в ярусных категориях. Такие же недостатки наблюдаются и при проведении практических работ. Например, поисково-разведочные работы на нефть ведутся во всех частях фораминиферовых слоев, соответствующих семи ярусам палеоцена и эоцена, тогда как эоценовая нефть промышленного значения локализована только в лютецких отложениях.

Отложения сумгайытской свиты и говундагской толщи претерпевают значитель-

ные изменения литологического состава и мощности по регионам Юго-Восточного Кавказа. Ниже приводится краткая характеристика этих отложений, а также нижележащей ильхыдагской свиты палеоцена.

Ильхыдагская свита (Губкин, 1916, 8, стр.371), по горе Ильхыдаг подстилает сумгайытскую свиту, распространена ограниченно и также представлена флишевым чередованием глин, аргиллитов, мергелей и известняков. В северо-западной части Абшеронского полуострова во всех разрезах наблюдается чередование мергелей с прослойками глин, алевритов, с редкими слоями гравелитов (90-150 м), в Прикаспийско-Губинском районе ильхыдагская свита распространена локально, в Шураабаде состоит главным образом из песчанистых глин (150 м), на северо-западе региона выражена чередованием мергелей, песчанистых глин и алевритов; а в районе Ялама развиты главным образом глины и мергели, на юго-восточной части Северного Гобустана, где свита обнажается в виде узкой полосы, сложена чередованием темно-серых, плотных мергелей, зеленовато-серых глин и тонких прослоев гравелитов (500-550 м); в районе с. Хильмили и далее на северезападе также представлена флишевым чередованием глин, аргиллитов, мергелей, реже известняков.

Сумгайытская свита (Губкин, 1914, 7, стр. 306) по р. Сумгайыт в северо-западной части Абшеронского полуострова.

Палеоцен. Все отложения палеогена северо-западной части Абшеронского полуострова, которые ныне подразделяются на сумгайытскую свиту, говундагскую толщу и майкопскую серию, Х.Шегреном (1891) были выделены под названием “Сумгайытской серии”. И.Губкин (1914) из состава ”сумгайытской серии” Шегрена выделил собственно сумгайытскую свиту, которая отличается от подстилающей Ильхыдагской свиты дания и покрывающей говундагской толщи эоцена своей пестрой окраской. Отложения сумгайытской свиты в западной и северо-западной частях Абшеронского полуострова слагают сводовую и присводовую части крупных антиклинальных складок. Эти отложения литологически подразделяются на нижний и верхний сумгайыт. Нижний сумгайыт представлен глинами буро-красного, темно-зеленого, зеленовато-серого цвета. В разрезе наблюдаются также бурые мергели и прослойки маломощных (0,15-0,3м) песчаников, песков и алевритов. Мощность подсвиты достигает 70 м.

Верхний сумгайыт состоит из чередований буро-красных глин и карбонатных песчаников. В отличие от нижнего сумгайыта в разрезе верхнего сумгайыта встречаются конкреции пиролюзита. Мощность подсвиты – 50-60 м.

Сумгайытская свита в Прикаспийско-Губинском регионе характеризуется следующим образом: на юге-востоке состоит из пестроцветной глинистой толщи, а на северозападе в бассейне рек Велвелечай, Чагаджурчай, Гарачай в разрезе глинистой толщи появляются прослои конгломератов и песчаников. Описываемая свита в бассейне рек Гарачай и Кудялчай, а также в районе станции Ситалчай трансгрессивно покрывает меловые отложения (до барремских). Мощность сумгайытской свиты на Гилази – 150 м, а на юге и северо-западе – 200-250 м. Сумгайытская свита в Яламе представлена серыми мергелями и глинистыми песчаниками. Мощность – 50 м.

Шамаха-Гобустанский район. Сумгайытская свита широко развита в северном Гобустане, где несогласно залегает на верхнемеловые отложения. Она главным образом слагает синклинальную впадину или переклинали складок. Нижний сумгайыт представлен темно-бурыми, кирпично-красными, мергелистыми глинами, мергелями и тонкими прослойками песчаников. В восточной части Северного Гобустана подсвита состоит только из глин. Мощность свиты – 100 м.

Отложения верхнего сумгайыта, все более распространяясь в районе северной части Центрального Гобустана, трансгрессивно покрывают соответственно образования ильхыдагской и агбурунской свит палеоцена и верхнего мела. Верхний сумгайыт сложен ритмично чередующимися красновато-бурыми, кирпично-красными, иногда кровяно-красными глинами с прослойками плохо отсортированных песчаников. В кровле разреза отмечается слой песчаника черного цвета, который считается опорным слоем для сумгайытской свиты.

Соотношение типов пород сумгайытской свиты по регионам Юго- Восточного Кавказа (%)

Типы пород	Абшеронский полуостров	Прикаспийско-Губинский район	Шамаха-Гобустанский район
грубообломочные		0.5-10% в некоторых разрезах	0.5
песчаные и алевритовые	3.0	4.0 – 5.0	до 6.0
глинистые	9.1	90.0 – 97.0	82.0 – 90.0
карбонатные	6.0	2.0 – 6.0	8.0 – 11.0
пирокластические		2.0 только в Советабаде	0.5

Говундагская толща установлена И.М.Губкиным, (1916). По И.М.Губкину, она может сопоставляться с фораминиферовыми слоями Северного Кавказа. Известно, что аналогом фораминиферовых слоев на Юго-Восточном Кавказе являются сумгайытская свита и говундагская толща, которые относятся к палеоцену и эоцену соответственно. Говундагская толща на обширной территории Юго-Восточного Кавказа по литологии и цвету отчетливо подразделяется на три отдела: нижний или белый, средний или бурый, верхний или зеленый.

На Абшеронском полуострове нижний говундаг состоит из светло-серых, зеленовато-серых глин и мергелей, реже пропластков вулканических пеплов, килов, алевролитов. Мощность – 70-75 м. Средний, или бурый, говундаг представлен битуминозными сланцами, глинами с прослойками глинистых сланцев и реже тонкими слоями песчаников. Общий колорит подсвиты темный, бурый. Мощность – 200-250 м. Верхний, или зеленый, говундаг литологически выражен сланцевыми глинами главным образом зеленовато-серого, реже зеленовато-бурого цвета. В нижней части разреза отмечаются прослои глин красновато-бурого цвета и очень редко крепкие песчаники буро-серого цвета. Мощность – 300-350 м.

Отложения говундагской толщи в Прикаспийско-Губинском регионе распространены в его юго-восточной и северной частях. Подразделяются на три отдела: нижний отдел представлен светлыми мергелями и мергелистыми глинами с прослоями песчаников, средний отдел – глинами и пиробитуминозными мергелями, верхний отдел – красновато-бурыми и темно-зелеными глинами и мергелями. В разрезах среднего и верхнего отделов говундагской толщи отмечаются прослои кварцевых песчаников. Отложения нижнего отдела говундагской толщи в бассейнах рек Гудялчай и Гусарчай залегают трансгрессивно на меловые отложения до неокомских. В районе Шураабад мощность всей толщи 175м, а в районе Ялама – 55 м.

Отложения говундагской толщи в пределах Шамаха-Гобустанского района имеют большее развитие, чем нижележащие сумгайытские, и занимают обширную территорию.

Нижний отдел толщи представлен чередованием зеленовато-серых, светло-зеленых, светло-серых мергелистых глин, серых мергелей, косослоистых аргиллитов и туфопесчаников. Мощность толщи в северной зоне Гобустана – 70-80 м, а в центральной части – 180-200 м.

Средний говундаг выражен чередованием бурых, зеленовато-бурых глин с прослоями крепких песчаников желтовато-серого цвета. Мощность среднего отдела в Северном Гобустане – 300-400 м, в Центральном и Южном Гобустане – 200-300 м.

Верхний говундаг в северном Гобустане представлен красновато-бурыми, реже кирпично-красными и темно-красными глинами, которые по разрезу чередуются с прослойками маломощных (0,2-0,4.) мелкозернистых песчаников. Мощность в северной части Гобустана составляет 25-60 м, а в центральной части – 300-325 м.

Соотношение типов пород говундагской толщи по регионам Юго-Восточного Кавказа (в %)

Типы пород	Абшеронский полуостров	Прикаспийско-Губинский район	Гобустано-Шамахинский район
грубообломочные		1.0 (у с.Будуг)	
песчаные и алевритовые	1.2 – 2.0 (местами отсутствуют)	0.5 – 2.0	5.0 – 7.0
глинистые	74.0 – 96.5	93.0 – 95.0	82.0 – 90.5
карбонатные	2.0 – 4.0 (у с. Кобу – 22.0)	3.0 – 6.0 (в районе Яламе 70.0)	2.1 – 6.0
пирокластические	0.5 – 4.0		0.5 – 2.0

Несмотря на резкую дисгармонию нижнего, среднего и верхнего говундага с подотделами и ярусами эоцена по объему, сумгайытская свита и говундагская толща, а также их части в полевых условиях по колориту, порядку наслоения и литофации на всем протяжении своего распространения легко выделяются. Именно поэтому геологи-практики при составлении различных видов картографических материалов, связанных с геологией, пользуются местными подразделениями.

Отложения сумгайытской свиты и говундагской толщи богато охарактеризованы микрофауной и наннопланктоном. В них редко встречаются также чешуя и скелеты рыб. Микрофауной палеогена Азербайджана занимались широко известные палеонтологи: Д.А.Агаларова, Д.И. Джафаров и Д.М.Халилов. Казалось бы, наличия планктонных фораминифер вполне достаточно для ярусного расчленения вмещающих их отложений. К сожалению, эти отложения не только не были подразделены на ярусы и зоны, но даже в отдельных случаях не было произведено попыток определения соотношения подсвит или горизонтов сумгайытской свиты и говундагской толщи и ярусов палеоцена и эоцена. Однако эти отложения очень часто даже палеонтологами (Агаларова и Джафаров, 1939) подразделялись на нижний, верхний сумгайыт и нижний, средний и верхний говундаг. Д.М.Халилов справедливо отмечает, что палеогеновые отложения Юго-Восточного Кавказа в работах, выполненных до его исследований, не были охарактеризованы микрофауной. Работы Д.М.Халилова на самом деле дают полное представление о составе палеогеновой микрофауны Азербайджана, в том числе и Юго-Восточного Кавказа. Однако нужно сказать и о том, что, во-первых, Д.М. Халилов (1962) довольно длительное время пользовался категориями местных стратиграфических подразделений, не позволяющими произвести сопоставление с категориями общего подразделения; во-вторых, он позднее совместно с Л.Д.Мамедовой (1984) вместо 3-4 фаунистических горизонтов предлагает 13 последовательных зон, известных в глобальном масштабе. Авторы не указывают местоположение этих зон в разрезах и при описании не определяют их принадлежность к какой-либо свите. В связи с этим в естественных разрезах среди монотонных чередований тонко отмученных пород огромной мощности (1500 м) невозможно определить местоположение этих маломощных зон (не превышающих 10 м). В третьих, Д.М.Халиловым совершенно не затронут вопрос о ярусном расчленении нижнепалеогеновых отложений Азербайджана и не разграничены зоны, соответствующие лютецкому и парадашскому ярусам, что, в свое очередь, сильно осложнило определение границы среднего и верхнего эоцена по всему Азербайджану.

Ш.А.Бабаев в (Али-Заде, 1997) предлагает схему ярусного и зонального расчленения сумгайытской свиты и говундагской толщи.

Отложения сумгайытской свиты и говундагской толши лишены остатков моллюсков и нуммулитид (кроме единичных фрагментов), а данные о зонах планктонных фораминифер, как отмечено выше, изложены неясно: Д.М.Халилов (1962), исследовавший довольно длительное время палеогеновые отложения Юго-Восточного Кавказа, в нижнем говундаге выделяет горизонт с *Globorotalia*

crassata и горизонт с *Globorotalia aragonensis*, а средний коун среднего эоцена именует горизонтом с *Globigerina turkmenica*, но относит к верхнему эоцену, а в верхнем коуне он выделяет горизонт с *Globigerinoides conglobatus*, который на Западе оценивается как аналог зоны rohri. Д.М.Халилов и Л.Д.Мамедова (1984) позже приводят многочисленные зоны без увязки с фактическими разрезами, в которых будто бы они выделены. Ярусное расчленение этих отложений, в отличие от только что изложенного, нами производится согласно зональным шкалам нуммулитов и планктонных фораминифер Азербайджана и Западной Европы.

Наши исследования и интерпретация литературных данных позволяет составить схему ярусного расчленения сумгайытской свиты и говундагской толщи (рис. 1).

Сумгайытская свита соответствует зеландскому и танетскому ярусам. Эта свита подстилается илхыдагской свитой, которая всегда всеми исследователями региона справедливо относилась к данию. Соотношение подсвит и горизонтов, а также зон, выделенных в отложениях сумгайытской свиты и говундагской толщи, с ярусами нижнего палеогена показано на рис. 1.

Рис. 1. Схема ярусного расчленения сумгайытской свиты и говундагской толщи Юго-Восточного Кавказа

<table>
<tr><th colspan="2">Свита</th><th>Зона</th><th>Ярус</th><th>Подотдел</th><th>отдел</th></tr>
<tr><td rowspan="5">Говундакская</td><td rowspan="2">Верхний говундаг</td><td>Globigerina oficinalis</td><td>Приабонский</td><td>Верхний</td><td rowspan="5">ЭОЦЕН</td></tr>
<tr><td>Globigerina corpulenta</td><td rowspan="2">Парадашский</td><td rowspan="3">Средний</td></tr>
<tr><td rowspan="2">Средний говундаг</td><td>Globigerina turkmenica</td></tr>
<tr><td>Acarinina rotundimarginata</td><td rowspan="2">Лютецкий</td></tr>
<tr><td rowspan="2">Нижний говундаг</td><td>Acarinina bullbrooki</td></tr>
<tr><td>Morozovella marginodentato и Morozovella subbotinae</td><td>Ипрский</td><td>Нижний</td></tr>
<tr><td rowspan="2">Сумгайытская</td><td>Верхний сумгайыт</td><td>Morozovella aequa и Morozovella conicotruncate</td><td>Танетский</td><td>Верхний</td><td rowspan="3">ПАЛЕОЦЕН</td></tr>
<tr><td>Нижний сумгайыт</td><td>Morozovella angulata</td><td>Зеландский</td><td>Средний</td></tr>
<tr><td>Илхыдагская</td><td colspan="2">Globoconusa daubjergensis</td><td>Дания</td><td>Нижний</td></tr>
</table>

Говундагская толща соответствует четырем ярусам эоцена. Нижняя часть нижнего говундага относится к ипрскому ярусу нижнего эоцена, а верхняя часть – к лютецкому ярусу среднего эоцена; средний говундаг и нижняя часть верхнего говундага соответствуют парадашскому, верхняя часть верхнего говундага – приабонскому ярусам. Как видно из рисунка, внутри говундагской толщи проходят границы четырех ярусов, которые асинхронны местным подразделениям толщи. Возраст и соотношения некоторых зон по планктонным фораминиферам и нуммулитидам нами трактуются несколько иначе.

Границы лютецкого, парадашского и приабонского ярусов внутри говундагской толщи определяются следующим образом. Исследования автора настоящей статьи показали, что эоценовые отложения Нахчыванской АР очень богато представлены знаменитой гигантской средиземноморской фауной, состоящей главным образом из нуммулитид, моллюсков, планктонных фораминифер. Автором на основании этой фауны установлено, что средний эоцен состоит из двух ярусов: нижнего лютецкого и верхнего парадашского. Лютецкий ярус по объему равен зоне *Nummulites laevigatus* (или зоне *Acarinina bullbrooki*), парадашский ярус – зоне *Nummulites brongniarti (s.l)* которая подразделяется на зону *N.gizehensis* и зону *N.millecaput* (или зонам *Acarinina rotundimarginata*, *Globigerina turkmenica* и зоне *Globigerapsis semiinvoluta)*. Все эти зоны выделяются в межконтинентальном масштабе. Граница лютецкого и парадашского ярусов нами проводится между зоной *laevigatus* и зоной *gizehensis*. Зона *Globorotalia rotundimarginata* в Нахчыванской АР выделяется в самом основании парадашского яруса. В связи с верхней границей парадашского яруса необходимо подчеркнуть, что зона *Globigerapsis semiinvoluta*, которая не переходит в верхний эоцен, в Западной Европе всегда относилась к нижней части приабонского яруса верхнего эоцена, а некоторые ученые (*Szöts*) даже утверждали, что сама *semiinvoluta* появляется внезапно в верхнем эоцене. *Globigerapsis semiinvoluta* в Нахчыванской АР и Армении встречается в отложениях зоны *millecaput* парадашского яруса среднего эоцена. Здесь еще раз отметим, что зона *sevmiinvoluta* во всей Западной Европе не входит в зону *fabianii*, подстилает последнюю, соответствует нижней части зоны *Globigerina corpulenta*, входит в состав зоны *millecaput*, завершает парадашский ярус. Отсутствуют факты о переходе ее в приабонский ярус; верхний эоцен в объеме приабонского яруса начинается с зоной *fabianii* или зоной *cerroazulensis* (Багманов, 1983). Принимая во внимание вышеизложенное и тот факт, что зона *turkmenica* не достигает конца среднего эоцена, граница между парадашским и приабонском ярусами на Ю.В.Кавказе проводится внутри зоны *corpulenta,* расположенной в верхнем говундаге.

Ярусное подразделение сумгайытской свиты и говундагской толщи позволило нам сопоставить их со свитами нижнего палеогена регионов Азербайджана (рис. 2).

Таким образом, сумгайытской свите и нижней части нижнего говундага соответствует гарадеринская свита Нахчыванской АР, кетузская свита Западного Азербайджана и боржомская свита Грузии. Гарадеринская свита представлена ритмичным чередованием глин и песчаников с тонкими слоями известняков. Мощность свиты достигает 1000 м. По фауне она подразделяется на зоны: *Morozovella angulata* (323 м) среднего палеоцена, *Nummulites fraasi* (370 м) верхнего палеоцена и *Nummulites exilis* (103 м) и *Nummulites planulatus* (95 м) ипрского яруса нижнего эоцена. Кетузская свита является непосредственным продолжением гарадеринской свиты и представлена тем же ритмичным чередованием глин и песчаников с прослоями известняков. Аналог этих свит – боржомский флиш в Грузии также соответствует палеоцену и нижнему эоцену.

Факты свидетельствуют о том, что зона (или слои с) *millecaput* относится к среднему эоцену и не переходит в приабонский ярус (верхний эоцен).

Рис. 2. Корреляция нижнепалеогеновых свит регионов Азербайджана

Отдел	Подотдел	Ярус	Зона: Планктонные фораминиферы	Зона: Нуммулиты		Ю-В Кавказ	Нахчыванская АР	Талыш
						Свита (толща)		
ЭОЦЕН	Верхний	Приабонский	*Globigerina officinalis*	fabianii		Говундагская	Дарыдагская	Аркеванская Пештасарская
			G.corpulenta sl. / *G.corpulenta s.str*					
	Средний	Парадашский	*Globigerapsis seminvoluto*		Mille-caput		Парадашская	Пирасоринская -Неслинская
			Globigerina turkmenika	brongniarti (s.l)	gizehensis			
			Acarinina rotundimarginata					
		Лютецкий	*A. bullbrooki*	laevigatus			Гиланчайская	Мистанская
	Нижний	Ипрский	*Morozovella aragonensis*	planulatus				
			Morozovella subbotinae	exilis			Гарадеринская	перерыв
ПАЛЕОЦЕН		Танеский	*Morozovella aequa*	fraasi		Сумгайытская		
			Morozovella conicotruncata					
		Зеландский	*Morozovella angulata* *Acarinina inconstans*					
		Датский	*Globoconusa daubjergensis*			Ильхыдагская		Астаринская

ЛИТЕРАТУРА

АГАЛАРОВА, Д.А., ДЖАФАРОВ, Д.И. 1939. Микрофауна отложений, слагающих Юнусдагскую гряду (северо-западная часть Абшеронского полуострова). *Труды по вопр. Нефт. Геол.АЗНИИ*, Баку.

АЛИ-ЗАДЕ, Ак.А. (под ред.) 1997. Геология Азербайджана. 1- Стратиграфия, II. Мезозой и кайнозой. Nafta- press. Баку.

БАГМАНОВ, М.А. 1980. Шкала стратиграфии нижнего палеогена. Элм. Баку.

БАГМАНОВ, М.А. 1983. Шкала стратиграфии нижнего палеогена и нижнепалеогеновые отложения восточной части Малого Кавказа. Автореферат доктор. дисс.

ВЕБЕР, В.В. 1935. Геологическая карта Кабристана. Планшет II -3 (Бояната). *Тр. НГРИ*. ОНТИ.

ГОЛУБЯТНИКОВ, Д.В. 1914. Детальная геологическая карта Апшеронского полуострова. Бибиэйбат. *Тр. геод. ком. Нов. сер.*, 141.

ГУБКИН, И.М. 1914. Геологические исследования в северо-западной части Апшеронского полуострова (Сумгайытский планшет). *Изв. Геол. Ком.*, 33, 4.

ГУБКИН, И.М. 1916. Геологические исследования в северо-западной части Апшеронского полуострова. Лист Перекишкюльский. *Изв. Геол. Ком.*, 35, 307.

ХАИН, В.Е. 1950. Геологическое развитие юго-восточного Кавказа. Азнефтеиздат. Баку.

ХАЛИЛОВ, Д.М. 1962. Микрофауна и стратиграфия палеогеновых отложений Азербайджана. Изд. АН Азерб. ССР. Баку.

ХАЛИЛОВ, Д.М., МАМЕДОВА, Л.Д. 1984. Зональное подразделение палеогеновых отложений Азербайджана. Элм. Баку.

ШАТСКИЙ, Н.С. 1927. Заметки о тектонике третичных предгорий северо-восточного Кавказа. *БМОИП, отд. Геол.*, 5, 3-4.

Sjogren, H. 1894. Preliminara meddelanden fran de Kaukasica naftafalten. *Geol. foren. Stockh. Forhandl.,* 13, 2-3, 55.

Рецензент: д.г.-м.н. Ш.А.Бабаев

ГЕОГРАФИЯ

© Q.Ş.Məmmədov, 2010

AZƏRBAYCANIN EKOETİK PROBLEMLƏRİ VƏ ONLARIN HƏLLİ YOLLARI

Q.Ş.Məmmədov

Bakı, Azərbaycan Respublikası Dövlət Torpaq və Xəritəçəkmə Komitəsi
E-mail: ixrpress@mail.ru

Bu gün bəşəriyyətin qarşısında duran əsas problemlərdən biri dünyanın ekoloji durumudur. Ekoloji problemlərin ekoetik* cəhətlərinin öyrənilməsi və onların həlli yollarının tapılması elmi-nəzəri və praktiki əhəmiyyət kəsb edir. Respublikamızın 50-69% ərazisində çirklənmənin təsiri müşahidə olunur. Ölkəmizdə insanın müdaxiləsinə daha çox meşələr məruz qalmışdır, nəticədə meşə örtüyü üç dəfədən də çox azalmışdır. Aparılan tədqiqatlara əsasən, məlum olmuşdur ki, respublikamızın ərazisinin 36,4%-i muxtəlif dərəcədə eroziyaya uğramışdır. Təbiətin müafizəsi tədbirlərini həyata keçirmək və ekoloji qanunları gözləməklə təbii ehtiyatlardan ağılla və səmərəli şəkildə istifadə bütün bəşəriyyətin və həmçinin respublikamız qarşısında duran ən mühüm məsələlərdən biridir. Ekoloji problemlərə ekoetik yanaşma «cəmiyyət-təbiət» münasibətlərində etik əsasların pozulması nəticəsində yaranmışdır.

Bizim irəli sürdüyümüz «Azərbaycanın ekoetik problemləri» konsepsiyasında həm bu problemlər, həm də onların həlli yolları müxtəlif bloklarda qruplaşdırılmışdır.

Giriş

Bu gün bəşəriyyətin qarşısında duran problemlər öz kəskinliyini artırdıqca onların yeni tərzdə qavranılması və həlli yollarının tapılması da mürəkkəbləşir. Bu qlobal problemlərdən biri də dünyanın ekoloji durumudur. Getdikcə insanlara daha çox aydın olur ki, min illər ərzində təbiətdən istifadədə mövcud olmuş ənənəvi baxışlar, üsullar qaldıqca yaxınlaaşmaqda olan ekoloji böhranın qarşısını almaq nəinki mümkün olmayacaq, onun sürətlə artan miqyası və dağıdıcı təsiri qlobal sosial-iqtisadi inkişafda da özünü göstərəcəkdir. Odur ki, ekoloji problemlərin ekoetik cəhətlərinin öyrənilməsi və onların həlli yollarının tapılması elmi-nəzəri və praktiki əhəmiyyət kəsb edir.

Ekoloji problemlər respublikamızdan da yan keçməmişdir. Son 100-150 ildə, xüsusən də XX əsrdə sənayenin, nəqliyyat və kənd təsərrüfatının inkişafı respublikanın təbii şəraitində əsaslı dəyişikliklər üçün zəmin yaratmışdır; yeraltı və yerüstü sərvətlərdən intensiv şəkildə istifadə olunması. iri sənaye müəssisələrinin inşa edilməsi, su anbarlarının tikilməsi, kanalların və kollektor-drenaj şəbəkələrinin salınması, energetika və rabitənin inkişafı, dağ rayonlarına avtomobil yollarının çəkilməsi, düzən və dağətəyi ərazilərdə meşələrin qırılması hesabına yaşayış məntəqələrinin, əkin və biçənək sahələrinin genişləndirilməsi ətraf mühitə və onun ayrı-ayrı komponentlərinə, hava, su, torpaq örtüyünə və təbii biosenozlara antropogen təzyiqləri dəfələrlə artırmışdır. Nəticədə bəzi yerlərdə torpağın, hava və su hövzələrinin çirklənməsi insan orqanizmi üçün təhlükəli həddə çatmış, eroziya, şorlaşma və şorakətləşmə nəticəsində torpaq örtüyünün, yay və qış otlaqlarının deqradasiyası güclənmiş, meşələr ayrı-ayrı regionlarda ya tamamilə məhv olmuş, ya da öz təbii-tarixi strukturunu və arealını dəyişmişdir (Məmmədov, 2003). Azərbaycan üçün səciyyəvi olan bəzi ekoetik problemləri nəzərdən keçirək.

* Ekoetika – müasir elmi biliyə əsaslanan konsepsiya; əsas prinsipi ekosentrizmdir. Bu prinsipə görə, dəyərlər və həyatın əsası bütöv ekosistemdir, yəni canlı varlıq bütöv ekosistemdə yaşaya və inkişaf edə bilər. Ekoetikanın əsas tezisləri insan və təbiət münasibətlərində ekosentrik yanaşmaları həyata keçirmək, insanın təbiətə əxlaqi münasibəti və planetimizdə həyatın aqibətinə məsuliyyətdir.

Material və metod

Respublikamızın atmosfer hövzəsini çirkləndirən mənbələr lokal ərazilərdə (Bakı, Sumqayıt, Şirvan, Mingəçevir) cəmləşsə də, bu məntəqələrin coğrafi mövqeyi və tullantılarının böyük həcmi ilə əlaqədar olaraq çirklənmənin təsiri respublika ərazisinin 50-60%-də bu və ya digər dərəcədə müşahidə edilir. Keçən əsrin 80-ci illərinin sonu, 90-cı illərin əvvəlində ağır sənayenin, xüsusən də kimya, neft-kimya, qara və əlvan metallurgiya müəssisələrinin tam gücü ilə işlədiyi vaxtlarda respublikamızda atmosferə hər il adambaşına 376-400 kq çirklədirici maddə atılırdı. Bu tullantıların tərkibi bir sıra qazlardan – kükürd anhidridi, karbon oksidi, xlor birləşmələri və ağır metallardan və s. ibarət idi. Son onilliklərdə iri sənaye müəssisələrindən atmosferə qaz və toz şəklində atılan çirkləndiricilərin miqdarının mütləq ölçüdə azalmasına baxmayaraq, bu amil respublika üzrə çirklənmənin ümumi səviyyəsinə çox az təsir göstərmişdir. Buna səbəb digər kateqoriyalardan olan çirkləndiricilərin, nəqliyyat vasitələrinin, xırda və ortahəcmli istehsal sahələrinin artmasıdır. Təkcə avtomobil mühərriklərindən atmosferə atılan çirkləndiricilərin illik həcmi 750 min tonu keçmişdir.

Azərbaycanın təbii sərvətləri içərisində meşə örtüyünün xüsusi yeri vardır. Digər təbii komplekslərlə müqayisədə respublikamızın meşələri insanın müdaxiləstnə daha çox məruz qalmışdır. Aparılan araşdırmalar göstərir ki, yaxın keçmişdə respublika ərazisinin 30%-dən çoxu meşələrlə örtüldüyü halda, hazırda bu göstərici üç dəfədən də çox azalmışdır. Bəzi ədəbiyyat mənbələrində bu rəqəmin 10-12% və ya 1,0-1,1 mln hektar, digərlərində isə 700-800 min hektar həddində olduğu göstərilir. Lakin real vəziyyət, ciddi tədbirlərə baxmayaraq, meşələrin deqradasiyasından və ardıcıl qırılmasından xəbər verir. Böyük Qafqazın şimal-şərq yamacında, Qusar ovalığında massiv şəklində qalmış üçüncü dövrün relikt meşələri istisna olmaqla, respublikamızın qalan ərazilərində düzən və dağətəyi meşələr ya tamamilə qırılmış, ya da fraqmentlər şəklində qalmışdır. Vaxtilə Lənkəran vilayəti ərazisinin 60%-dən çoxunu örtən meşələr, xüsusən də Lənkəran ovalığının nadir tərkibli rütubətli və yarımrütubətli subtropik meşələri azalaraq, indi ümumi sahənin yalnız 23%-ni təşkil edir. Bütün təbii-coğrafi ərazilərdə meşələrin aşağı sərhədi 100 m-dən 400 m-ə kimi yuxarı qalxmış, yuxarı sərhədi isə 150-200 m aşağı düşmüşdür (Məmmədov, 2002).

Respublikamızda təbii yem sahələrinin ümumi sahəsi 3396,4 min hektar olub və ərazisi 39,3% təşkil edir. Təbii yem sahələrində son onilliklərdə izafi otarma ilə əlaqədar yükün artması yay və qış otlaqlarında, xüsusən də Azərbaycanın alp və subalp çəmən və çəmən-bozqırlarında ağır vəziyyət yaranmışdır. Nəticədə alp və subalp zonası torpaqlarının 70,7%-i eroziya prosesinə məruz qalmışdır. Bundan 22,9%-i zəif, 42,7%-i orta, 28,1%-i şiddətli yuyulmuş torpaqlar hesab olunur. Eyni hal qış otlaq sahələrində də müşahidə olunmaqdadır. Təqribən 201 min hektar və ya 15% otlaq sahəsi şorlaşma, bataqlaşma və subasmaya məruz qalmış, minlərlə hektar sahə qanunsuz olaraq şumlanmış və yaşayış yerlərinə çevrilmişdir.

Tədqiqatlar nəticəsində məlum olmuşdur ki, respublika ərazisinin 36,4%-i müxtəlif dərəcədə eroziyaya məruz qalıbdır. Onun 14,1%-i zəif, 10,7%-i orta və 11,6%-i şiddətli dərəcədə yuyulmuş torpaqlardan ibarətdir. Ekoloji əhəmiyyət kəsb edən alp-subalp çəmən-bozqır landşaftı komplekslərinin yayıldığı ərazilərin torpaqlarının 70%-i və ya 630,8 min hektarı bu və ya digər dərəcədə eroziyaya məruz qalmışdır ki, bu torpaqların da 40%-i Böyük Qafqazın, qalanları isə Kiçik Qafqaz, Lənkəran və Naxçıvan coğrafi vilayətlərinin ərazisindədir. Qeyd edək ki, eroziya proseslərinin respublika miqyasında artımını təkcə insanın təsərrüfat fəaliyyəti ilə bağlamaq düzgün olmazdı.

Son onilliklərdə qlobal iqlim dəyişmələrinin Azərbaycanda nəzərə çarpacaq fəsadları – temperatur və yağıntı anomaliyaları, yaz-yay yağışlarının tez-tez leysanlar şəklində düşməsi bir çox regionlarda sel hadisələrinin, sürüşmə və daşqınların təkrarlığını artırmışdır. Lakin dağlıq və dağətəyi ərazilərdə meşələrin qırılması bu prosesləri sürətləndirmiş və eroziya proseslərinin sürətinin artmasına gətirib çıxarmışdır (Məmmədov, Xəlilov, 2002; Məmmədov, 2002; Məmmədov, 2003).

Respublikamızın ekoloji problemləri içərisində düzən torpaqların şorlaşma və şorakətləşməsinin xüsusi yeri vardır. Sahəsi 2,2 mln hektar olan Kür-Araz ovalığı torpaqlarının təxminən 60%-i orta və şiddətli dərəcədə şorlaşmış torpaqlardan ibarətdir. Bundan əlavə, şorlaşmış torpaq-

lar Siyəzən-Sumqayıt, Ceyrançöl massivlərində, Naxçıvan MR-də də yayılmışdır. Respublikamızın ərazisində orta və şiddətli şorlaşmış torpaqların ümumi sahəsi 1,3 min hektardan çoxdur Bu o deməkdir ki, respublika ərazisinin 15%-i bu ekoloji problemə düçar olmuşdur. Şorakətləşmiş torpaqların ümumi sahəsi isə 508,3 min hektar təşkil edir (Behbudov, 1986). Keçən əsrin 80-90-cı illərində ölkə iqtisadiyyatında yaranmış bir sıra çətinliklərlə əlaqədar kollektor-drenaj sistemlərinin bərbad hala düşməsinə və nəticədə şorlaşmış və şorakətləşmiş torpaqların sahəcə qismən artmasına gətirib çıxarmışdır (Əzizov, Quliyev. 1999). Hazırda bu istiqamətdə görülən bir sıra tədbirlər, o cümlədən kollektor-drenaj şəbəkəsinin bərpası və təmiri neqativ prosesləri ləngitməyə və qismən dayandırmağa imkan vermişdir.

Azərobaycandə təbii radioaktivlik təhlükəli həddi aşmasa da, M.Abdvullayev və C.Əliyevin təcdqiqatlarına görə, Çernobıl AES-dəki qəzadan sonra respublikamızın torpaqlarında stronsium-90 və sezium-137 radionuklidlərin miqdarı üç dəfə artmışdır. Azərbaycan torpaqlarında süni radionuklidlər torpağın ümumi radioaktivliyinin 2%-dən 10%-ə qədərini təşkil edir (Абдуллаев, Алиев,1998).

Azərbaycan torpaqlarının neft və neft tullantıları ilə çirklənməsi əsasən Abşeron yarımadasında baş verir. Abşeron yarımadasında neft yataqlarının düzgün istismar olunmaması 10 illər ərzində ətraf mühitin mühafizəsi üzrə elementar tələblərə riayət etmədən neft çıxarılması, neft, qaz, kimyəvi maddələr, güclü minerallaşmış və radioaktiv çirkli suların yerin səthinə axıdılması Abşeron yarımadasının ayrı-ayrı landşaft sahələrinin çirklənməsinə və pozulmasına səbəb olmuşdur. Hesablamalara görə, bu cür torpaqların ümumi sahəsi 30 min hektar təşkil edir. Bəzi yerlərdə neftlə çiklənmiş torpaq qatının qalınlığı 2 m-dən çoxdur (Yaqubov, 2003).

Son yarım əsrdə aparılan tədqiqatlar göstərir ki, Kür, Araz çayları və onların əsas qolları respublikamızdan kənarda – Gürcüstan və Ermənistan ərazilərində çirklənir. Kür çayına əvvəlcə Gürcüstanın Axaltsixe, Borjom, Xaşuri, Qori, Kareli, Tbilisi, Rustavi, Qardabani şəhərlərinin və çayın sahilində yerləşən başqa yaşyış məntəqələrinin sənaye müəssisələri və kommunal-məişət tullantıları hesabına sutkada 3 mln m^3-ə qədər çirkab suları buraxılır. Tibilisi şəhəri daxilində çay suyunda olan zəhərli üzvi maddələrin miqdarı qəbul olunmuş son həddən 20 dəfə, fenol 300 dəfə, neft məhsulları 330 dəfə, xrom 600 dəfə, mis və kadmium 10 dəfə, sink 13 dəfə, azot 8 dəfə, mədə-bağırsaq batsilləri 238 dəfə, saprofit bakteriyaları 300 dəfə artıqdır. Nəticədə Kür çayı respublikamıza son dərəcədə çiklənmiş, insan və su orqanizmləri üçün təhlükəli çay kimi daxil olur.

Qeyd edək ki, uzun illərin təcrübəsindən göründüyü kimi, respublikamızda istənilən ekoloji problem öz həllini tapmayınca, o nəinki «hansısa problem» olaraq qalır, vaxt keçdikcə o öz təsirini və miqyasını genişləndirərək zahirən əhəmiyyətsiz görünən lokal səviyyədən qalxaraq, regional və respublika miqyasında özünü göstərməyə başlayır. Bizim toxunduğumuz ekoloji problemlərin əksəriyyəti məhz o problemlərdir ki, onların təzahürləri və törətdiyi fəsadlar respublika miqyasında özünü göstərməkdədir.

Təbiətin mühafizəsi tədbirlərini həyata keçirmək və ekoloji qanunları gözləməklə ehtiyatlardan ağılla və səmərəli şəkildə istifadə bütün bəşəriyyətin və həmçinin respublikamızın qarşısında duran ən vacib məsələlərdən biridir. Aşkar görünür ki, inkişafın müasir mərhələsində ekologiyanın vəzifəsi yalnız orqanizmlərarası əlaqələri və orqanizmüstü sistemlərin fəaliyyət qanunlarını öyrənmək deyildir. Əsas vəzifə təbiətlə cəmiyyət arasındakı qarşılıqlı əlaqələrin səmərəli formalarının tapılması və əsaslandırılmasından ibarətdir. Bu gün ekologiya sahəsində aparıcı fundamental tədqiqatlar iqtisadiyyatın yüksək tempini və təbii sərvətlərdən istifadənin səmərəliliyini saxlamaqla ətraf mühitin qorunması problemi üzərində cəmlənmişdir. Beldəliklə də, inkişafının məntiqi nəticəsi kimi, ekologiya elmi təbiət və cəmiyyət arasında əlaqələrin öyrənilməsindən bu əlaqələrin hüquqi, təsərrüfat, etik, inzibatı və s. tənzimlənməsi mərhələsinə – təbiətə ekoetik münasibətin formalaşması mərhələsinə qədəm qoymuşdur.

Nəticələrin müzakirəsi

Ekoloji problemlərə ekoetik yanaşma «cəmiyyət-təbiət» münasibətlərində etik əsasların pozulması nəticəsində yaranmışdır. Bizim irəli sürdüyümüz «Azərbaycanın ekoetik problemləri» konsepsiyasında həm bu problemlər, həm də onların həlli yolları müxtəlif bloklarda qruplaşdırılmışdır. Bu konsepsiyaya görə, Azərbaycanda təbiət-cəmiyyət münasibətləri kompleksini ekoloji problemlərin xarakterinə və on-

ların həllinin bilavasitə və dolayısı yollarına uyğun olaraq üç qrupa bölmək mümkündür (Məmmədov, 2004):

Birinci qrupa Azərbaycanın bilavasitə ekoloji problemləri və onların həlli yolları daxildir. Bunlara, bizim fikrimizcə, aşağıdakılar daxildir:

- meşələrin mühafizəsi və onların bərpası problemləri;
- torpaqların eroziyası və ona qarşı mübarizənin təşkili problemləri;
- təbii yem sahələrinin deqradasiyası və onlardan düzgün istifadə problemləri;
- texniki pozulmuş torpaqlar və onların rekultivasiya problemləri;
- torpaqların radionuklidlərlə çirklənməsinə qarşı mübarizə tədbirləri;
- suvarılan torpaqların şorlaşması və şorakətləşməsi ilə mübarizə problemləri.
- mineral gübrələrdən və pestisidlərdən istifadənin problemləri.

İkinci qrupa ekoloji problemlərin həllinə yardım edə biləcək təşkilati, elmi və elmi-tətbiqi xarakterli işlər daxildir. Bunlar aşağıdakılardan ibarətdir:

- hövzədaxili bölgələrdə torpaq üzərində monitorinqin təşkili;
- torpaqların ekoloji münbitlik pasportlarının tərtibi.

Üçüncü qrupa ekoloji problemlərin həllinə və yaxud bu problemlərin həlli yollarının tapılmasına dolayısı ilə təsiri olan və ya ona köməklik göstərən ekoloji mədəniyyət, ekoloji hüquq, təhsil və digər məsələlərlə bağlı poblemlər daxildir. Bunlar aşağıdakılardan ibarətdir:

- cəmiyyətdə ekoloji mədəniyyətin formalaşdırılması;
- ekoloji hüquq və ekoloji cinayət məcəlləsinin təkmilləşdirilməsi ilə bağlı problemlər;
- ekolji yardım və pensiya fondunun yaradılması;
- ekoloji informasiya bankının yaradılması;
- ekoloji koordinasiya mərkəzinin təsis edilməsi.

Ekoetik yanaşma konsepsiyasına görə, respublikamızda ətraf mühitə və resurslarına aşağıdakı kimi yanaşılmalıdır:

1. Ölkə iqtisadiyyatının inkişafı və ya konkret sosial-iqtisadi layihələr (yaşayış məntəqələrinin genişləndirilməsi, kommunikasiya xətlərinin çəkilməsi, meliorasiya tədbirləri və s.) təbii komplekslərin (meşə biogeosenozlarının, təbii otlaqların və s.) ilkin təbii-ekoloji parametrlərini – təbii-tarixi strukturunu (iyerarxik quruluşu), arealını, bioloji məhsuldarlığını və s. dəyişməməlidir.

2. Ekoloji problemlərin ekoetik həlli yolları bir sıra müddəalara əsaslanır. Onlar aşağıdakılardan ibarətdir:

a. bərpa işləri də, mühafizə tədbirləri kimi, təbii komplekslərin ilkin ekoloji parametrlərinə uyğun şəkildə aparılmalı və onun bərpasına xidmət etməlidir. Məsələn, bəzən meşəsalma və ya bərpa işləri zamanı fıstıq və ya fıstıq-vələs qarışıqlı meşələrin təbii-tarixi strukturunun əvəzinə palıd, şam və digər ərazi üçün səiyyəvi olmayan ağac və kol bitkilərindən istifadəyə yol verilməməlidir;

b. bərpa işləri və resurslardan sonrakı mərhələdə istifadə edilməsi ən müasir texnologiyalara əsaslanmalıdır. Məsələn, şorlaşmış torpaqlar meliorasiya olunduqdan sonra mükəmməl kollektor-drenaj və mütərəqqi suvarma sistemləri ilə təmin edilməlidir, digər tərəfdən, təbii resurslardan istifadəyə qoyulmuş məhdudiyyətlər ölkə iqtisadiyyatının inkişafına, ayrı-ayrı istifadəçilərin fəaliyyətinə əngəl törətməməli, hər iki tərəfin («təbiət» və «cəmiyyət») mənafeyini qorumalıdır; təbiətqoruyucu və resursqoruyucu texnologiyalara üstünlük verilməli və bu texnologiyalardan istifadə edən iş adamlarına əsaslı güzəştlər edilməlidir. Ölkəyə gətirilən texnologiyaların, xammal və hazır məhsulların ekoloji ekspertizası ciddiləşdirilməli, Avropa standartlarına uyğunlaşdırılmalıdır.

3. Resurslardan istifadə ilə bilavasitə əlaqədar ola insanlar (fermerlər, meşəçilər, balıqçılar, melioratorlar və s.) lazımi səviyyədə ekoloji biliklərə malik olmalı, resurslardan istifadənin, ətraf mühitin və ölkəyə daxil olan məhsulların ekoloji vəziyyəti haqqında informasiya vaxtaşırı geniş ictimaiyyətə çatdırılmalı, əhali arasında ekoloji biliklərin yayılmasından və bu sahədə maarifçiliyin gücləndirilməsindən ötrü dövlət proqramı işlənib hazırlanmalıdır.

4. Təbiəti mühafizə ilə bağlı qanunvericilik sistemi ekoetik tələblərə uyğun olaraq təkmilləşdirilməli, beynəlxalq qanunlara, konsepsiyalara, prtokollara və respublikanın öz üzərinə götürdüyü beynəlxalq öhdəliklərə uyğunlaşdırmalı və ayrıca məcmuə şəklində nəşr edilməlidir.

5. Ekoloji təhsilin məktəbəqədər, məktəb və ali təhsilin səviyyələrinə uyğun mərhələli proqramı işlənilib hazırlanmalı və gənc nəslin təlim-tərbiyəsində öz yerini tutmalıldır.

Nəticə

Azərbaycanın ekoloji problemləri – atmosfer hövzəsinin çirklənməsi, meşələrin deqradasiyası, eroziya, şorlaşma və şorakətləşmə, torpaqların neft, məişət tullantıları, radioaktiv və ağır metallarla çirklənməsi, Kür çayına çikab sularının atılması və digər neqativ prseslər təxirəsalınmaz tədbirlərin görülməsini tələb edir. Azərbaycanın ekoetik problemlərinin həlli kompleks tədbirlərin həyata keçirilməsini tələb edir ki, onları aşağıdakı kimi qruplaşdırmaq olar: hövzədaxili bölgələrdə torpaq üzərində ekoloji monitorinqin təşkili; torpaqların ekoloji münbitlik pasportlarının tərtibi; cəmiyyətdə ekoloji mədəniyyətin formalaşdırılması; ekoloji hüquq və ekoloji cinayət məcəlləsinin təkmilləşdirilməsi ilə bağlı problemlər; ekoloji yardım və pensiya fondunun yaradılması; ekolji informasiya bankının yaradılması; ekoloji koordinasiya mərkəzinin təsis edilməsi.

ƏDƏBİYYAT

BEHBUDOVA, Ə. 1986. Azərbaycanın çəmən-otlaq təsərrüfatı. Elm. Bakı.

ƏZİZOV, Q.Z., QULİYEV, Ə. 1999. Azərbaycanın şorlaşmış torpaqları, onların meliorasiyası və münbitliyinin artırılması. Bakı.

MƏMMƏDOV, Q.Ş., XƏLİLOV, M.U. 2002. Azərbaycanın meşələri. Elm. Bakı. 472.

MƏMMƏDOV, Q.Ş. 2002. Azərbaycanda torpaq islahatı: hüquqi və elmi-ekoloji məsələlər. Elm. Bakı. 412.

MƏMMƏDOV, Q.Ş. 2003. Azərbaycan Respublikasının Dövlət Torpaq kadastrı: hüquqi, elmi və praktiki məsələləri. Elm. Bakı. 448.

MƏMMƏDOV, Q.Ş. 2004. Azərbaycanın ekoetik problemləri: elmi, hüqüqi, mənəvi aspektlər. Elm. Bakı. 380.

YAQUBOV, Q.Ş. 2003. Azərbaycan Respublikasının texnogen pozulmuş torpaqlarının tədqiqi, genetik xüsusiyyətləri və onların rekultivasiya yolları. Bakı. 205.

АБДУЛЛАЕВ. М.А., АЛИЕВ. Дж.А. 1998. Миграция искусственных и естественных радионуклидов в системе почва-растения. Элм. Баку.

© Ə.S.Məmmədov, A.R Məmmədova, 2010

AZƏRBAYCAN ƏRAZİSİNDƏ ATMOSFER YAGINTILARI LAYININ HESABLANMASI

Ə.S.Məmmədov[1], A.R.Məmmədova[2]

1 – *Bakı Dövlət Universiteti*
AZ370145, Bakı, Z.Xəlilov küçəsi, 23
E-mail: asger_mammadov@mail.ru

2 – *Milli Hidrometeorologiya Departamenti,*
Hidrometeorologiya Elmi-Tədqiqat İnstitutu
AZ1154 Bakı, H.Əliyev küçəsi, 50

Yerinə yetirilmiş işdə son 100 illik müşahidə məlumatları əsasında atmosfer yağıntıları tədqiq edilmişdir. Araşdırmalar kvadratlar üsulu ilə aparılmışdır. Oroqrafik xüsusiyyətləri nəzərə almaqla yağıntı paylanmalarının 5 tipi müəyyən edilmişdir. Nəticədə respublika ərazisində yağıntıların 1995-2005-ci illəri əhatə edən müddətdə 100 mm-ə qədər azaldığı aşkar olunmuşdur.

Dağlıq ərazilərin yağıntılarının tədqiq edilməsi digər ərazilərə nisbətən daha mürəkkəbdir. Bunun əsas səbəbi kəskin oroqrafik xüsusiyyətlərdən asılı olaraq, müşahidə məntəqələrinin sıxlığının lazımi qədər olmamasındadır. Məlumdur ki, atmosfer yağıntıları zamana-məkana görə digər meteoroloji kəmiyyətlərdən fərqli olaraq, daha mürəkkəb struktura malikdir. Məsələn, dağların müxtəlif yamaclarında yağıntıların intensivliyi və düşmə ehtimalı tamamilə fərqlidir. Hətta bir yamacda yağıntı müşahidə edildiyi halda, digər yamacda yağıntı düşməyə bilər. Bununla bərabər, Böyük və Kiçik Qafqazda yağıntıların şaquli paylanma xüsusiyyətlərinin müxtəlifliyi də məsələnin müsbət həllinə mane olur. Qafqazda atmosfer yağıntılarının öyrənilməsi ilk dəfə A.İ Voyeykov və İ.V Fiqurovski tərəfindən aparılmışdır. Sonralar məsələnin həllinə Drozdovun (1950), Xriçiya (1971), Çirikadze (1972), Şıxlinski (1968), Şver (1976) və başqa müəlliflərin tədqiqatlarında baxılmışdır.

Ərazidə yağıntı paylanmalarının xüsusiyyətlərinin tədqiq edilməsi kənd təsərrüfatının rayonlaşdırılmasında, sənaye və turizm sahələrinin müəyyənləşdirilməsində, əhalinin məskunlaşmasında, torpaqların erroziyası və bir sıra məsələlərin həllində vacib atmosfer hadisələrindən biri kimi daim gündəmdədir. Yer kürəsinin ayrı-ayrı regionlarında hər il baş verən daşqın-sellərlə bağlı hadisələri nəzərə alsaq, onda tədqiq edilən məsələnin öyrənilməsinin nə dərəcədə vacib olduğunu görmək olar.

Respublika ərazisində atmosfer yağıntıları Ə.M.Şıxlinski tərəfindən tədqiq edilmişdir (Şixlinskiy, 1968). Həmin dövrdə müşahidə məlumatlarının azlığı və texniki təminatın zəif olması aparılan tədqiqatların keyfiyyətinə təsir etməyə bilməzdi. Bundan başqa, məlumdur ki, keçən 100 illikdə 3 iqlim tərəddüdü baş vermişdir. Sonuncu tərəddüd isə (bizim regionda) 1980-ci illərdən başlayaraq indiyə qədər davam edən istiləşmə dövrü kimi müəyyən edilir və həmin dövrdə şimal yarımkürədə yağıntıların azalmasına həsr olunmuş kifayət qədər tədqiqatlar aparılmışdır. Nəhayət, son illərdə respublika ərazisində turizmin inkişafı üçün geniş imkanlar yaranmış və bu sahələrin tədqiq edilib öyrənilməsi üçün beynəlxalq miqyaslı proqram tərtib olunmuşdur. Beləliklə, yuxarıda qeyd edilən səbəblərdən, ərazinin iqlim xüsusiyyətlərinin müasir üsullarla, son illərin məlumatlarına əsasən, tədqiq edilməsi yenidən gündəmə gətirilmişdir. Məsələnin müsbət həlli üçün respublika ərazisi oroqrafik müxtəlifliyinə görə sahil, düzən, dağətəyi, orta-dağlıq və yüksək-dağlıq kimi 5 tipə bölünür. Bu cür oroqrafik təsnifat meteoroloji kəmiyyətlərin ortalaşdırılmış qiymətlərinin düzgün müəyyən edilməsinə imkan verir.

Yerinə yetirilmiş işdə respublika ərazisi

üçün son 100 ilin atmosfer yağıntıları haqqında müşahidə məlumatlarından istifadə edilmişdir. Hesablamalar kvadratlar üsuluna əsasən aparılmışdır. Belə ki, ərazi bərabərsahəli kvadratlara bölünür və hər bir kvadrata düşən müşahidə məntəqəsinin məlumatları nəzərə alınmaqla, izogiyet əyriləri çəkilir. Bir kvadratın daxilində müşahidə məlumatı olmadıqda, həmin kvadrat üçün yağıntı layı qonşu kvadratın məlumatlarına əsasən interpolyasiya yolu ilə müəyyən edilir. Hesablamaların aparılması zamanı yol verilən xətanın azaldılması məqsədilə ayrılmış kvadratların sahəsi minimuma yaxınlaşdırılır. Belə ki, hər bir kvadratın daxilində müəyyən edilmiş eyniqiymətli yağıntı məlumatlarını izogiyetlərlə birləşdirərək yağıntı paylanmaları tərtib edilir. İzogiyetlər arasındakı məsafəyə görə, hesablamalar bir qədər də dəqiqləşdirilir. Yuxarıda qeyd edilənləri nəzərə alaraq, yağıntıların orta qiymətləri aşağıdakı düsturla hesablanır (İmanov, 2002):

$$\overline{P} = \frac{\frac{R_1 + R_2}{2} f_1 + \frac{R_2 + R_3}{2} f_2 + \ldots + \frac{R_n + R_{n+1}}{2} f_n}{f_1 + f_2 + \ldots + f_n} = \frac{\sum_{i=1}^{N} \frac{R_i + R_{i+1}}{2} f_i}{\sum_{i=1}^{N} f_i}$$

Burada: R_1, R_2, … , R_n – yağıntıların izogiyetlərə görə müəyyən edilmiş qiymətləri (mm); f_1, f_2, … , f_n – qonşu izoqiyetlər arasındakı sahələr (km^2).

Yağıntıların illik paylanması. Respublika ərazisində mürəkkəb relyef xüsusiyyətləri atmosfer yağıntılarının qeyri-bərabər paylanmasına səbəb olur. Buna görə də burada müəyyən edilmiş 5 müxtəlif oroqrafik xüsusiyyətə malik ərazilərin hər birində yağıntı paylanmaları arasında böyuk fərqlər müşahidə olunur. Bu fərq sahil zonalarında Abşeron yarımadasından şimala və cənuba doğru 200-250 mm arasında, Xaçmaz və Neftçalaya doğru isə 300 mm izogiyet əyrisinin uzanması ilə diqqəti cəlb edir.

Respulika ərazisinin düzən hissələrində yağıntıların orta illik miqdarı, sahil ərazilərdə olduğu kimi, nisbətən az dəyişkəndir. Burada yağıntı layı (Kür–Araz ovalığında) 250-300 mm arasında dəyişir. Birinci şəkildən göründüyü kimi 300 mm-lik izogiyet əyrisinin vəziyyəti Beyləqandan başlayaraq şimal-qərbə Gəncə-Mingəçevir ərazilərindən şimal-şərq istiqamətdə Xaçmaz rayonu ərazilərinə doğru yönəlir.

Düzən ərazilərə nisbətən dağətəyi ərazilərdə yağıntıların miqdarı bir qədər artır. Məlum olduğu kimi, həm Böyük Qafqazın həm də Kiçik Qafqazın ətəklərindən yüksəkliyə doğru hündürlüyün artması ilə yağıntıların artması müşahidə olunur (Шихлинский, 1968). Belə ki, hər iki ərazilərin dəniz səviyyəsindən 200-500 m hündürlüklərdə yağıntıların illik miqdarı 400-500 mm arasında tərəddüd edir. Həmin ərazilərdə izogiyetlər Böyuk Qafqazın şimal-şərq ətəklərindən qərbə doğru yönəlir. Kiçik Qafqazda isə eyni qiymətli izogiyetlər Araz sahili ərazilərindən şimal-qərbə Qazax-Akstafa istiqamətində uzanır. Yuxarı Qarabağda (1990-cı ilə qədər olan məlumatlara əsasən) yağıntıların orta illik miqdarı 600-700 mm arasında dəyişir. Lənkəranda 400-500 mm yağıntılar əsasən düzən hissələrdə düşür.

Respublikanın orta dağlıq ərazilərindən başlayaraq yüksək dağlığa doğru yağıntıların miqdarı (600-700 mm-dən, 1000-1200 mm-ə qədər) kəskin şəkildə artır. İzogiyetlərin müvafiq vəziyyətləri Böyük Qafqazda Quba, İsmayıllı rayonları ərazilərindən keçməklə şimal-qərb istiqamətə yönəlir. Yüksək dağlıq hissələrdə isə 600-700 mm-lik izogiyetlərə paralel Qəbələ, Zakatala rayonları istiqamətində 1000-1200 mm-lik izogiyetlərin paylanması müşahidə edilir. Eyni qiymətli izogiyetlər Talışda dəniz səviyyəsindən 1000 m-dən yuxarı hündürlüklərdən keçir.

Naxçıvanda yağıntı paylanmaları nisbətən az dəyişkəndir. Yağıntılar Araz boyu ərazilərdə 250 mm-dən az, ən çox isə şimal-şərq rayonlarda – 400 mm-ə qədər düşür (1-ci şəkil).

Beləliklə, respublika ərazisində atmosfer yağıntılarının son 100 ilin müşahidə məlumatlarına əsasən təhlili aşağıdakı qradasiyaları müəyyən etməyə imkan verir:

1) [200, 300] mm; 2) [300, 400] mm; 3) [400, 600] mm; 4) [600, 800] mm; 5) [800, 1300] mm.

Burada yağıntı paylanmalarına görə verilmiş izogiyet bölgülərdən 1-ci düzən ərazilərdən dağətəyi ərazilərə qədər; 2-ci dağətəyi ərazilərdən aşağı dağlığa qədər; 3-cü aşağı dağlıqdan orta dağlığa qədər; 4-cü orta dağlıqdan yüksək dağlığa qədər uzanır.

Aparılan araşdırmalar nəticəsində son dövrlərdə Azərbaycan ərazisində düşən yağıntıların orta illik paylanmalarında azalma müşahidə edilmişdir. Bu azalma yüksək dağlığa qədər olan ərazilərdə 100-150 mm, yüksək dağlıqda isə 150-200 mm-ə çatır.

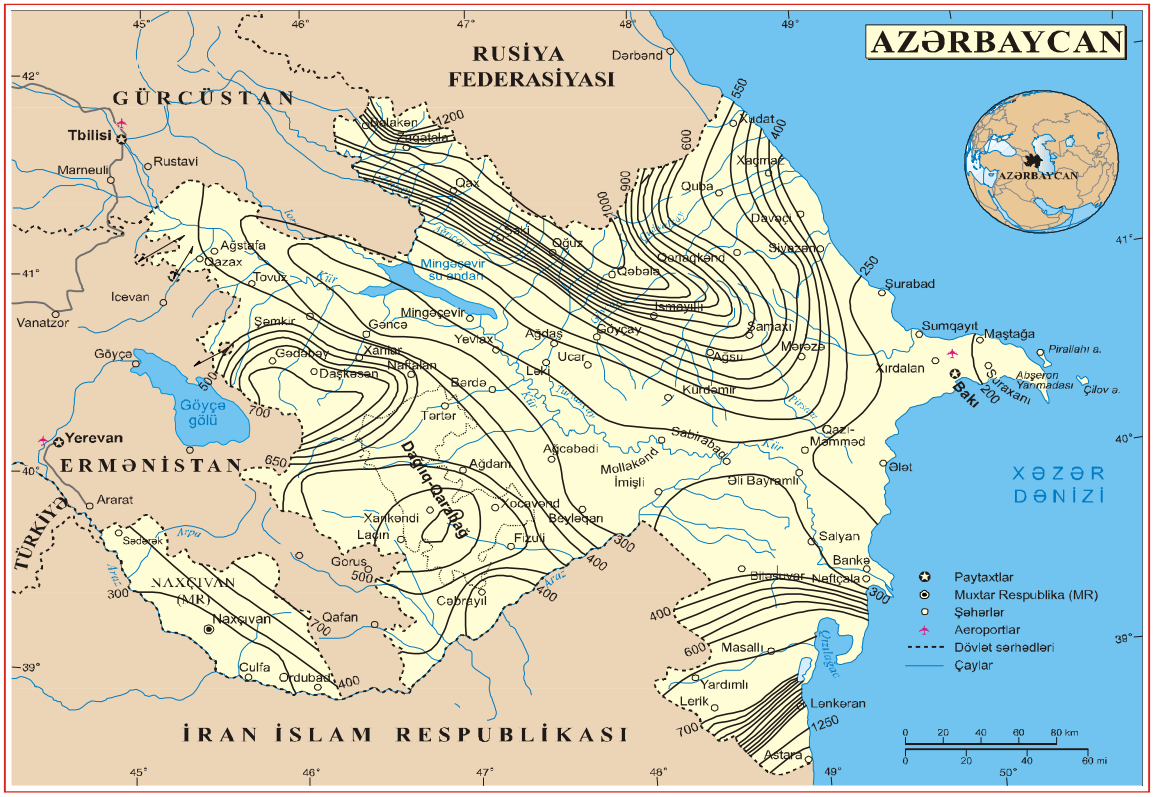
Yağıntıların fəsli paylanmaları. Düzən ərazilərdə yağıntıların 36%-ə qədəri yazda, 25%-ə qədəri isə payızda düşür. Bu zaman yağıntıların paylanması 100 və 80 mm-lik izogiyetlərin əvvəlcə respublika ərazisinin şimal-şərq hissəsindən şimal-qərbə doğru, sonra isə cənub şərq istiqamətdə uzanması ilə xarakterizə olunur. Qışda və yayda isə buraya orta illik yağıntıların 21%-i və 18%-i düşür. Bu isə 60 və 80 mm-lik izogiyetlərin paylanmaları ilə yadda qalır. Beləliklə, izogiyetlər arasındakı fərqlər azalır, yüksək dağlıqda bu fərq 100 mm-ə çatır **(**2-ci və 3-cü şəkillər**)**.

Dağətəyi və aşağı dağlıq ərazilərdə düşən yağıntıların miqdarı bir-birindən çox az fərqlənir. Yazda və payızda düşən yağıntıların miqdarı 22-33% arasında dəyişir. Bu zaman 100 və 140 mm-lik izogiyetlər üstünlük təşkil edir. Böyük Qafqazda bu əyrilər şimal-şərqdən şimal-qərbə doğru, Kiçik Qafqazda isə cənub-şərqdən şimal-qərbə doğru uzanır. Qışda və yayda əraziyə düşən yağıntıların miqdarı 120 və 160 mm-lik izogiyetlərlə ifadə olunur, 20% və 25% yağıntı düşür.

Orta dağlıq ərazilərdə yaz və payızda düşən yağıntıların miqdarı uyğun olaraq 38% və 30% təşkil edir və 180, 200 mm-lik izogiyet əyrilərinə görə müəyyən edilir. Qışda və yayda isə18% və 14%-ə qədər yağıntı düşür.

Yüksək dağlıq zonalarda yaz və payızda düşən yağıntılar çoxillik normanın təqribən 42% və 30%-ni, qışda və yayda isə uyğun olaraq 13 % və 15%-ni təşkil edir. Yazda və payızda Böyük Qafqaz və Talışda yağıntılar 340 və 400 mm-lik izogiyet əyriləri ilə, qışda və yayda isə 100 və 200 mm-lik izogiyetlərlə ifadə olunurlar.

Naxçıvanda yağıntıların orta illik miqdarı 325 mm-dir. Bunun 40%-ə qədəri yazda, 24%-ə qədəri payızda, 23%-ə qədəri qışda, 13%-ə qədəri isə yayda düşür.



1-ci şəkil. Respublika ərazisində orta illik yağıntılar



2-ci şəkil. Payız fəslində respublika ərazisində atmosfer yağıntıları



3-cü şəkil. Yaz fəslində respublika ərazisində atmosfer yağıntıları

Beləliklə, yerinə yetirilmiş işdə son 100 ilin məlumatlarına istinadən alınmış yağıntı paylanmalarına əsasən, respublika ərazisində son illərdə yağıntıların miqdarı təqribən 100 mm-ə qədər azaldığı müəyyən edilmişdir.

ƏDƏBİYYAT

İMANOV, F.Ə. 2002. Çay axımı. BDU. Bakı. 209.

ДРОЗДОВ, О.А. 1950. О некоторых особенностях полей метеорологических элементов. *Труды ГГО,* 19 (81), 102-121.

ХРИЧИЯ, М.С. 1971. Атмосферные осадки. В кн.: *Климат и климатические ресурсы Грузии*. *Труды ЗакНИГМИ,* 44 (50), Ленинград, 262-271.

ЧИРИКАДЗЕ, Г.И. 1972. Климатические параметры естественной влагообеспеченности Закавказья. *Труды ЗакНИГМИ,* 50 (50). Гидрометеоиздат, Ленинград, 92.

ШВЕР, Ц.А. 1976. Атмосферные осадки на территории СССР. Гидрометеоиздат. Ленинград. 302.

ШИХЛИНСКИЙ, Э.М. 1968. Атмосферные осадки. В кн.: *Климат Азербайджана*, Коммунист, Баку, 152-185.

Məqaləyə c.e.d. R.Mahmudov rəy vermişdir