ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА

© Ад.А.Алиев, Р.Р.Рахманов, 2008

КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА ГРЯЗЕВУЛКАНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В АЗЕРБАЙДЖАНЕ

Ад.А.Алиев[1], Р.Р.Рахманов[2]

1 – *Институт геологии НАН Азербайджана*
AZ1143, Баку, просп. Г. Джавида, 29А
2 – *Институт научных исследований ГНКАР*
AZ1012, Баку, просп. Г. Зардаби, 88

В статье впервые количественно охарактеризованы распределение морфологических видов грязевых вулканов по нефтегазоносным районам Азербайджана, их основные и вторичные эруптивные центры, активная стадия деятельности, явления, предшествующие и сопутствующие извержению, а также покровы и потоки брекчии. По составленным схемам плотностного расположения грязевых вулканов определен ареал максимальной концентрации углеводородных скоплений.

Грязевой вулканизм – одно из интересных природных явлений, несущее на себе «отзвуки» геофлюидодинамических и термобарических процессов, протекающих в недрах Земли и чутко реагирующих на периоды солнечной активности и сейсмические события планеты, завершающееся извержением в результате нарушения внутриземного энергетического равновесия.

На территории Восточного Азербайджана и прилегающей акватории Каспия находится более 300 грязевых вулканов (ГВ), различающихся морфологией, площадью, занимаемой твердыми продуктами выноса; их объемом; протяженностью потоков излияний; возрастом, составом, количеством и размерами обломков пород, заключенных в глинистой массе; пароксизмальной и грифонно-сальзовой стадиями деятельности.

По новейшей сводке общее количество ГВ в Азербайджане доходит до 344 (211 наземных и 133 морских). При этом 20 вулканов, каждый из которых имеет от 2 до 10 самостоятельных эруптивных центров, образуют грязевулканическую группу. Согласно новой карте ГВ, ареал их размещения занимает площадь, имеющую форму неправильного шестиугольника (рис.1) и немного превышающую 58 тыс. км^2. Регион распространения ГВ охватывает нефтегазоносные районы (НГР) Азербайджана: Прикаспийско-Губинский, Абшеронский, Шамаха-Гобустанский, Нижнекуринский, Бакинский архипелаг, а также зоны Лянкяран-Рештской поперечной и широтной складчатостей.

Распределение морфологических видов грязевых вулканов

Цепочка разобщенных уваловидных хребтов, реже гребне- и платовидных возвышенностей, а также обособленные выступы рельефа, часто имеющие плоскоконическую форму – основные морфологические признаки ГВ на суше. Их внешние размеры различны и определяются рельефом поверхности, характером и частотой извержения, консистенцией выносимой брекчии, степенью осложнения структур разрывами и другими факторами.

В отличие от крупных ГВ корни небольших их разновидностей, в основном грязевулканических проявлений (ГВП), связаны с нефтегазоносными горизонтами структур верхнего этажа; в них не происходят пароксизмальные извержения, подтверждением чему служит факт отсутствия обломков пород в составе твердых выносов (Алиев, 2003; Рахманов, 1987). Наземные и морские ГВ по

морфогенетическому признаку подразделены на два типа: крупные (собственно ГВ) и мелкие (ГВП). 281 вулкан относится к первому, а 63 – ко второму. Относительная высота крупных наземных ГВ изменяется в широких пределах; по этому показателю их можно подразделить на следующие виды: “а” (высотой 5-50 м), “б” (50-100 м), “в” (100-200 м) и “г” (свыше 200 м).

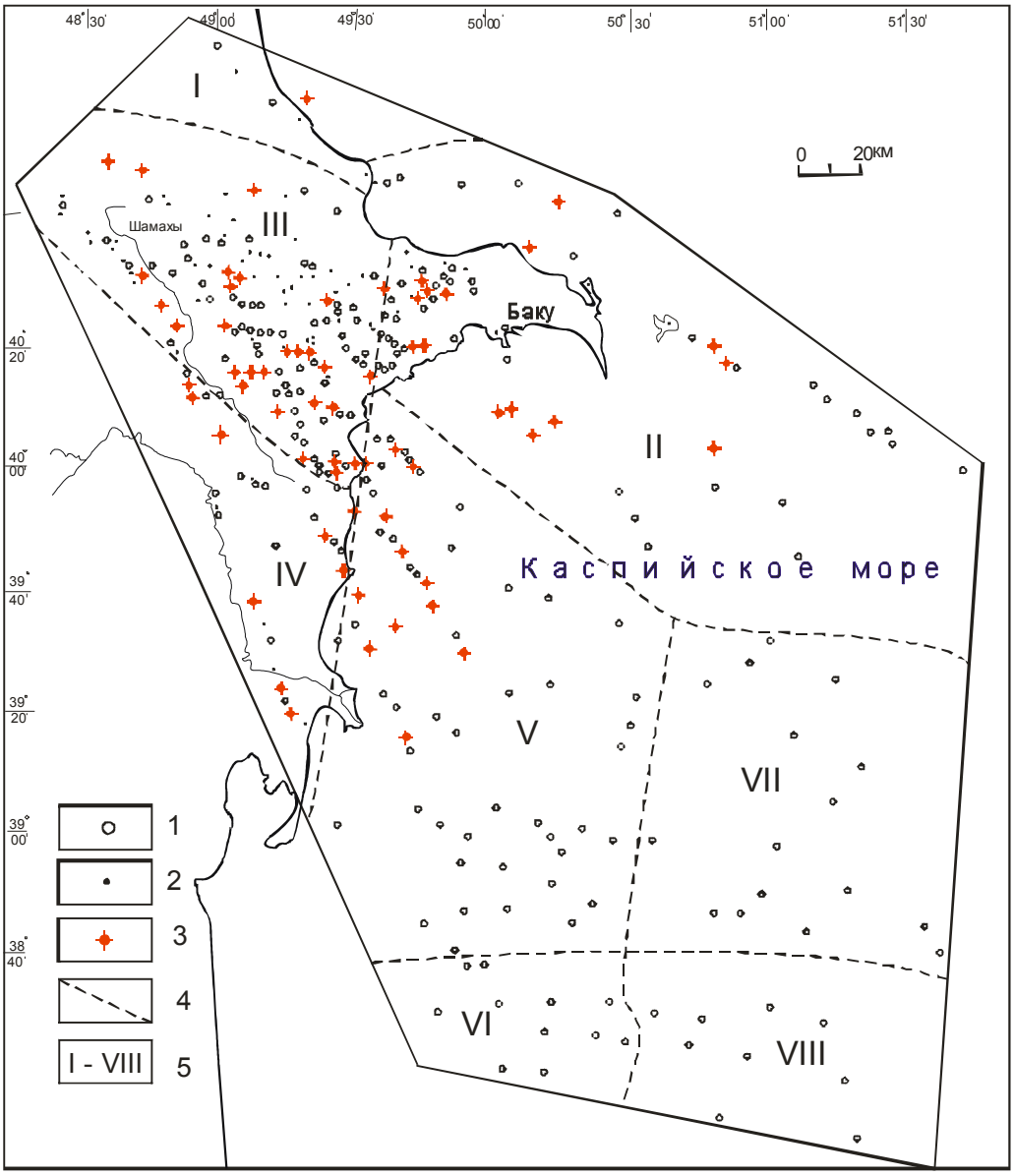


Рис. 1. Ареал распространения грязевых вулканов Азербайджана

1 – грязевые вулканы; 2 – грязевулканические проявления, 3 – извергавшиеся вулканы; 4 – границы нефтегазоносных районов и зон складчатостей; 5 – нефтегазоносные районы и зоны складчатости: I – Прикаспийско–Губинский; II – Абшеронский; III – Шамаха-Гобустанский; IV – Нижнекуринский; V – Бакинский архипелаг; VI - Лянкяран-Рештская; VII – Поперечная; VIII – Широтная.

Учитывая, что ГВ в морских условиях подвергаются интенсивным абразивным процессам, виду “а” здесь соответствуют банки, возвышающиеся над дном на 2-15 м. К виду “б” отнесены островные являющиеся конусами и останцами ГВ вулканы высотой 15-50 м, а к “в” и “г” – морские возвышенности высотой соответственно 50-100 м и свыше 100 м. Что касается ГВП, то их обнаружить в морской среде очень трудно. Вулканы этого типа достоверно известны только около мыса Амия акватории Прикаспийско-Приабшеронского района, на островах Яшма, Пираллахи и Чилов, а также в районе Нефт Дашлары. В крупный вид “г” включены и погребенные ГВ, установленные на суше и в пределах моря.

Несмотря на то, что такая градация носит условный характер, она все же дает определенную информацию о различии грязевулканического процесса, протекающего в районах расположения тех или иных типов ГВ, степени их активности и динамического состояния земных глубин. Кроме того, такая типизация позволяет судить о масштабе и частоте грязевулканического процесса, глубине проникновения каналов ГВ, а также насыщенности осадочной толщи углеводородами (УВ).

Относительная высота самого морфологически выраженного ГВ Прикаспийско-Губинского НГР Гайнарджа составляет 60 м. К типу “а” относится и вулкан Хыдырзинды.

В Абшеронском НГР крупные грязевые вулканы расположены в его ЮЗ части. Вулкан Отманбоздаг самый высочайший (404 м) в Азербайджане, а другие – Боздаг-Гобу, Сарынча, Локбатан и Боздаг-Гюздек – возвышаются над окружающей местностью на 105-225 м. В наиболее крупных ГВ центральной части Абшеронского полуострова (Абих, Кейреки) относительная высота составляет 95 и 116 м. На Абшеронском архипелаге крупные вулканы установлены в пределах складок Гюнешли и Чираг высотой над дном Каспия 100 и 106 м.

В Шамаха-Гобустанском НГР наиболее крупные ГВ сосредоточены в его ЮВ части – Южно-Гобустанской зоне. Здесь относительная высота вулканов (Дашмардан, Беюк Кянизадаг и Агнохур) доходит до 320-390 м. Наиболее крупный ГВ Шамахинской зоны Демирчи имеет относительную высоту 20 м, а Северного Гобустана Вейс – 70 м. В Центральном Гобустане высота крупных вулканов (Гарыджа, Пирекяшкюль, Шихзарли) изменяется в пределах 55-150 м.

Крупные ГВ Нижнекуринского НГР (Инджабель, Гырлых, Беюк и Кичик Мишовдаг, Галмас, Агзыбир) находятся в СВ прибортовой части одноименного прогиба. Их относительная высота составляет 135-270 м.

В пределах западной части Южно-Каспийской впадины (ЮКВ) максимальная отметка (180 м) над морским дном отмечена на вулкане Буздаг в Бакинском архипелаге. Численное распределение морфологических видов ГВ по отдельным нефтегазоносным районам Азербайджана приводится в таблице 1.

Для изучения зонального распределения ГВ и определения ареалов аккумуляций УВ скоплений составлены карты их плотности расположения в двух вариантах: общая, отражающая размещение всех морфологических видов (рис. 2), и выборочная, включающая три вида ГВ – “б”, “в” и “г” (рис.3).

Карта расположения ГВ разбита на прямоугольники, стороны которых соответствуют географическим координатам, т.е. широтам и меридианам, проходящим через каждые $10'$. Площадь каждого прямоугольника с длиной сторон меридионального и широтного направлений соответственно 18,4 и 14 км, составляет 257,6 км^2. В соответствии с этим определено количество выделенных типов ГВ, попадающих на эти площади.

Как видно из рис. 2 и 3, наибольшая концентрация ГВ (один вулкан на 22-23 км^2) отмечается на площади, ограниченной координатами $40^0$15' - $40^0$25' с.ш. и $49^0$05' - $49^0$15' в.д. и соответствует Алятской гряде Южного Гобустана. Менее плотно (один вулкан на 26-32 км^2) они располагаются вокруг площади максимальной концентрации ГВ, охватывая районы Центрального и Южного Гобустана, а также Западного Абшерона. Плотно (один вулкан на 37-43 км^2) расположены ГВ в Шамахинском районе, образуя обособленную зону.

Таблица 1

Районы (зоны) \ Типы	Грязевулканические проявления	Грязевые вулканы				Общее количество
		Виды				
		а	б	в	г	
Прикаспийско-Губинский	4	1	1	-	-	6
Шамаха-Гобустанский	40	42	21	14	15	132
В том числе:						
1. Шамахинская зона	11	9	-	1	-	21
2. Северо-Гобустанская зона	10	7	2	-	-	19
3. Центрально-Гобустанская зона	13	19	3	2	1	38
4. Южно-Гобустанская зона	6	7	16	11	14	54
Абшеронский	12	24	15	10	15	76
В том числе:						
1.Абшеронский полуостров	8	16	6	6	6	41
2.Абшеронский архипелаг	4	8	9	4	10	35
Нижнекуринский	7	11	3	5	7	33
Южно-Каспийский	-	10	36	22	29	97
В том числе:						
1. Бакинский архипелаг	-	9	23	10	19	61
2. Лянкяран-Рештская впадина	-	-	1	3	5	9
3. Зона поперечной складчатости	-	1	6	5	3	15
4. Зона широтной складчатости	-	-	6	4	2	12
Всего:	63	88	76	51	66	344

Крупные ГВ располагаются на трех обособленных площадях в пределах Южного Гобустана, Западного Абшерона и СВ части Нижнекуринского района. А наиболее крупные ГВ (виды “б”, “в” и “г”) размещены на двух обособленных площадях, заключенных в координаты: $39^0$56' - $40^0$20' с.ш., $49^0$00' - $49^0$25' в.д. и $40^0$25' -$49^0$30' с.ш., $49^0$35' - $49^0$46' в.д. Сопоставление карт плотностей расположения ГВ различных видов позволяет определить ареалы максимальной концентрации УВ ресурсов (рис. 3), окаймленные зонами, уступающими им по интенсивности аккумуляций УВ.

Покровы и потоки грязевулканической брекчии

Новейшие покровы и потоки брекчии являются основными морфологическими элементами ГВ. Максимальная длина покрова наземных и морских вулканов в зависимости от объема вынесенного вулканом материала и рельефа ложа доходит до 7 км (Дашмардан) и 14 км (Ильхичи), а ширина – до 6 км (Дашмардан). В пределах суши самое крупное поле брекчии Инджабельского вулкана занимает площадь 37,7 км^2, а на вулканах Дашмардан и Аязахтарма – соответственно 31,9 и 31,6 км^2. На Абшеронском полуострове по этому показателю отличается Отманбоздаг (10,4 км^2).

Суммарная площадь брекчии, перекрывшей восточную наземную часть Азербайджана, превышает 5,7 км^2. По районам она распределяется следующим образом: Шамахинский – 0,35 км^2 (образована в основном извержениями вулканов Дагкёланы, Гушчу, Гызмейдан, Меликчобаны), Северный Гобустан – 0,0073 км^2 (половина из них в пределах вулкана Вейс), Центральный Гобустан – 0,2 км^2 (46% приходится на долю Чапылмыш, Шихзарли, Чухуроглыбозы), Южный Гобустан – около 3,5 км^2 (из них на Алятской гряде 1,6 км^2), Абшеронский – 0,4 км^2, Нижнекуринский – 1,2 км^2.

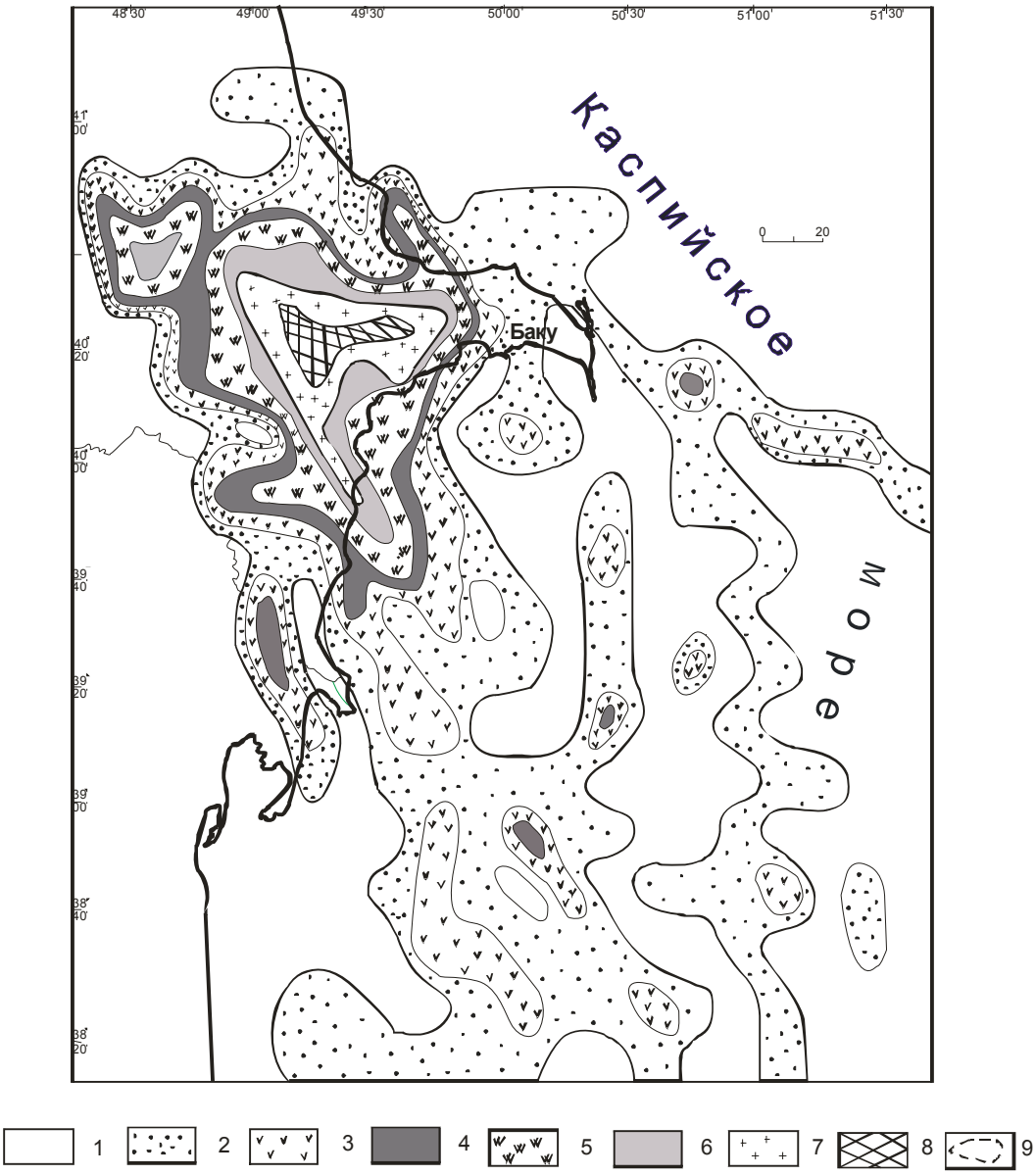


Рис. 2. Карта плотности расположения морфологических типов грязевых вулканов Азербайджана

Условные знаки к рис. 2 и 3
1 – площади, где отсутствуют грязевые вулканы; 2-8 – количество грязевых вулканов на каждые 257,6 км^2: 2 – 1 вулкан, 3 – 2 вулкана, 4 – 3 вулкана, 5 – 4-5 вулканов, 6 – 6-7 вулканов, 7 – 8-9 вулканов, 8 – 10-12 вулканов; 9* – ареал максимальной концентрации углеводородных скоплений.
* - относится к рис. 3

Большие мощности брекчии (500-600 м) вскрыты в пределах вулканов Дагкёланы, Ильхичы, Шекиханской группы и Ахтарма-Пашалы.

В зависимости от характера ложа, уклона местности и состава брекчии каждый поток брекчии имеет свою форму рельефа. Максимальная длина (6 км) потока установлена на Инджабеле. На Отманбоздаге она составляет 2,9 км, Давалидаге – 2,8 км, Кичик Мишовдаге – 2,5 км, Галмасе – 2 км. Наибольшая ширина потоков: на Отманбоздаге – 1500 м, Галмасе – 800 м, Торагае – 700 м и Давалидаге – 650 м. Потоки вулканов Кейреки, Отманбоздаг, Сарынча, Готурдаг и Айрантекен выходят за контур распространения брекчии.

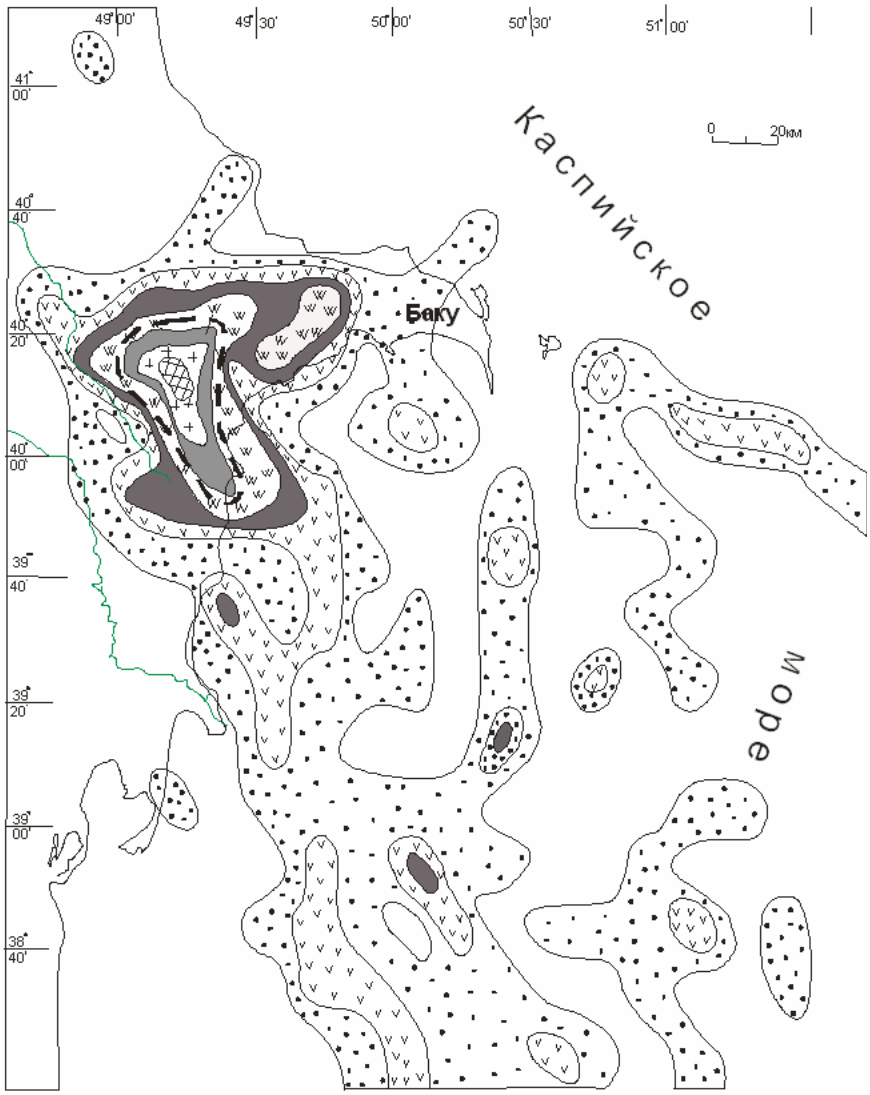


Рис. 3. Карта плотности расположения наиболее крупных грязевых вулканов Азербайджана

Подсчитанные объемы брекчии в 48 наиболее крупных вулканах суши (Инджабель, Дагкёланы, Ахтарма-Пашалы, Дашмардан, Аязахтарма, Отманбоздаг и др.) и островах (Гарасу, Зенбил), изменяется в пределах 0,02-11,3 км^3 (Инджабель). Суммарный объем брекчии указанных вулканов составляет свыше 50 км^3 или при объемном весе 1,6 т/м^3 – $80 \cdot 10^9$ т.

Основные и вторичные эруптивные центры

Другой морфологический элемент ГВ кратер представляет собой участок оседания, имеющий плосковыпуклую – щитообразную (Боздаг-Гобу, остров Хара-Зиря и др.) или глубокозапавшую – кальдеровидную (Готурдаг, Гаракюра, Давалидаг и др.) формы.

Контуры кратерного поля в зависимости от характера вынесенного вулканом твердого продукта весьма разнообразны. Большей частью они округлые или овальные диаметром от 10 (Гасымкенд) до 750 м (Галмас). Крупный кратер размером 3х1,6 км венчает вершину Аязахтармы. Кратер Галендарахтармы имеет длину 1,5 км при ширине 0,8 км. Довольно внушительных размеров кратеры на ГВ: Инджабель (4 х 0,4 км), Ахтарма-Пашалы (2,6 х 1,9 км) и Кичик Мишовдаг (1 х 0,5 км). Крупные кратеры установлены на банке Бахар-дениз (1,6 х 1,4 км) и острове Хара-Зиря (1,9 х 0,95 км).

Площади кратерного поля колеблятся от нескольких гектар до 10 км^2 (Ахтарма-Пашалы) и окаймляются одним (Торагай, Кейреки, остров Хара-Зиря и др.) или несколькими (Хамамдаг, Аязахтарма, Готурдаг и др.) концентрическими валами. Последние возвышаются над центральной частью кратера наземных вулканов на 15-17 м (Боздаг-Гюздек, Боздаг-Гобу, Торагай, Гаракюра, Айрантекен) и 30-40 м (Диленгез, Гырлых-Харами), островных – на 30 м (Чигил, Гарасу) и подводных – на 9 м (банка Бахар-дениз) и 17 м (банка Умид). На вулканах Локбатан, Боздаг-Гобу, Айрантекен и др. прослеживаются и древние кратеры, расположенные недалеко (до 300 м – Локбатан) от современных центров эрупций.

Общее число вторичных эруптивных центров (ВЭЦ), представленных сопками, сальзами и грифонами, расположенных в кратерном поле, на склонах наземных ГВ или обособленно, − более 10 тысяч. Большинство из них – действующие. Максимальное количество ВЭЦ на ГВ наблюдалось в Шамаха-Гобустанском (свыше 5700) и Нижнекуринском (свыше 3500) НГР. В Центральном Гобустане наибольшее количество (свыше 700) ВЭЦ было зафиксировано на ГВ Борансыз-Джулга. На вулкане Дуровдаг их количество около 1500, а на ГВП Хыдырлы насчитывается до 1000. На более активных грязевулканических островах Южного Каспия – Хара-Зиря, Санги-Муган и Гарасу число ВЭЦ варьирует в пределах 100-210.

Интенсивное выделение УВ газа из ВЭЦ наблюдается на ГВ Южного Гобустана. На Дашгиле оно составляет 2000-3000 м^3 в сутки. Суточный объем газа из сальз ГВ Набур доходит до 836 м^3, а на Дуровдаге – до 360 м^3/сут.

Интенсивность газовыделения из отдельных выходов непостоянна, она меняется даже за сравнительно небольшой отрезок времени. Общее количество газа, выделяющегося в течение года при спокойной деятельности из всех ГВ Восточного Азербайджана, оценивается от 2 х 10^7 до 2 х 10^{10} м^3 и более в год (Дадашев, 1963; Джафаров, 1985; Осика, 1981), а из прибрежных вулканов – приблизительно 0,3-0,6 х 10^6 (Etiope et al., 2004). Согласно общей оценке всех ВЭЦ, в сутки выносится 40000 м^3, а в год – 14,6 млн. м^3 газа.

Учитывая предел изменения дебитов воды (0,01-12 м^3/сут) и количество действующих ГВ (187), при среднем объеме воды в 6 м^3/сут можно допустить, что из всех ГВ в день выносится более 1000 м^3 воды. В 15 ГВ (Мараза, Инджабель, Бабазанан, Девебойну, остров Хара-Зиря и др.) установлено выделение H_2S. Почти на всех ГВ в грифонно-сальзовую стадию деятельности наблюдается выделение УВ в виде пленок нефти, а 21% ГВ, преимущественно ГВП, особенно в Шамаха-Гобустанском регионе, обильно выделяют нефть, образуя местами в пределах кратерного поля кировые покровы (Шорбулаг, Гырдаг и др.), иногда нефтяные озера (Гырлых и др.) (Алиев, 2003).

Активная стадия деятельности грязевых вулканов

В деятельности современных ГВ выделяется две стадии: активная – пароксизмальная и пассивная – грифонно-сальзовая. Первая стадия характеризуется мощным выбросом газов и излиянием на поверхность большого количества грязевулканической брекчии. На второй стадии после извержения происходит спокойное и продолжительное выделение газов, грязи и воды с пленкой нефти или же самой нефти из ВЭЦ.

Из установленных в Азербайджане ГВ 92 относятся к разряду периодически извергающихся. Наибольшее число (27) их расположено в Южном Гобустане. В Шамахинском районе таковых – 7, Северном Гобустане и Прикаспийско-Губинском –1, Центральном Гобустане – 9, на Абшеронском полуострове – 13, Абшеронском архипелаге – 9, Бакинском архипелаге – 12, в Нижнекуринском районе – 13. 25 вулканов являются потухшими и погребенными, прекратившими свою деятельность в плиоцен-четвертичное время.

Вскрытие скважинами брекчий в пластовом залегании свидетельствует о том, что в ранне- и среднемиоценовое время также наблюдались бурные извержения вулканов (Якубов, Алиев, 1987; Рахманов, 1999). Многолетние наблюдения за деятельностью ГВ позволили в зависимости от количественных соотношений извергаемых газообразных и

твердых продуктов, а также образующихся трещин, выделить четыре типа грязевулканических извержений:

1 тип. Сопровождается взрывами разной силы, выделением мощного потока газовой струи с воспламенением или без него и выбросом большого объема вулканической брекчии и образованием различных трещин;

2 тип. Завершается взрывом газа и образованием крупных трещин без излияния грязи;

3 тип. Происходит относительно небольшое излияние грязевулканической брекчии без интенсивных газовых проявлений;

4 тип. Наблюдается выпирание брекчии при незначительном выделении газа.

ГВ первых двух типов характеризуются пароксизмальными извержениями, а в остальных происходит только активизация грифонно-сальзовой стадии деятельности или же нарастание внутреннего напряжения в выводном канале вулкана. Выделенные типы извержений можно сгруппировать под названиями «эксплозивно-эффузивные» (I тип), «эксплозивные» (II тип), «эффузивные» (III тип) и «экструзивные» (IV тип).

Хронология и основные характеристики извержений ГВ (Алиев и др., 2002) позволили количественно определить много интересных моментов активной стадии деятельности.

В Азербайджане с 1810 г. по настоящее время зафиксировано 387 извержений всех типов. При этом 26 вулканов извергались по одному разу, 17 – по 2, 12 – по 3 , 6 – по 4, 29 – по 5 и более раз.

Анализ распределения зафиксированных извержений ГВ показал, что на каждый год приходится 2-3 извержения. Рекордным (16 извержений) оказался 2001 г. В 1986 г. было 12 извержений, в 1989 г. – 11, в 1970 г. –10, в 2004 г. – 9, в 1926 и 1969 гг. – 8, в 1953, 1987, 1988 гг. – 7, в 1902, 1923, 1933, 1947, 1951, 1957, 1960, 1962, 1967, 1977, 1984, 1993 гг. – 5. Максимальные перерывы между извержениями (6-9-11 лет) отмечаются в XIX в., что связано с неполнотой сведений, дошедших до нас. Выводы о периодичности извержений должны базироваться на фактических данных после 1900 г.

Систематизация извержений по годам, начиная с начала прошлого века, дает основание предположить, что приблизительно каждые 2-5 лет в Азербайджане наблюдается усиление деятельности вулканов. Активными интервалами периодичности извержений ГВ являлись 1902-1904, 1912-1915, 1921-1929, 1932-1941, 1947-1954, 1957-1977, 1980-1993 и 2000-2007 гг. (рис. 4).

Из зафиксированных по сезонам года извержений 76 произошло весной, 79 – летом, 67 –осенью и 50 – зимой, а в течение суток: 55 – вечером, 34 – днем, 32 – утром и 26 – ночью. Наибольшая активность ГВ наблюдалась в Шамаха-Гобустанском НГР (на 44-х 187 извержений). 20 извержений отмечено на Шихзарли, 12 – на ГВ Гушчу, 10 – на Торагае и Аязахтарма. Здесь активизация вулканов происходит в интервалах 1901-1902, 1908-1913, 1924-1929, 1946-1954, 1957- 1960,1962-1977, 1984-1989, 2000-2001 и 2004-2007 гг.

В Абшеронском НГР на 22 вулканах (общее количество 76) произошло 113 извержений. Наиболее активным является вулкан Локбатан, где почти за два века произошло 22 извержения. На ГВ Кейреки наблюдалось 17 извержений. ГВ Абшеронского полуострова и морской акватории (банка Бахар-дениз, банка Бузовна пильпиляси и др.) активно проявили себя в 1902-1906, 1912-1918, 1921-1926, 1933-1941, 1949-1954, 1957-1960, 1963-1969, 1972-1980, 1984-1993 и 1998-2005 гг.

В Бакинском архипелаге на 12 вулканах (общее их число 61) зафиксировано 57 извержений. Наиболее активны островные вулканы Хара-Зиря (13) и Гил (10). На Чигил-денизе было 8, а на Гарасу и острове Санги-Муган – 5 извержений. Интервал активности ГВ здесь охватывает 1913-1915, 1923-1928, 1939-1950, 1959-1962, 1993-1997 и 2001-2006 гг.

Наименьшее количество извержений наблюдалось в Нижнекуринском НГР. Здесь из 33 ГВ в прошлом веке 13 ГВ пробуждались всего 26 раза. Наиболее активны Ахтарма-Пашалы и Хамамдаг (соответственно 6 и 5 извержений). Активизация ГВ наблюдалась в 1947-1948, 1962-1969 и 1982-1990 гг. Активность ГВ местами совпадает с периодами интенсивного погружения дна Южного Каспия и явно следует за оживлением сейсмической деятельности (Алиев и др., 2001; Алиев, 2003).

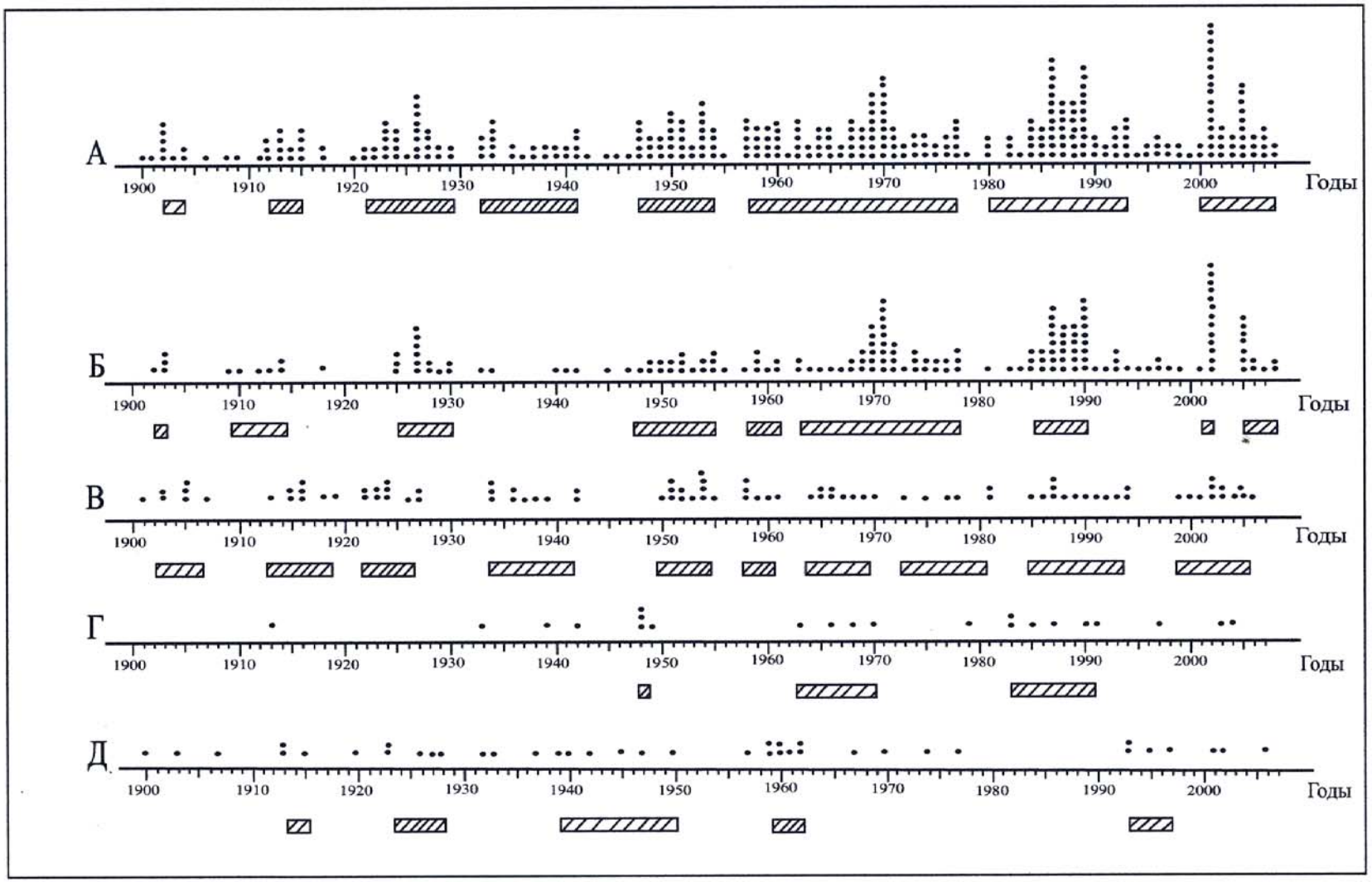


Рис. 4. Графики активизации извержений грязевых вулканов Азербайджана во времени

А - в целом по Азербайджану, Б – Шамаха-Гобустанскому, В – Абшеронскому, Г – Нижнекуринскому районам, Д – Бакинскому архипелагу.
Интервалы активизации извержений грязевых вулканов заштрихованы.

Продолжительность извержения обычно бывает в пределах 15-60 мин. До 10 мин. продолжалась активизация в 6, до 15 – на 9, до 20 – на 8, до 30 – на 16, до 1 ч. – на 19, до 1,5 ч. – на 8, до 2 ч.– на 9, до 3 ч. – на 9, до 5 ч. – на 3, до 10 ч. – на 5 и до 20 ч. – на 2 вулканах. На острове Хара-Зиря извержение в 1997 г. происходило с перерывами 2 дня, на Бахаре (1885 г.), Дашгиле (1886 г.) и острове Гарасу (1977 г.) – 3 дня.

а) Явления, предшествующие извержению.

Извержение, как правило, сопровождается взрывом, звуковыми эффектами и толчками. Извержения начинались подземным гулом в 70 (Чеильдаг, Торагай, Айрантекен, Кейреки, остров Хара-Зиря и др.), с взрывом – в 54 (Меликчобаны, Бахар, Ахтармаарды, Локбатан, остров Зенбил и др.), сотрясением и толчком – в 23 случаях (Шихзарли, Аязахтарма, Ахтарма-Пашалы, остров Санги-Муган, банка Чигил-дениз и др.). Грохот был зафиксирован только в 14 случаях (Дагкёланы, Чеильдаг-вост., Агнохур, Дашгил, Сарынча, Отманбоздаг и др.). Подъем или опускание кратерного поля, а также крупных блоков пород наблюдалось при 32 (Чапылмыш, Беюк Кянизадаг, Боздаг-Гобу, Агзыбир, остров Гарасу и др.), а выпирание брекчии происходило в 33 извержениях (Готурдаг, Чеильдаг-вост., Боздаг-Гюздек, банка Бузовна пильпиляси, банка Янан-Тава и др.).

б) Явления, сопутствующие извержению.

Большинство извержений сопровождается выбросами большого количества газов, и оценить достоверно их объем не представляется возможным. С целью определения расхода газа при извержении были предложены различные способы подсчета: по количеству сгоревшего газа, по объему газа, накапливающегося в недрах ГВ за время между извержениями и т.д. Поэтому количество газа, выбрасываемого в атмосферу за одно извержение, исследователи оценивают по-разному: 27,5-165,0 (Ковалевский, 1940), (0,5-1) - (20-40) $\cdot 10^3$ (Кудрявцев, 1963), 20-500 (Дадашев, 1963) , 3-4 (Калинко, 1968), 30 (Якубов, Алиев, 1987) и 6 млн. $м^3$ (Алиев, 2006).

На наш взгляд, более правдоподобную цифру можно получить, если расчленить по интенсивности извержения ГВ на три категории: сильные, умеренные и слабые. Основными показателями категорий являются объемы газа и брекчии, длина языка излияний, протяженность трещин (табл.2).

Эксплозивно-эффузивные и эксплозивные типы извержения отнесены к сильным или умеренным, эффузивные – к умеренным или слабым, а экструзивные – к слабым извержениям. Выделенные типы и категории могут наблюдаться в пределах одного и того же вулкана в разное время. Учитывая вышеуказанные показатели, все зафиксированные и охарактеризованные извержения ГВ Азербайджана согласно этим категориям распределены следующим образом (табл.3).

Таблица 2

Категория извержения	Высота пламени, м	Объем газа, млн. $м^3$	Площадь покрова, тыс. $м^2$	Длина языка излияния, м	Объем брекчии, тыс. $м^3$	Протяженность трещин, м
Сильное	> 100	30-200 (ср. 100)	> 20	> 100	100-200 (ср. 150)	> 500
Умеренное	50-100 (ср. 75)	5-30 (ср. 20)	0,5-20 (ср. 10)	50-100 (ср. 75)	50-100 (ср. 75)	100-500 (ср. 300)
Слабое	<50	< 5 (ср. 2)	< 0,5	< 50	<50 (ср.20)	<100

Таблица 3

Типы извержений	Количество извержений		
	Сильное	Умеренное	Слабое
Эксплозивно-эффузивный	45	21	-
Эксплозивный	3	1	-
Эффузивный	-	13	29
Всего	48	35	29

Суммарный объем газа, выделившегося во время 112 извержений, − приблизительно 5 млрд. м^3, а за одно – 50-60 млн. м^3.

Воспламенение газа с образованием столба пламени наблюдалось в 128 случаях (73 – в Шамаха-Гобустанском, 27 – в Абшеронском, 4 – в Нижнекуринском районах, 26 – на Бакинском архипелаге). Пламя высотой до 50 м сопровождало 12, до 100 м – 16, до 200 м – 19, 300 м – 12, до 500 м – 10 извержений. Высота огненного столба свыше 500 м отмечена во время пробуждения вулканов острова Гил в 1895 г., Отманбоздаг (1922 г.), острова Гарасу (1923, 1977 гг.), острова Хара-Зиря (1940 г.), Торагай (1947 г.), Дашмардан (1954), Айрантекен (1977 г.). Подземное горение наблюдалось только во время извержений вулканов Локбатан в 1923 и 1954 гг. и о. Гарасу в 1977 г.

«Лапилли» − продукты обжига брекчии в пламени горящего газа – наблюдались во время извержений на Бакинском архипелаге (7 случаев) и Абшеронском полуострове (5 случаев). В Шамаха-Гобустанском районе они отмечались на Агдаге, а в Нижнекуринском районе – на Ахтармаарды.

Фазы усиления пароксизмов извержения отмечены всего на 11 вулканах: на Локбатане в 1987 г. − 6, Беюк Кянизадаге (1950 г.) – 4 , на Аязахтарме (1973 г.), банке Бузовна пильпиляси (1953 г.), Локбатане (1926 г.) и Отманбоздаге (1904 г.) – 2-3 раза.

Извержения с выбросами грязи с обломками пород на высоту свыше 100 м зафиксированы в 5 случаях: на острове Гарасу в 1923 г., Гарабуджаг в 1963 г., Дагкёланы в 1969 г. и Боздаг-Гюздек в 1995 г.

Появление на месте подводных вулканов временно существующих островов наблюдалось 23 раза во время сильных извержений ГВ преимущественно на банках Чигил-дениз, Бузовна пильпиляси, Янан-Тава и Бахар-дениз, а столб и бурление воды без образования острова – в 14 случаях.

Образование трещин радиального и линейного направлений, а также концентрических длиной до 50 м констатировано в 9, до 500 м – в 12, до 1000 м – в 14, до 2000 м – в 8 и свыше 2000 м – в 3 извержениях. 4-х километровая трещина образовалась при извержении Дагкёланы в 1969 г.

Твердые выбросы вулкана образуют покровы брекчии, различающиеся по площади, толщине и объему. Наибольшая площадь (2,5 млн. м^2) покрова образовалась на Отманбоздаге в 1854 г. На Дашмардане в 1954 г. образовался покров площадью 1 млн. м^2, на Бяндоване – 0,5 млн. м^2 (1989 г.). Наибольшая толщина покрова при извержении Локбатана в 1972 г. и на острове Зенбил (1995 г.) доходила до 10 м, а на острове Санги-Муган (извержения 1932 г.) − до 8 м.

Внушительные объемы брекчии были отмечены после извержения банки Чигил-дениз в 1950 г. (2,1 млн. м^3) и в 1861 г. (1 млн. м^3). Брекчии, объемом равные 0,5-0,7 млн. м^3, образовались на Дагкёланы (1969 г.), Бахаре (1967 г.) и Айрантекене (1964 г.).

Продолжительность извержения и длина языка излияния по 19 извержениям ГВ (Локбатан, Торагай, Дашмардан, Боздаг-Гобу, остров Зенбил, банка Чигил-дениз и др.) позволили определить минимальную (1,3 м/мин), среднюю (13 м/мин) и максимальную (60 м/мин) скорости потоков.

ВЫВОДЫ

1. Количественная оценка грязевулканической деятельности в Азербайджане может быть использована для сопоставления масштаба грязевулканизма и в других нефтегазоносных провинциях мира.

2. Числовая характеристика ГВ применительна в качестве исходных данных при рассмотрении различных аспектов проблемы ГВ и геодинамического состояния недр.

3. Участки наиболее плотно расположенных ГВ соответствуют ареалам максимальной концентрации УВ скоплений.

4. Объемы продуктов деятельности ГВ позволяют определить масштаб ее воздействия на окружающую среду и оценить степень риска.

5.Приведенные фактические данные по морфометрии и пароксизмальной стадии деятельности ГВ представляют интерес для определения зон безопасности при проектировании инженерно-коммуникационных сооружений на площадях их развития.

ЛИТЕРАТУРА

АЛИЕВ, Ад.А., ГАСАНОВ, А.Г., БАЙРАМОВ, А.А., БЕЛОВ, И.С. 2001. Землетрясения и активизация грязевулканической деятельности (причинная связь и взаимодействие). *Труды Ин-та геологии НАН Азерб*, 29, 26-38.

АЛИЕВ, Ад.А., ГУЛИЕВ, И.С., БЕЛОВ, И.С. 2002. Каталог зафиксированных извержений грязевых вулканов Азербайджана (1810-2001 гг.). Nafta-Press. Баку. 94.

АЛИЕВ, Ад.А. 2003. Грязевой вулканизм Южно-Каспийского нефтегазоносного бассейна. *Труды Инта геологии НАН Азерб.*, 31, 21-47.

АЛИЕВ, А.И. 2006. Грязевые вулканы – очаги периодической газогидродинамической разгрузки быстропогружающихся осадочных бассейнов и важные критерии прогноза газоносности больших глубин. *Геология нефти и газа*, 5, 26-32.

ДАДАШЕВ, Ф.Г. 1963. Углеводородные газы грязевых вулканов Азербайджана. Азернешр. Баку. 66.

ДЖАФАРОВ, С.А. 1985. Инертные компоненты (гелий, азот, изотопы аргона) газов грязевых вулканов Азербайджана в связи с перспективами газоносности глубокозалегающих отложений. Автореф. дис. ...к-та геол.-минер. наук. Баку. 20.

КАЛИНКО, М.К. 1968. Неорганическое происхождение нефти в свете современных данных (критический анализ). Недра. Москва. 183-210.

КОВАЛЕВСКИЙ, С.А. 1940. Грязевые вулканы Южного Прикаспия (Азербайджан и Туркмения). Азгостоптехиздат. Баку. 200.

КУДРЯВЦЕВ, Н.А. 1963. Глубинные разломы и нефтяные месторождения. *Труды ВНИГРИ*, 215, 220.

ОСИКА, Д.Г. 1981. Флюидный режим сейсмически активных областей. Наука. Москва. 67-70.

РАХМАНОВ, Р.Р. 1987. Грязевые вулканы и их значение в прогнозировании газонефтеносности недр. Недра. Москва. 174.

РАХМАНОВ, Р.Р. 1999. Палео-, новейший и современный грязевой вулканизм Азербайджана. *Азерб. нефт. хоз-во,* 2, 1-6.

ЯКУБОВ, А.А., АЛИЕВ, Ад.А. 1987. Грязевые вулканы. Знание. Москва. 56

ETIOPE, G., FEYZULLAYEV, A, BACIU, C.L., MILKOV, A.V. 2004. Methane emission from mud volcanoes in eastern Azerbaijan. *Geology,*32, 6, 465-468.

Рецензент: д.г.-м.н. А.Н.Гаджиев

© Г.В.Мустафаев, 2008

ОБ ИСТОЧНИКАХ РУДНОГО ВЕЩЕСТВА МЕСТОРОЖДЕНИЙ АТАБЕКСКОГО ПЛАГИОГРАНИТОВОГО ИНТРУЗИВА МАЛОГО КАВКАЗА

Г.В.Мустафаев

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

На Малом Кавказе Атабек-Славянский плагиогранитовый интрузив мезозойского возраста среди других одновозрастных и однотипных интрузивов отличается не просто своей рудоносностью, а развитием разнородных генетических типов оруденения: медно-молибден-порфирового, гидротермальных гематитового и турмалинового. В статье эти интрузивы впервые рассматриваются как комплекс последовательно образованных месторождений в единой тектоно-рудно-магматической системе. Сочетание указанных оруденений указывает на богатство геологических событий: продолжительность процесса рудообразования и его многоэтапность на примере одного интрузивного объекта. В статье приводится анализ возможных источников вещественного состава указанных типов оруденений по минералого-геохимическим данным.

Введение

Установление источников рудного вещества месторождений – сложная проблема, она имеет многовариантные решения и, естественно, является дискуссионной. Решению этой проблеме посвящена обширная литература, один обзор которой занял бы весь объем статьи. Мы ограничимся освещением этой проблемы применительно к конкретному объекту на Малом Кавказе: рудоносному плагиогранитовому интрузиву мезозойского возраста, в пределах которого установлены медно-молибден-порфировые месторождения, гидротермальные рудопроявления гематита и турмалина (рис.). Все они в той или иной степени достоверности генетически связываются с рудовмещающим плагиогранитовым интрузивом.

В пределах области развития мезозойских магматических формаций северо-восточного склона Малого Кавказа выступает ряд плагиогранитовых интрузивов: Атабек-Славянский, Гильанбирский, Палеклинский, Товузский и несколько мелких штоков. Они размещаются главным образом среди одновозрастных эффузивных аналогов – риолитов (кварцевых плагиопорфиров по Ш.А.Азизбекову), составляя с ними вулкано-плутоническую ассоциацию и изучены Ш.А.Азизбековым, Р.Н.Абдуллаевым, Г.И.Керимовым, Г.В.Мустафаевым, М.А.Мустафаевым и многими другими специалистами. Медно-порфировые месторождения изучены Р.Н.Абдуллаевым, А.Дж.Азадалиевым, А.А.Масимовым, В.И.Бабазаде, Г.В.Мустафаевым, В.Г. Рамазановым и др. Турмалиновое проявление подробно изучено В.И.Алиевым, М.А.Кашкаем.

Ниже дается краткая характеристика интрузива, связанных с ним оруденений и высказывается точка зрения автора на возможные источники рудообразования.

Атабек-Славянский интрузив

Геологическими и геофизическими работами МОВ и МРВ (А.Ш.Мамедзаде) установлено, что в осевой части Шамкирского вулканотектонического поднятия, на северо-восточном склоне Малого Кавказа, выделяется горстообразный блок, в пределах которого неглубокозалегающий консолидированный домезозойский фундамент представлен эопалеозойскими метаморфическими сланцами. К названному горсту приурочены Атабек-Славянский плагиогранитовый и аналогичного состава Гильанбирский интрузивы. Согласно геофизическим исследованиям Никольского Ю.И. и др.(1975), обширная отрицательная аномалия в локальном гравитационном поле свидетельствует о более широком развитии необнаженной части Атабек-Славянского интрузива, уходящего корнями на большую глубину. По многочисленным определениям калий-аргоновым методом возраст его соответствует верхнему байосу средней юры (Абдул-

лаев и др.,1979; Исмет и др., 2003). Интрузив является полифазным (Абдуллаев и др.,1975): первая фаза представлена плагиогранитами, а вторая – лейкогранитами. Среди плагиогранитов по структурным характеристикам выделяются крупнозернистые плагиогранит-порфиры, среднезернистые порфировидные плагиограниты и гранофировые плагиограниты. Хотя четких контактов между перечисленными петрографическими структурами пород не зафиксировано, они плавно переходят одна в другую, тем не менее на обнажениях они различаются довольно зримо. Плагиогранит-порфиры имеют ограниченное развитие и выступают в относительно пониженных участках рельефа (около с. Захметкенд и др.), гранофировые же – на наиболее возвышенных участках (г.Мурухлу, г. Айридаг и др.), приурочиваясь к порфировидным плагиогранитам. Преобладающими минералами всех структурных типов пород являются плагиоклаз (андезин-олигоклаз и альбит) и кварц. В небольшом количестве содержатся роговая обманка и биотит, часто подверженный хлоритизации. Редко встречается калиевый полевой шпат. Весьма характерным является широкое развитие большого количества эпидота, отражающего высокую степень автометаморфизма, которому подверглись плагиограниты интрузива. Согласно подсчету в шлифах (Азизбеков, 1947), его содержание варьирует от нуля до 10-15 % породы, но в целом составляет 2-3 %. В акцессорном виде его содержание варьирует от 1493,1 г/т до 11054 г/т (Мустафаев, 1974).

Гранитоиды II фазы представлены мелкозернистыми, розовыми породами с высоким содержанием калия и калиевого полевого шпата, другими словами, типично натриевые плагиограниты первой фазы во времени сменяются калиевыми разностями, однако в пределах развития этих пород рудопроявлений не установлено, либо они на сегодняшний день не вскрыты эрозией. Надо отметить, что в Товузском плагиогранитовом интрузиве еще Ш.А.Азибековым были установлены гранодиоритовая и даже гранитная фации, т.е. тренд эволюции химического состава интрузива сменялся и в этом интрузиве с натриевого на калиевый, однако в связи с этим рудопроявлений не установлено.

Химический состав плагиогранитов приводится в табл.1. Химический состав пород Гильанбирского массива приводится для дальнейшего сопоставления с Атабек-Славянским при рассмотрении их рудоносности.

Таблица 1

Химический состав пород верхнебайосской плагиогранитовой формации Малого Кавказа

Окислы	Атабекский-Славянский		Гильанбирский	
	I фаза (среднее из 6 анализов)	II фаза (среднее из 7 анализов)	I фаза (среднее из 3 анализов)	II фаза (среднее из 3 анализов)
SiO_2	75,10	76,57	73,65	76,00
TiO_2	0,33	0,21	0,47	0,39
Al_2O_3	11,36	11,98	11,41	11,46
Fe_2O_3	2,91	1,49	3,69	2,67
FeO	1,02	0,98	0,88	1,08
MnO	0,04	0,02	0,03	0,02
MgO	1,39	0,45	1,40	1,27
CaO	2,25	0,73	2,45	1,16
Na_2O	3,64	4,38	4,65	5,33
K_2O	1,21	2,79	0,36	0,45
SO_3	0,02	0,02	0,02	0,02
P_2O_5	0,08	0,08	0,07	0,07
H_2O	0,24	0,22	0,30	0,27
n.n.n.	0,65	0,45	1,65	0,94
Сумма	100,12	100,37	100,45	100,55

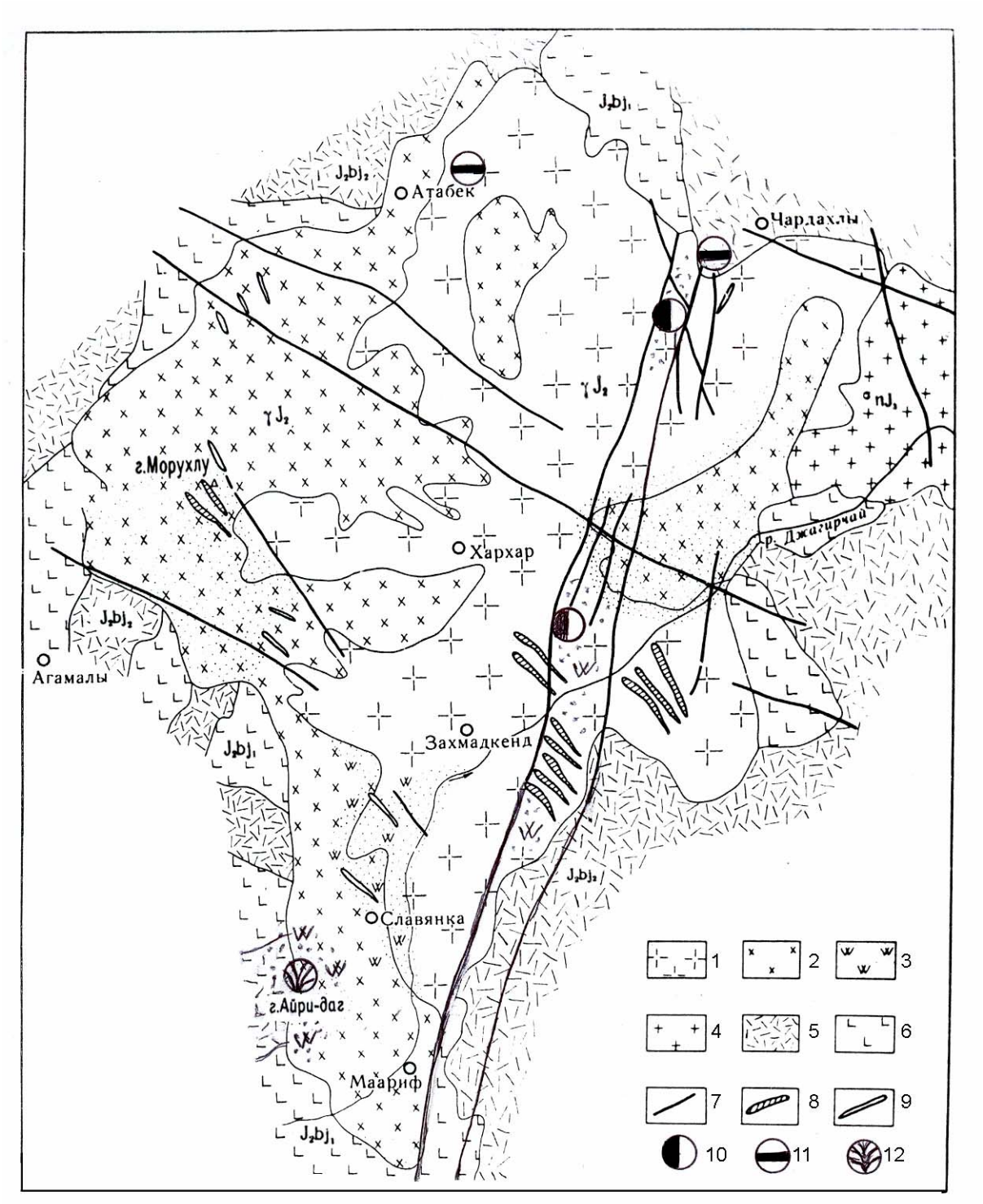


Схема размешения месторождений и проявлений в Атабек-Славянском интрузиве

1-Плагиограниты I Фазы J_2b_2; 2-Лейкократовые мелкозернистые граниты II фазы; 3-Зоны окварцевания и грейзенизации. 4-Кварцевые диориты (J_3-K_1); 5-Кварцевые плагиопорфиры (риолиты) J_2b_2; 6-Базальты, андезибазальты J_2b_1; 7-Тектонические нарушения; 8-Кварцевые жилы; 9-Дайки различного состава; 10-Медно-молибден-порфировые месторождения Хархар, Гарадаг; 11-Гематитовые рудопроявления Атабек, Чардахлы; 12-Турмалиновое проявление г.Айридаг.

Сравнение химизма плагиогранитов Малого Кавказа с таковыми Южного Урала, Западных Саян, Норвегии, а также формационными средними, вычисленными нами с учетом данных по плагиогранитам Малого Кавказа, показало, что в них содержание глинозема и кальция как относительно формационных средних, так и конкретных перечисленных регионов меньше, а содержание натрия одинаково. Высоким содержанием окиси железа характеризуются малокавказские плагиограниты, что, вероятно, объясняется формированием их в близповерхностных условиях. В то же время химизм плагиогранитов Малого Кавказа хорошо согласуется с химизмом пород эффузивной фации, составляющих с плагиогранитами вулканоплутоническую формацию.

По химическому и породообразующему минеральному составу ранние плагиогранитовые фазы Атабек-Славянского и Гильанбирского интрузивов идентичны, различия касаются только вторых фаз ввиду обогащеннности второй фазы Атабек-Славянского интрузива калием и калишпатом. Результаты статистических сравнений многомерных условных средних петрогенных компонентов по методу В.Н. Бондаренко (табл.2) также подтверждают эмпирические выводы об однотипности плагиогранитов обоих интрузивов.

Атабек-Славянский интрузив по ряду минералого-геохимических данных отнесен к категории рудоносных массивов (Мустафаев,1977). Это наглядно видно при сравнении минералого-геохимических данных Атабек-Славянского интрузива с недалеко расположенным в тех же геолого-тектонических условиях Гильанбирским плагиогранитовым интрузивом.

В табл.3 приводятся средние содержания летучих компонентов и рудных элементов в породообразующих минералах плагиогранитов. Из таблицы вытекает, что содержание фтора в плагиоклазах почти в 10 раз ниже минерального кларка (748 г/т) по В.В.Ляховичу (1972). Но бор содержится даже в несколько большем количестве относительно минерального кларка в 20 г/т (Мустафаев, 1976). Выше минерального кларка также содержание меди в плагиоклазах, биотите, кварце. Остальные рудные и редкие элементы фемической группы содержатся в разных количествах, меньших кларка.

Таблица 2

Результаты статистических сравнений многомерных условных средних петрогенных компонентов в плагиогранитовых интрузивах Малого Кавказа

Сравниваемые пары интрузивов	Составы пород	Оценки средних содержаний окислов							Статистика Бондаренко, W	Заключение о схожестве различных многомерных условных средних
		TiO_2	Al_2O_3	$FeO+Fe_2O_3$	MgO	CaO	Na_2O	K_2O		
Среднеюрский комплекс										
Атабек Iфаза Атабек IIфаза	плагиограниты лейкограниты	1,8	2,9	4,85	5,34	4,46	2,7	4,4	26,45	Отличается
Атабек Iфаза Гильанбир, Iфаза	плагиограниты	1,9	0,06	0,28	0,50	1,70	3,97	45,0	13,41	не отличается

Таблица 3

Средние содержания элементов (*г/т*) в породообразующих минералах Атабек-Славянского и Гильанбирского плагиогранитовых интрузивов Малого Кавказа (по Г.В.Мустафаеву)

Элементы	F	B	Cu	Mo	Cr	Ni	Li	Rb
Плагиоклазы	72,5(5)	27,2(5)	9,7(8)	0,7(8)	22,5(7)	3,0(8)	9,1(5)	16,7(4)
Калишпаты	40(4)	18,2(5)	-	0,5(15)	-	-	1,8(4)	16,0(6)
Кварц	195(16)	-	20,0(16)	0,5(16)	2,9(16)	2,5(16)	-	-
Биотит	2650(14)	-	138,5(14)	1,4(14)	67,0(14)	23,5(14)	-	-
Роговая обманка	-	-	20,0(3)	0,7(3)	50,0(3)	-	-	-

В целом средние содержания элементов хороши для региональных сравнений, но не отражают индивидуальные особенности отдельных массивов. При таком же рассмотрении выявляется, что по содержанию рудообразующих элементов в плагиоклазах и биотитах плагиограниты резко отличаются (табл.4).

В Атабек-Славянском интрузиве, с которым ассоциируется медно-молибден-порфировые месторождения, в плагиоклазах содержания свинца, меди, а в биотитах свинца, цинка, меди, олова, молибдена в два и более раз выше, чем в тех же минералах нерудоносного Гильанбирского массива, больше также содержания хрома, никеля, ванадия. Но в кварцах из пород указанных интрузивов содержания элементов идентичны. Если учесть, что кварц в магматическом расплаве кристаллизуется последним, то можно утверждать, что привнос или дополнительный привнос рудообразующих элементов и их захват при кристаллизации плагиоклаза и биотита при формировании интрузива был завершен до стадии кристаллизации кварца, другими словами, в раннюю, высокотемпературную стадию образования Атабек-Славянского интрузива. Во-вторых, это обогащение не носило повсеместный характер, с охватом всех выходов плагиогранитов, а происходило только в пределах данного интрузива, который стал одним из элементов зарождающейся тектоно-рудно-магматической системы.

Таблица 4

Содержание элементов (*г/т)* в породообразующих минералах рудоносных и безрудных плагиогранитов Малого Кавказа (по Г.В.Мустафаеву)

Интрузивы	Число проб	Pb	Zn	Cu	Sn	Mo	Cr	Ni	Co	V
ПЛАГИОКЛАЗЫ										
Атабекский рудоносный	9	3	-	15,0	1,5	0,7	25	1	-	1,5
Гильанбирский безрудный	8	1	-	4,5	1,5	0,7	20	1	-	1,5
БИОТИТЫ										
Атабекский рудоносный	8	47	717	235	27,0	2	30,0	28	69	200
Гильанбирский безрудный	6	9	98	42	12,5	0,9	6,3	19	65	114
КВАРЦ										
Атабекский рудоносный	8	2	28,3	20	1,5	0,5	3,3	2,5	1,5	1,5
Гильанбирский безрудный	8	2	27,0	20	1,5	0,5	2,5	2,5	1,5	1,5

Медно-молибден-порфировые месторождения

В пределах Атабек-Славянского интрузива исследованы и разведаны Хархарское и Гарадагское месторождения. Установлены также многочисленные небольшие рудопроявления, не имеющие практического значения, поэтому на них мы не остановимся**.** Месторождения приурочены к Хархарской зоне разлома шириной около 1 км, пересекающей интрузив в субмеридианальном направлении во всю его длину (Абдуллаев и др.,1975). Характерно, что оруденения за пределы интрузива не выходят. В пределах рудного поля массив прорывается малыми интрузиями и дайками различного петрографического состава: преобладающе ранними гранодиорит-порфирами и поздними и пострудными диабазами. В пределах рудного поля дорудные дайки, малые дайкообразные тела и плагиограниты главного массива подвержены метасоматическим преобразованиям и сульфидной минерализации. Согласно исследованиям Дж.А.Азадалиева (1981,1989), метасоматиты рудного поля представлены двух и трехформационным комплексами, по характерным признакам обнаруживают сходство с грейзенами, сопряжены со вторичными кварцитами, на которые наложена аргиллизация, другими словами, имеет место телескопированность метасоматитов. По разведочным данным Хархарское месторождение имеет штокверковую морфологию. Четко выделяются два главных типа руд: рассеянно-вкрапленный и прожилково-вкрапленный. Главными рудными минералами являются халькопирит и молибденит. Рудные жилы и трещины северо-восточного направления наиболее обогащены халькопиритом и молибденитом. Широко распространены раздувы в рудных жилах размером от 1 до 10 см, которые часто имеют макроскопически наблюдаемые подводящие каналы – трещины в несколько миллиметров, по которым продвигались гидротермальные растворы. Широко распространены также участки, обогащенные пиритом, но бедные полезными компонентами. Установлено три генерации халькопирита, две генерации молибденита, а пирита – аж пять генераций, которые указывают на пульсационное поступление гидротермальных растворов, соответственно, не на одноактное, а на более длительное время формирования месторождения, обусловившее образование следующих парагенетических ассоциаций минералов: 1) кварц-пиритовой, 2) кварц-магнетитовой, 3) кварц-молибденитовой, 4) кварц-молибденит-халькопирит-пиритовой, 5) кварц-пирит-гематитовой, 6) кварц-пирит-серицитовой.

Исследование химического состава газово-жидких включений из различных уровней среза Хархарского месторождения и из различных типов руд, проведенных в ИГЕМ (г. Москва) Л.Вяльцевым (Абдуллаев и др.,1979; Мустафаев и др., 1990), показали следующее. В кварце из кварц-халькопиритовых прожилков южного фланга месторождения установлены газовые, жидкие и твердые включения с соотношением г : ж : тв = 1: 5 : 1. При этом твердая фаза представлена галитом, который растворяется (после исчезновения газового пузырька) при температуре 200-220°С. В составе газовой фазы первичных включений присутствует углекислота. Содержание ее – 5-7 моль.%, общая минерализация (относительно NaCl) составляет примерно 200 г/л.

В кварцах из прожилков с пиритом и молибденитом в центральной части месторождения многофазные включения уже существенно газовые – г : ж : тв = 1: 1: 2 или 1:2 :1. Эти включения гомогенизируются уже при более высоких температурах (250 -270°С), чем на флангах, а твердая фаза исчезает при температуре 280-290°С, в ряде случаев температура гомогенизации еще выше – 320-340°С. Они установлены в кварц-молибденитовых прожилках. В них присутствуют также существенно газовые включения, содержащие фазу жидкой углекислоты, а твердые фазы представлены не только галитом, но и гематитом, который при этих температурах остается неизмененным.

Исследования газово-жидких включений показали, что: 1) месторождение формировалось при температуре 290-310°С, т.е. относится к среднетемпературным, 2) в целом при миграции элементов большую роль играл хлоридный раствор, 3) для гидротерм был характерен избыток железа. Следует отметить, что в эндо- и экзоконтактах Атабекского плагиогранитового интрузива известны и самородные гема-

титовые рудопроявления в виде жил и прожилков мощностью до 1 м (Атабекское, Чардахлинское и др.). Избыточное содержание железа в растворах, связанных с плагиогранитовым магматическим расплавом, могло отложится в трещинах, образуя указанные гематитовые проявления. Это может служить также дополнительным признаком фемического профиля рудоносности плагиогранитов, как дифференциатов базальтовой магмы.

Гематитовые рудопроявления

На Малом Кавказе широко известно гематитовое месторождение Алабашлы вулканогенно-метасоматического генетического типа. Однако в пределах Атабек-Славянского интрузива и в генетической связи с ним известен ряд гидротермальных проявлений гематита, исследованных Р.Н.Абдуллаевым (Абдуллаев,1961; Кашкай и др., 1976).

Чардахлинское рудопроявление находится в 3 км западнее одноименного селения, на северном экзоконтакте интрузива, среди вмещающих кварцплагиопорфиров (риолитов). Рудопроявление представлено 10 гематитовыми жилами различной мощности, не превышающими 1,5 м. Жилы характеризуются раздувами и утонениями, простираясь в северо-восточном направлении параллельно контактовой зоне интрузива. Морфология руд предопределена трещинной тектоникой. В тонких трещинах, на плоскостях трещин гематит имеет дендритовую форму, так характерную для марганцевых проявлений. Околорудные изменения выражены слабой каолинизацией.

Атабекское рудопроявление, находящееся северо-восточнее одноименного селения, также представлено гематитовыми жилами, но меньшей мощности, не превышающей 0,3 м. Гематит заполняет вертикальные трещины северо-восточного простирания (СВ 25-30^0). В ореоле рудопроявления плагиограниты значительно окварцованы. Незначительная гематитовая минерализация известна и в других местах. Исследователи этих рудопроявлений их генезис объясняют гидротермальной деятельностью Атабек-Славянского интрузива.

Турмалиновое проявление г.Айридаг

Проявление расположено на южной оконечности Атабек-Славянского интрузива, в контактовой зоне плагиогранитов с кварцевыми плагиопорфирами (риолитами) эффузивной фации. Зона контакта шириной до 200 м подвержена сильному окварцеванию вплоть до образования вторичных кварцитов. Турмалиновое проявление в виде скальных выходов жил, линз и прожилков различной мощности (от 0,1 до 1 м) приурочено к выступу интрузива, образующего довольно высокий (до 100 м) бугор, выделяясь среди окружающего более низкого рельефа. Этот бугор имеет несколько кривую, полукольцевую конфигурацию, что нашло свое отражение в старом и новом названиях участка. Возможно, этот бугор – самостоятельный сателлит главного интрузива, либо его дериват. Он отделен от главного массива глубоким оврагом, по которому проходит разлом. С учетом того, что часть площади задернована, а обнаженная часть сильно гидротермально изменена, четкой границы между интрузивом и вмещающими эффузивами провести не удается. Гидротермальным изменениям подверглись как плагиограниты, так и кварцевые плагиопорфиры эффузивной фации, что выразилось в грейзенизации, подробно изученной В.И.Алиевым (Алиев, 1959; Кашкай, Алиев, 1961). Согласно В.И.Алиеву, установленные им турмалиновые, кварц-турмалиновые, кварц-слюдисто-андалузитовые и слюдистые кварц-мусковит-биотитовые минеральные типы грейзенов г. Айридаг, последовательно сменяясь, образуют слабовыраженную зональность. При этом он отмечал, что процесс метасоматических изменений пород был активен также и в период эффузивной деятельности магматизма, особенно в период формирования субвулканических тел, приведшего к образованию мощных зон вторичных кварцитов. В этих породах В.И.Алиевым установлены зуниит, флюорит, топаз, которые относятся к фторсодержащим минералам, однако в них присутствие турмалина не отмечено. В последствии, в период становления интрузива, имели место интенсивный привнос бора и грейзенизация с образованием турмалинового проявления. Сопоставление химических анализов турмалинов г.Айридаг (табл. 5) с таковыми Урала, Украины, Забайкалья, проведенное В.И.Алиевым, показало, что Айридагские турмалины характеризуются более высокими содержаниями

MgO (8,28 – 8,94%), превышающими таковые сравниваемых турмалинов от 2-х до 8 раз. В Айридагских турмалинах наблюдается более высокое содержание окиси железа, а закиси железа – в несколько раз более низкое, низки также содержания глинозема и воды. Но по содержанию бора сравниваемые турмалины не различаются. Вывод В.И.Алиева заключается в том, что привнос фтора и бора постмагматическими растворами был из единого магматического очага и происходил в разные стадии его деятельности. Интересно, что скважина, пробуренная Азгеолуправлением в 50-х годах прошлого века на южном участке оруденелой зоны на глубинах 90 и 114 м, вскрыла сильно обогащенные черным турмалином участки. Вероятно, скважина вскрыла канал, по которому поступали на поверхность пневматолиты. Одновременно это свидетельствует об пульсационном поступлении вещества из глубин. Следует отметить, что в пределах Атабек-Славянского интрузива и его обрамления, а также далеко за пределами интрузива кислые вулканиты верхнего байоса вдоль зон разломов широко интенсивно окварцованы. Это процесс кислотного выщелачивания (метасоматоз), который сопровождается привносом ряда элементов, в том числе бора, причем привнос бора довольно интенсивный, имел место только в одном месте – на г.Айридаг. Турмалиновое проявление В.И.Алиевым генетически связывается с постмагматической пневматолито-гидротермальной деятельностью плагиогранитов Атабек-Славянского интрузива. Следует отметить, что маломощные кварц-турмалиновые жилы, по В.И.Алиеву, установлены также в районе Гядабейского месторождения, в районе Карл-штолен и недалеко от штольни Зеленый родник. В Карл-овраге В.И.Алиевым и в Дашкесане М.А.Кашкаем установлены кварц-слюдистые грейзены. Но эти проявления не могут быть сравнены с мощными проявлениями турмалина на г.Айридаг. Кроме того, они не имеют отношения к Атабек-Славянской тектоно-рудно-магматической системе как по возрасту, так и по геолого-структурному положению.

Таблица 5

Химические анализы турмалинов месторождения г.Айридаг (по В.И.Алиеву)

Компоненты, вес %	1	2	3	4
SiO_2	36,93	35,54	37,83	38,35
NiO_2	0,70	0,55	0,65	1,17
Al_2O_3	30,97	29,74	29,22	25,29
B_2O_3	10,30	9,28	9,24	8,58
Fe_2O_3	2,80	8,78	7,73	10,31
FeO	4,19	1,93	1,48	1,26
MnO	0,06	сл.	сл.	сл.
MgO	8,28	8,62	8,94	8,23
CaO	1,60	2,08	1,52	1,27
K_2O	0,50	0,20	0,17	0,11
Na_2O	2,97	1,89	1,87	1,78
Zn_2O	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.
F	-	-	-	-
H_2O^+	0,79	1,34	-	-
H_2O^-	-	0,69	0,08	0,20
Сумма	100,09	100,64	-	-
Авторы	М. А. Кашкай В.И.Алиев	Д.Д.Мазанов		М.А.Кашкай

Обсуждение результатов

Данные по петрологии плагиогранитов Атабек-Славянского интрузива и результаты исследований по сопутствующим интрузиву медно-молибден-порфировым месторождениям, рудопроявлениям гематита и турмалина позволяют заключить следующее.

1. Исходя из геолого-петрографических характеристик и ряда других данных, в свое время был сделан вывод о том, что магма интрузива внедрялась в верхние структурные этажи в частично закристаллизованном состоянии, окончательно затвердев в гипабиссальных условиях (Абдуллаев и др.,1975). Для плагиогранитов характерно широкое развитие полисинтетических двойников по альбитовому закону, гораздо меньше – по карлсбадскому и другим сложным законам. Исследователями отмечалось, что преобладание простых двойников отражает более высокие температурные условия кристаллизации при меньших давлениях, т.е. отвечает гипабиссальным условиям становления интрузивов. Наличие же интрателлурических вкрапленников со следами резорбции указывает на большую глубину зарождения магмы, чем уровень его полной кристаллизации. Для наших целей являются очень важным с одной стороны, большая глубина магматического очага, из которого магма, внедрившись в верхние слои земной коры, обусловила формирование на гипабиссальном уровне Атабек-Славянского плагиогранитового интрузива, с другой – длительность его формирования во времени. О длительности формирования пород свидетельствуют не только смена структур пород, наличие нескольких генераций плагиоклаза, кварца и другие петрографические данные, но и различные минеральные модификации титана – образование ильменита, сфена, рутила, анатаза, указывающие на смену физико-химических условий. Согласно Г.А.Лисициной, для их образования необходимы изменения соотношений титана, железа, кальция. Вполне вероятно, что длительность формирования интрузивов обусловлена большей газонасыщенностью магм, которые уральские геологи (Д.С.Штейнберг, Г.Б.Ферштатер и др.) разделяют на водонасыщенные и маловодные. Следует отметить, что в лейкогранитах второй фазы Атабек-Славянского интрузива указанные выше петрографические признаки весьма ограничены.

2. В результате длительного формирования Атабек-Славянского интрузива и относительного богатства магмы летучими он контрастно дифференцирован. Эта дифференциация носила щелочной характер, с трендом увеличения калия в кристаллизующемся магматическом очаге, что предопределило образование лейкократовых гранитов II фазы. Поскольку плагиограниты I фазы натриевые, бедные калием, можно допустить, что источником калия пород второй фазы были магматические очаги более глубинных слоев земной коры, скорее всего – подкоровые. О глубинности восходящих гидротерм может свидетельствовать также минеральный состав месторождений и рудопроявлений.

3. Плагиограниты Атабек-Славянского интрузива являются вместилищем медно-молибден-порфировых месторождений, размещенных вдоль регионального тектонического разлома, который служил каналом для восхождения гидротермальных растворов. Эту же роль каналов играли контактовые зоны интрузива с вмещающими кварцевыми плагиопорфирами эффузивной фации. Поэтому эндо- и экзоконтактовые зоны интрузива также содержат рудопроявления, но иного минерального состава (гематит и турмалин). Одновременно эти проявления свидетельствуют о дополнительном привносе газогидротерм из более глубинных подкоровых зон, чем уровень кристаллизации плагиогранитов. Об этом же свидетельствуют твердые фазы микровключений в кварце медно-молибден-порфировых месторождений, представленных гематитом. Наличие гематитового оруденения является признаком того, что верхнебайосская кислая вулкано-плутоническая формация – результат дифференциации базальтовой магмы, насыщенной железом. Если принять во внимание, что базальтовая магма независимо от глубины формирования (подкоровый или нижний слои коры) могла контаминировать отложения кристаллического фундамента, то состав этих пород мог несколько обогатиться рядом элементов гранитной магмы (молибден, вольфрам, олово), что нашло отражение в наличии небольших количеств акцессорных минералов – касситерита, шеелита, больше молибденита.

Все же эти породы не отличаются высоким содержанием редких, щелочных и других элементов, характерных для гранитной магмы.

4. Обращает внимания, что все рудообразующие металлы – железо, медь, молибден относятся, согласно В.В.Щербине, к хлоридным комплексам в геохимических процессах, только бор относится к фторидным комплексам. В этом аспекте интересно проследить минеральные формы этих элементов. Среди акцессориев плагиогранитов минерал фтора – флюорит, хоть и в незначительном количестве, но встречается почти повсеместно, даже в субинтрузивной и эффузивной фациях вулкано-плутонической формации. Однако минерал бора – турмалин среди акцессориев не установлен, за исключением одной пробы, в которую он попал, вероятно, из куска с прожилком турмалина. В последующем новая порция газо-гидротерм обусловила формирование мощных турмалиновых проявлений, но уже без фтористых минералов ввиду резкой смены их состава – обогащенностью бором.

5. Рудообразующая тектоно-рудно-магматическая система функционировала в довольно значительном временном интервале, начиная от стадии формирования интрузива до постмагматических стадий включительно. Формирование месторождений происходило в следующей последовательности: медно-молибден-порфировые месторождения, образование гематитовых жил и процесс грейзенизации с образованием турмалинового проявления.

6. Касаясь источников вещественного состава руд, необходимо отметить следующее.

Железо независимо от генетического типа оруденения: медно-молибден-порфирового, гидротермального жильного гематитового и пневматолитового-гидротермального турмалинового во всех их играет либо главную (гематит в жилах), либо достаточно весомую роль (в составе пирита и халькопирита в медно-порфировых месторождениях, а также турмалина – в железистой разности его – щерле). Повсеместное участие железа, начиная от образования плагиогранитов, и до формирования разнотипного оруденения включительно указывает на мантийное его происхождение и активную роль мантийного вещества в рудообразовании. Определенная доля железа стала составной частью кристаллизующихся плагиогранитов. Но процесс формирования медно-молибден-порфировых руд с обилием пирита и халькопирита в плагиогранитах – продуктах закристаллизованных магм должен был сопровождаться привносом новых порций железа из глубинных очагов.

Медь – халькофильный элемент, характерный для основной магмы мантийного происхождения. Наглядный пример – ликвационные месторождения Cu – Ni и Cu-Ti руд, образованные в результате глубинной дифференциации основной магмы, приводящей к расслоению ее на силикатную и рудную части. Естественно, что медью могли быть обогащены магмы промежуточных очагов. Обладая высокой миграционной способностью, медь могла выноситься из мантийных очагов в верхние слои земной коры в виде различных комплексов и без участия промежуточных очагов.

Молибден считается характерным элементом гранитоидов. Действительно, в связи с орогенными гранитоидами Малого Кавказа известен ряд крупных и средних по запасам медно-молибденовых месторождений. В месторождениях Хархар и Гарадаг молибден мог оказаться в результате контаминации базальтовой магмой кислых пород кристаллического фундамента. Опираясь на корреляционную связь элементов в некоторых рудопроявлениях в Хархарском рудном поле, мы совместно с М.А.Мустафаевым и Х.М.Шафиевым отмечали о возможном наличии двух источников элементов: коровом для Mo и Sn, мантийном – для Ni и Co. Вследствие сродства с серой, молибден мог быть захвачен уже в верхних слоях земной коры. Известно (Б.В.Некрасов), что важнейшим осадителем молибдена из растворов в форме минерала молибденита служит сероводород, сероводород же является осадителем меди в виде халькопирита и других медных минералов, обуславливая образование медно-порфировых, медноколчеданных и др. меднорудных месторождений (А.И.Перельман). При смене физико-химических обстановок, с изменением окислительно-восстановительного потенциала и разложения возгонов хлоридных соединений в близповерхностных условиях железо из растворов выпадало в виде гематита, образуя рудные жилы. При этом хлор улетучивается или

частично оседает в других минералах. В таком случае можно рассчитывать на перспективу расширения потенциальной рудоносности интрузий – на формирование в связи с ними золотого оруденения. Золото так же выносится из магмы в виде хлораурата, который быстро распадается на молекулярные соединения.

Бор относится к группе литофильных элементов, поэтому возможным его источником мог быть промежуточный, коровый магматический очаг. Об этом может свидетельствовать также тот факт, что в ареале молодых, кайнозойских субвулканов (Иландаг, Алинджа и др.) кислого состава зоны скарнирования аргиллитов и мергелей характеризуются высокими содержаниями бора (Баба-заде и др., 2005), высоки его содержания также в сопочных брекчиях грязевых вулканов, в нефтяных и газовых месторождениях Абшерона (Н.И.Бабаев) также кайнозойского возраста. И судя по тому, что более нигде среди мезозойских магматических или вулканогенно-осадочных образований такого мощного проявления турмалина, как у г.Айридаг, не наблюдается, то очевидно, это последний импульс активности газогидротерм, приуроченных к Атабек-Славянскому интрузиву.

Сера – один из главных элементов медно-молибден-порфировых месторождений. В.И.Сотников и А.П.Берзина (1979), анализируя источники флюидов и рудообразующих веществ медно-молибден-порфировых месторождений по изотопным данным, пришли к выводу о нескольких их источниках, объединив их в две флюидные системы: магматическую, охватывающую конкретные интрузивные тела рудоносных магматических комплексов и их ближайшее окружение, и магматогенную, проявляющуюся вне тесной связи с этими конкретными интрузиями. В первой системе доминирует конкретный магматический источник с проявлениями ювенильной составляющей, во второй – глубинный магматический источник с участием метеорных вод.

В литературе (Л.М.Летников, Н.А.Озеров, Д.Уайт, А.В.Щербаков) приводятся примеры о разобщенности источников металлов и серы. При этом металлы выносятся из больших глубин, а для серы приводятся разнородные источники – от самых глубинных, мантийных до близповерхностных, отмечая, что в процессе миграции металлов и серы, если пути их пересекаются, то формируются сульфидные руды. Вероятно, в каждой конкретной ситуации превалирует тот или иной источник, и каждый исследователь прав по своему региону. В нашем случае источником серы, вероятно, были глубинные очаги.

Приведенный выше анализ показывает, что вопрос источника элементов должен решаться с охватом всех элементов, участвующих в процессе рудообразования, учитывая, что каждый элемент имеет свою историю миграции и при распаде комплексных анионов эта миграция может завершиться минералообразованием в форме рудных залежей.

Заключение

Полигенные месторождения представляют собой многокомпонентную систему, соответственно, рудообразующие металлы могут иметь и имеют различные источники. В рассматриваемых объектах железо однозначно имеет мантийное происхождение, мантийными, вероятно, являются также медь и сера месторождений. Молибден – результат ассимиляции базальтовой магмой корового материала. Бор в турмалиновом проявлении также корового происхождения, но в его образовании активно участвовало мантийное вещество в виде железа. Таким образом, оруденение в связи с Атабек-Славянским плагиогранитовым интрузивом есть результат совокупности сложных геологических процессов с привносом ряда компонентов из мантии и освоением части других компонентов из корового материала с образованием месторождений в следующей в последовательности: медно-молибден-порфировые месторождения, затем гематитовое оруденение и завершающее – турмалиновое проявление.

Анализ физико-химических аспектов рудообразования месторождений позволит лучше понять механизм их формирования и научно обосновать прогноз на предмет выявления новых, скрытых рудных залежей.

ЛИТЕРАТУРА

АБДУЛЛАЕВ, Р.Н. 1961. Чардахлинское проявление гематита. В кн.: *Геология Азербайджана. Рудные полезные ископаемые.* Изд. АН Азерб. ССР, Баку, 78 – 80.

АБДУЛЛАЕВ, Р.Н., ИСМЕТ, А.Р., БАГИРБЕКОВА, О.Д., АБДУЛЛАЕВ, И.А. 1979. Возрастное расчленение магматических образований северо-восточной части М.Кавказа по данным К-Ar метода. Элм. Баку. 146.

АБДУЛЛАЕВ, Р.Н., МУСТАФАЕВ, Г.В., ГАСАНОВ, Р.К., МУСТАФАЕВ, М.А. 1975. Среднеюрская плагиогранитовая формация Малого Кавказа. *Известия АН Азерб.ССР,сер.наук о Земле*, 4, 51-61.

АБДУЛЛАЕВ, Р.Н., МУСТАФАЕВ, Г.В., МУСТАФАЕВ, М.А., АЗАДАЛИЕВ, Дж.А., ШАФИЕВ, Х.И. 1979. Изучение петрологических особенностей Атабек-Славянской группы гранитоидов и их метасоматитов с целью выявления закономерностей формирования и размещения медно-порфирового оруденения. Отчет за 1977-1979 гг. Фонды ИГАНА. Баку. 198.

АЗАДАЛИЕВ, Дж.А. и др. 1981. Формационный анализ метасоматических образований Хархарского рудного поля (М.Кавказ). В кн.: *Петрология литосферы и рудоносность (Материалы V1 Всес. петрограф. совещ.)*. Ленинград, 260-261.

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

АЗИЗБЕКОВ, Ш.А. 1947. Геология и петрография северо-восточной части М.Кавказа. Изд.АН Азерб.ССР. Баку. 300.

АЛИЕВ, В.И. 1959. Турмалиновые грейзены Кедабекского района в связи с их рудоносностью. Фонды ИГАНА. 104.

БАБА-ЗАДЕ, В.М., МАХМУДОВ, А.И., РАМАЗАНОВ, В.Г. 1990. Медно-молибден-порфировые месторождения. Азерб. Гос. Изд. Баку. 376.

БАБА-ЗАДЕ, В.М., БЕКТАШИ, С.А., МУСА-ЗАДЕ, Т.М. 2005. Бор. В кн.: *Минерально-сырьевые ресурсы Азербайджана*. Озон, Баку, 667-673.

ИСМЕТ, А.Р., ГАСАНОВ, Р.К., АБДУЛЛАЕВ, И.А. и др. 2003. Радиогеохронологические исследования геологических формаций Азербайджана. Nafta-Press. Баку. 191.

КАШКАЙ, М.А. и др. 1976. Железные руды. В кн.: *Геология СССР*, *т.47, Азерб.ССР.Полезные ископаемые*. Недра, Москва, 221-222.

КАШКАЙ, М.А., АЛИЕВ, В.И. 1961. Айридагское проявление олова. В кн.: *Геология Азербайджана. Рудные полезные ископаемые*. Изд. АН Азерб.ССР, Баку, 296 -301.

ЛЯХОВИЧ, В.В. 1972. Редкие элементы в породообразующих минералах гранитоидов. Недра. Москва.

МУСТАФАЕВ, Г.В. 1974. Акцессорные минералы верхнебайосской кварцпорфировой формации Малого Кавказа. *Известия АН Азерб.ССР, сер.наук о Земле*, 2, 94 -100.

МУСТАФАЕВ, Г.В. 1976. Рудные и редкие элементы в породообразующих минералах гранитоидов С-В части Малого Кавказа. *Известия АН Азерб. ССР, сер.наук о Земле*, 1, 31- 38.

МУСТАФАЕВ, Г.В. 1977. Мезозойские гранитоиды Азербайджана и особенности их металлогении. Элм. Баку. 234.

МУСТАФАЕВ, Г.В., ВЯЛЬЦЕВ, Л., МУСТАФАЕВ, М.А., ШАФИЕВ, Х.И. 1990. Геология и вещественный состав руд Хархарского медно-порфирового месторождения. *Известия АН Азерб.ССР,сер.наук о Земле*, 2, 18 -26.

НИКОЛЬСКИЙ, Ю.И., МИЛАЙ, Т.А., КОГАН, Л.З. 1975. Геолого- геофизические исследования тектоники, магматизма и металлогении Кавказа. Недра. Москва.

РАМАЗАНОВ, В.Г. 1992. Медно-порфировая формация Азербайджана. Автореферат докторской дисс. Тбилиси. 45.

СОТНИКОВ, В.И., БЕРЗИНА, А.П. 1979. Источники флюидов и рудообразующих веществ медно-молибденовых месторождений (по изотопным данным). В кн.: *Природа растворов и источники рудообразующих веществ эндогенных месторождений*. Наука СО, Новосибирск, 15-31.

© Z.M.Məmmədov, 2008

KİÇİK QAFQAZIN SOYÜDLÜ FİLİZ SAHƏSİNDƏ QIZIL FİLİZLƏŞMƏSİNİN PERSPEKTİVLİYİ

Z.M.Məmmədov

Ekologiya və Təbii Sərvətlər Nazirliyi
AZ1073, Bakı, B.Ağayev küç., 100A
alunit@box.az

Söyüdlü filiz sahəsində qızıl saxlayan zonalar şimal-qərb istiqamətli çatlarda, hidrotermal-metasomatik dəyişmiş qabbro və serpentinitlərin endo- və ekzo təmaslarında yerləşməklə, cənub-şərq istiqamətində daha cavan, meridianayaxın eninə strukturalarla kəsilib, dərinə salınmışdır. Bununla əlaqədar Söyüdlü filizləşmə sahəsində iki qalxmış (Qərbi Günəşli, Dəmirçidamı) və bir batmış (Şərqi Günəşli) blok müəyyən edilmişdir. Qızıl filizləşməşi üçün perspektivli sahələr qalxmış blokların daxilində yerləşir və burada qızılın aşkar olunan miqdarı olduqca böyük intervalda (0,6-22,6 q/t) dəyişir. Şərqi Günəşli sahəsində isə tək-tək təsadüfi hallar nəzərə alınmasa, demək olar ki, qızıl müəyyən edilməmişdir. Bütün bunlar belə qənaətə gəlməyə imkan verir ki, Qərbi Günəşli və Dəmirçidamı təzahürləri qızıl filizləşməsi üçün kifayət qədər yüksək perspektivə malikdir.

Qızıla olan tələbatın kəskin artması qızılsaxlayan ərazilərin qiymətləndirilməsini tələb edir. Bu mənada Zod qızıl yatağının cənub-şərq cinahında Söyüdlüçay-Qonurçay arası yerləşən Söyüdlü filiz sahəsi mühüm əhəmiyyət kəsb edir.

Tərtərçay, o cümlədən də Söyüdlüçay hövzəsində qızılın olması qədimlərdən məlum idi. XVIII əsrdə yaşayan Yaqub Xanovi X əsrin ərəb tarixçisi Abn-Dülafa istinad edərək yazmışdır ki, Azərbaycan dağları qızıl, civə, qurğuşun, gümüş, mərgümüş və mis ilə zəngindir. Bunu arxeoloji qazıntılar nəticəsində 3200-3300 il bundan əvvəl Cənubi Qafqaz, Yaxın və Orta Şərq ərazilərində Zod yatağının qızılından hazırlanmış çoxlu miqdarda qızıl əşyaların aşkar edilməsi sübut edir. M.M. Maksimovun (1973) verdiyi məlumata görə, mis və dəmir dövrlərinin başlanğıcında Zaqafqaziya böyük metallurgiya mərkəzi olmuşdur. Müəllif tərəfindən Zod qızıl yatağının cənub-şərq cinahında aparılan geoloji işlər prosesində aşkar edilən qədim dağ qazımaları və əmək alətləri (kirkirə, külüng, həvəngdəstə) bir daha sübut edir ki, həqiqətən, əcdadlarımız hələ 3-4 min il bundan əvvəl bu ərazilərdən qızıl çıxarmışlar. Sonralar qızıl mədəni yadelli qəsbkarların əlinə keçməsin deyə, qazma işləri dayandırılmış və mədən çox diqqətlə gizlədilmişdir. Lakin 1960-ci illərdən Ermənistan tərəfindən qeyri-qanuni istismar edilən Azərbaycana məxsus Zod qızıl yatağının cənub-şərq cinahında (Söyüdlü filiz sahəsində) sənaye miqyaslı qızıl filizləşməsi aşkar edilməmişdir. Müəllif məqalədə bunun səbəblərini aydınlaşdırmağı və gələcək geoloji-kəşfiyyat işlərinin əsas istiqamətlərini müəyyənləşdirməyi qarşısına məqsəd qoymuşdur.

Bir çox tədqiqatçılara görə, Azərbaycan Respublikasının Kəlbəcər rayonunda yerləşən bu ərazinin əsas struktur elementi Göyçə-Həkərə struktur-formasiya zonasının cənub hissəsindəki yerləşən Sarıbaba sinklinorisidir. Mərkəzi hissədə bir qədər sönən bu sinklinori çox mürəkkəb quruluşa malikdir. Onun quruluşunda ofiolit kompleksi süxurlarından təşkil olunmuş tektonik strukturlar iştirak edir. Bununla əlaqədar olaraq, Sarıbaba zolağında və o cümlədən tədqiqat aparılmış ərazidə geniş yayılmış qırışıqlar (Çiçəkli-Qonur sinklinalı, Almalı-Göydərə antiklinalı və Kəlbəcər depressiyası) qeyd olunur. Ərazinin əsas struktur elementi olan Almalı-Göydərə antiklinalının quruluşunda alb, senoman, santon, eosen və az miqdarda kampan-maastrixt çöküntüləri iştirak edir. Antiklinal tağının eni tədqiq olunan ərazinin cənub-şərq hissəsində 6-7 km, şimal-qərb hissəsində isə 3-4 km-dir. Bu hissədə antiklinal tağının ensizləşməsi və batması onun cənub-şərq qanadının eosen çöküntüləri ilə örtülməsi ilə əlaqədardır. Strukturu təşkil edən təbaşir çöküntüləri müxtəlif tərkibli intruzivlərlə yarılıb.

1976-1993-cü illərdə müəllif tərəfindən aparılan 1:5000 miqyaslı alətli planalma işləri nəticəsində, adətən, hidrotermal-metasomatik süxurlarla müşayiət olunan, eninə strukturlar (bloklar) müəyyən edilmiş və ərazinin geoloji quruluşu əsaslı surətdə dəqiqləşdirilmişdir.

Ümumiyyətlə, Söyüdlüçay və Qonurçay hövzələrinin və onlara bitişik ərazilərin geoloji quruluşu Tərtər çayının yuxarı hissəsi üçün səciyyəvi olan geoloji quruluşla, demək olar ki, eynidir. Fərq yalnız süxurların fasial dəyişməsində, intruziv və effuziv maqmatizmin intensivliyindədir. Burada, əsasən, bəzi yerlərdə kontinental mənşəli dördüncü dövr çöküntüləri ilə örtülmüş alb, senoman, santon və orta eosen mərtəbələrinin çöküntüləri iştirak edir. Litoloji cəhətdən alb mərtəbəsinin çöküntüləri qumdaşlarından, gilli əhəngdaşlarından və onlarla növbələşən qara, silisiləşmiş gillərdən, senoman çöküntüləri ortadənəli sıx, boz qumdaşlarından, qəlpəvari qırmızımtıl argillitlərdən, əhəngli qumdaşlarından, qravellitlərdən, silisiumlu əhəngdaşlarından və konqlomeratlardan ibarətdir. Orta eosen çöküntüləri ərazinin cənub və cənub-şərq hissələrində qeydə alınır və tərkibcə nummulitli əhəngdaşlarından, argillitlərdən (alt horizont), qumdaşlarından, tuflardan, tufqravellitlərindən (üst horizont) ibarətdir. Buynuz daşlarından, plagioklazlı və piroksenli andezitlərdən, andezit-dasitlərdən, rioit-dasitlərdən və onların tuflarından ibarət olan miosen və pliosen çöküntüləri ərazidə və xüsusən də ona bitişik sahələrdə geniş yayılmışdır. V.İ. Smirnov (1968), V.N. Kotlyar (1984) və M.M. Konstantinovun (1984) tədqiqatlarına görə, ümumiyyətlə, qızıl yataqlarının formalaşmasında vulkanik süxurların böyük rolu olmuşdur. Bu mənada, dünyanın bir çox regionlarında olduğu kimi, Kiçik Qafqazda da qızıl filizləşməsi batmış bloklarda vulkanizmin və maqmatizmin intensivliyi ilə müəyyənləşir. Ərazinin mühüm əhəmiyyət kəsb edən xüsusiyyətlərindən biri də burada filizləşmədə mühüm rol oynayan çoxlu sayda eninə və uzununa strukturların olmasıdır. M.M. Konstantinova (1984) görə, qızıl filizləşməsində Zod qızıl yatağından, o cümlədən də sözü gedən ərazidən keçən, eni 20 km olan Zəngəzur regional qırılma zonasının böyük rolu olmuşdur. Bu mənada rayonun geoloji quruluşunda və metallogeniyasında mühüm rol oynayan müxtəlif tərkibli vulkanik süxurların iştirak etməsi onun perspektivliyini daha da artırır. Söyüdlü sahəsində baş verən vulkanik proseslər, Göyçə-Həkərə tektono-maqmatik zonasının meydana gəlməsi, onun erkən alb və ondan sonrakı inkişaf mərhələsi ilə əlaqədardır. Erkən alb intruziv əmələgəlmələri ərazidə geniş yayılmış ultraəsasi süxurlardan ibarətdir. Axırıncılar, əsasən, Söyüdlüçayın sağ və sol yamacları boyu, Altunsu ilə Zod qızıl filizi yatağı arasındakı ərazidə (Qərbi Günəşli), Qonur və Söyüdlü çaylarının su ayırıcılarında yayılmışdır. Bir sıra sahələrdə (Qərbi Günəşli və Dəmirçidamı) filiz zonaları serpentinitləri kəsir. Belə sahələrdə qeyd edilən zonaların qalınlığı nəzərə çarpacaq dərəcədə azalır. Əsasi süxurlar qabbroidlərdən, qabbro-noritlərdən, qabbro-amfibolitlərdən və başqa bir-biri ilə fasial keçid təşkil edən süxurlardan ibarətdir. Axırıncılar hər yerdə kiçik qalınlığa malik olan və zəif sulfid minerallaşması ilə muşayiət olunan kvars və kvars-karbonat damarları ilə kəsilirlər. Qabbroidlərdən əlavə, ərazidə serpentinitlərin daxilində diferensasiyaya məruz qalmış qabbro kütlələrinə də rast gəlinir. Belə qabbroidlər əsas qabbro süxurlarından iri dənəvər quruluşa malik olmaları və köklərinin olmaması ilə fərqlənir. Sonuncular, əsasən, Söyüdlüçay və Qonurçayın su ayrıcılarında və Altun sahəsində geniş yayılmışdır.

Ortatərkibli intruzivlər ərazidə çox az yayılmışdır və əsasən dioritlərdən, siyenit-dioritlərdən və s. ibarətdir. Onların ətraf süxurlarda əhəmiyyətli dərəcədə roqovikləşmə, şistləşmə və kvarslaşma ilə ifadə edilən təmas təsirləri qeyd edilir. Bir çox yerlərdə onlar saysız-hesabsız şimal-qərb və en dairəsinə yaxın istiqamətli kvars damar və damarcıqları ilə kəsilirlər. Oliqosen yaşlı bu intruzivlərin daxilində və xüsusən də mərkəzi həssələrində xloritləşməyə, epidotlaşmaya, kaolinləşməyə və digər dəyişikliklərə rast gəlinir. Bütün bu deyilənlərdən əlavə, Söyüdlüçay qızıl filizi sahəsində listvenitlər və listvenitləşmiş süxurlar geniş yayılmışdır.

Zod qızıl yatağının cənub-şərq cinahının və ona qonşu sahələrin qızıllılığı T.N. Nəsibov (1961), K.S. Əliyev və D.N. Abdullayev (1976), Z.M. Məmmədov, K.S. Əliyev (1980) və Z.M. Məmmədov (1994) tərəfindən öyrənilmişdir. Aparılan tədqiqatlar nəticəsində I, II Söyüdlü, Şərqi Günəşli (Palıdlı, Qılınclı), I, II, III Qonur, Dəmirçidamı və s. qızıl təzahürləri aşkar edildi və geoloji- kəşfiyyat işləri əsasən bu sahələrə yönəldildi. Ərazinin geoloji xəritəsinin tərtib edilməsi nəticəsində müəyyən edildi ki, aparılan geoloji-kəşfiyyat işləri məqsədyönlü olmamışdır. Belə ki, Dəmirçidamı qızıl təzahürü istisna edilməklə, digərlərində aparılan geoloji-kəşfiyyat işlərindən alınan nəticələr qeyri-qənaətbəxş olmuşdur. Lakin 1976-1979-cu illərdə Z.M.Məm-

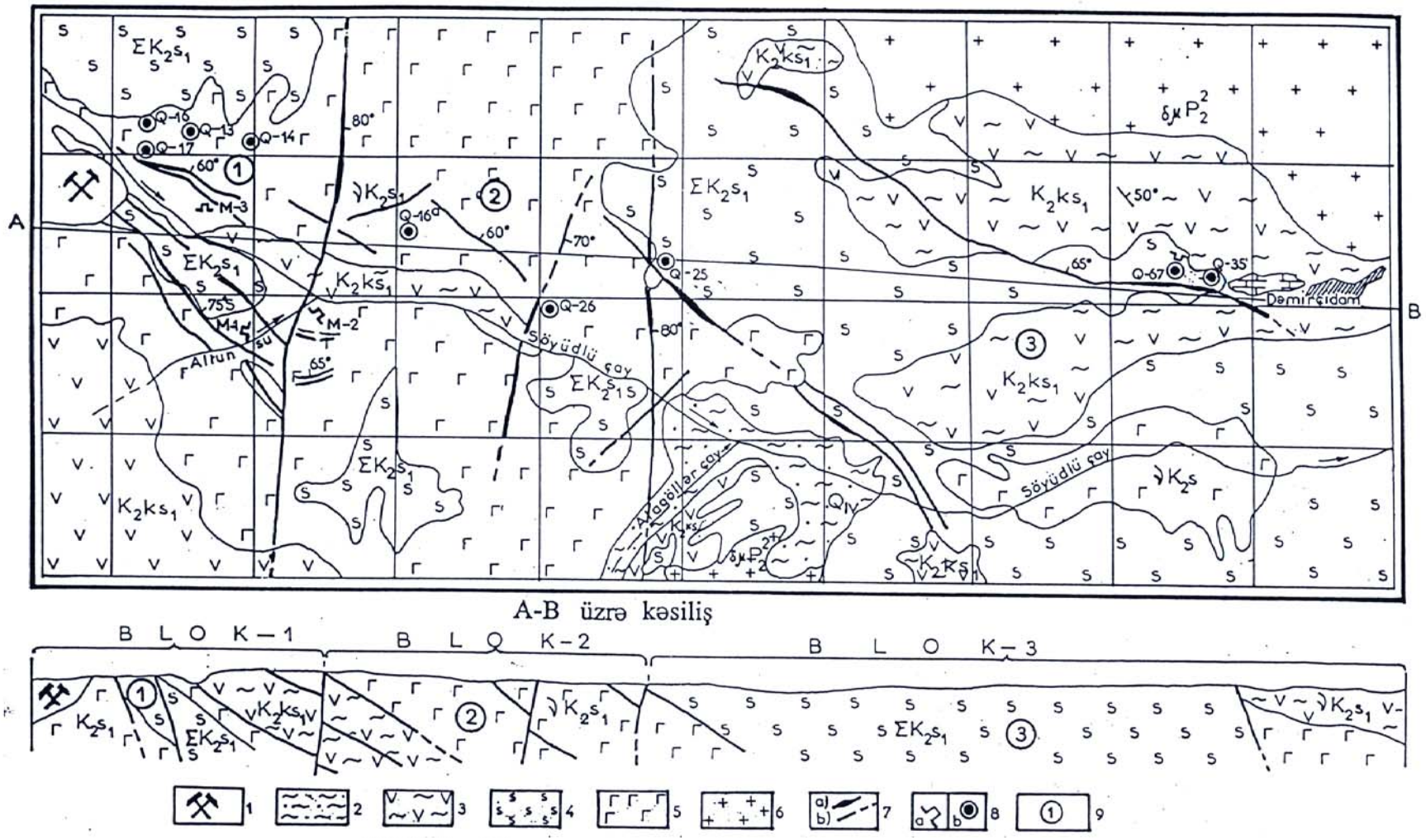
mədov və K.S. Əliyev tərəfindən Qərbi Günəşli perspektivli qızıl təzahürünün aşkar edilməsi bu ərazidə sənaye əhəmiyyətli qızıl filizləşməsinin tapılmasının mümkünlüyünü gündəmə gətirdi: belə ki, 14 saylı kəşfiyyat quyusu və 3 saylı mağara ilə açılan zonada müvafiq olaraq 1,8-5,2 q/t və 3.0.-11.0 q/t miqdarında qızıl aşkar edildi. Elə həmin vaxt kəşfiyyat quyuları rayonunda geofiziklər şimal-qərb istiqamətli, uzunluğu 600-700 m, eni 150 m olan örtülü sulfid minerallaşması cismi aşkar etdilər. Geofiziklərin bu kəşfi təzahürün yüksək perspektivə malik olmasını bir daha təsdiq etdi. Beləliklə, geoloji və geofiziki tədqiqatlar nəticəsində bir daha təsdiq edildi ki, qızılsaxlayan zonalar, əsasən, en dairəsinə yaxın (ş.q., c.ş.) istiqamətli çatlara uyğunlaşmışlar və onlar, bir qayda olaraq, qabbro və ultraəsasi massivlərin endo- və ekzotəmaslarında və həmçinin onların başqa süxurlarla olan təmaslarında yerləşirlər. Elə həmin illərdə Dəmirçidamı qızıl təzahürü ərazisində qazılan kəşfiyyat quyularından götürülən sınaqlarda 0.7-3.2 q/t qızıl aşkar edilmişdir.

Qərbi Günəşli və Dəmirçidamı qızıl təzahürləri sahələrində aparılan geoloji-kəşfiyyat işlərinin nəticələrinin qənaətbəxş, Şərqi Günəşli qızıl təzahürü sahəsində isə qeyri-qənaətbəxş olmasının səbəbini, bizcə, bütövlikdə Zod qızıl yatağının cənub-şərq cinahının tektonik quruluşunda axtarmaq lazımdır. Sxematik geoloji xəritədən və kəsilişdən (bax şək.) göründüyü kimi, bunun əsas səbəbi cənub-şərq istiqamətində uzanan Zod yatağı zonalarının, ərazidə geniş yayılan meridiana yaxın istiqamətli eninə (cavan) strukturlar vasitəsilə kəsilməsi və aşağı salınmasıdır. Məhz bu səbəbdən tədqiq olunan ərazidə üç blokvari struktur qeydə alanır: blok I - 1 və 3 saylı mağaraların və 13, 14, 16, 17 saylı quyuların yerləşdiyi, yüksək perspektivli Qərbi Günəşli qızıl təzahürünün ərazisini; blok II – 2 saylı mağara və 16, 25, 26 saylı quyuların yerləşdiyi, Altunsu, Palıdlısu və Alagöllər çayı arasında yerləşən Şərqi Günəşli qızıl təzahürü ərazisini və nəhayət, blok III - II blokdan şərqdə, Alagöllərçayla Dəmirçıdamı kəndi arasında yerləşən geniş ərazini əhatə edir. I və III blok qalxmış, II blok isə batan blok kimi nəzərdən keçirilir. Yuxarıda qeyd etdiyimiz kimi, məhz bu səbəbdən 1950-1970-ci illərdə Altunsu, Palıdlısu, Qılınclı və Alagöllərçay arasındakı Şərqi Günəşli adlanan geniş ərazidə qazılan çoxsaylı kəşfiyyat quyularından, mağaralardan və yerüstü dağ qazımalarından götürülən minlərlə şırım sınaqlarında, təsadüfi halları nəzərə almasaq, qızıl aşkar edilməmişdir (cədvəl). Fikrimizcə, Şərqi Günəşli (blok II) qızıl filizi təzahürü ərazisində sənaye əhəmiyyətli qızıl filizləşməsi aşkar etmək üçün 500-600 m dərinliyində kəşfiyyat quyuları qazmaq lazımdır.

Beləliklə, yuxarıda qeyd etdiyimiz kimi, ərazinin qalxan (I, III) bloklarına daxil olan sahələrində (Qərbi Günəşli, Dəmirçıdamı) qızıl filizləşməsinə rast gəlirik, batmış blokuna (Şərqi Günəşli) daxil olan sahələrində isə rast gəlmirik (cədvəl). Bütün yuxarıda deyilənlərdən belə qənaətə qəlmək olar ki, Zod qızıl yatağının cənub-şərq cinahına bitişik olan Söyüdlü sahəsində qızıl filizləşməsi üçün iki perspektivli ərazi, Qərbi Günəşli və Dəmirçıdamı, ayırmaq mümkündür.

Söyüdlü filiz sahəsinin hidrotermal dəyişmiş zonalarında qızılın bloklar üzrə miqdarı

Bloklar	I blok -Qərbi Günəşli	II blok- Şərqi Günəşli	III blok- Dəmirçıdamı
Ətraf süxurlar	qabbrolar, serpentinitlər, vulkanik çökmə süxurlar	qabbrolar, serpentinitlər, vulkanik çökmə süxurlar	serpentinitlər, vulkanik çökmə süxurlar
Au q/t	1.2-11	yoxdur	0.6-22.6
minerallaşma	pirit, xalkopirit, dəmirləşmə	zəif piritləşmə	dəmirləşmə, limonitləşmə



Söyüdlü filiz sahəsinin sxematik geloloji xəritəsi

1.Zod qızıl yatağı; 2. Elüvial-delüvial çöküntülər; 3. Gil şistləri, diabazlar; 4. Serpentinitlər və serpentinitləşmiş peridotitlər; 5. Qabbro; 6. Diorit porfiritləri; 7. a) Qızıl saxlayan hidrotermal-metasomatik dəyişilmiş zonalar, b) Tektonik qırılmalar; 8. a) Mağaralar, b) Quyular; 9. Tektonik bloklar və onların nömrələri: 1- Qərbi Günəşli; 2 – Şərqi Günəşli; 3 –Dəmirçidamı.

Qərbi Günəşli filizləşmə sahəsi Söyüdlüçayın yuxarı axımının sol və sağ sahilində yerləşir. O, şimaldan Söyüdlü və Qonur çaylarının suayırıcı, cənubdan Altunsu, qərbdən Ermənistan, şərqdən isə Şərqi Günəşli filiz sahəsi ilə sərhədlənir (bax şək.). Sahənin geoloji quruluşunda qabbroidlər, serpentinitlər, konyak-santon yaşlı vulkanik-çökmə və bəzən normal çökmə süxurlar iştirak edir. Vulkanik mənşəli süxurlar, əsasən, doleritlərdən və onların tuflarından, lava brekçiyalardan, nadir hallarda isə tuflu qumdaşlarından ibarətdir. Bütün bu süxarlar Almalı-Göydərə antiklinalının şimal-qərb cinahında toplanmışdır və onun tağ hissəsi əsasi və ultraəsasi intruzivlərlə mürəkkəbləşib. Qərbi Günəşli sahəsinin geoloji quruluşu həmçinin çöxlu miqdarda şimal-qərb istiqamətli çat pozulmaları ilə mürəkkəbləşib. Bu çat pozulmaları əksər hallarda kifayət qədər qalınlığa və uzunluğa malik olan hidrotermal-metasomatik dəyişilmiş, kvarslaşmış, brekçiyalaşmış süxurlarla müşayiət edilir. Filiz sahəsinin böyük hissəsi, əsasən, şimal-qərb istiqamətinə səmtləşən əsasi (qabbro) tərkibli massivdən təşkil olunmuşdur. Bu massiv şimal, şimal-şərqdə serpentinitlərlə, cənub, cənub-şərqdə isə santon yaşlı vulkanik-çökmə, bəzən isə serpentinitlərlə sərhədlənir. Massivin şimal, şimal-şərq təması böyük bir məsafədə eni 5-20 m olan hidrotermal dəyişilmiş və listvenitləşmiş süxurlarla müşayiət edilir. Bu zaman cənub-şərq cinahı II Söyüdlü zonasına keçir. Zona müəyyən fasilələrlə cənub-şərq istiqamətində uzanır və dik bucaq altında (70-75^0) şimal-şərqə yatır. Zona boyu zəif pirit və xalkopirit minerallaşması qeyd edilir və o, 13 və 14 saylı kəşfiyyat quyuları rayonunda pazlaşır (bax şək.). Qərbi Günəşli qabbroid massivinin cənub təmasına yaxın, şimal, şimal-qərb (en dairəsinə yaxın) istiqamətində uzanan,1,5 m qalınlığa malik olan yeni hidrotermal dəyişilmiş və zəif minerallaşmış zona müəyyən edilmişdir. Yer səthində müəyyən fasilələrlə 350-400 m izlənilən bu zona indi Ermənistan tərəfindən istismar edilən qızıllı zonalardan birinin cənub-şərqə davamıdır. 1976-1979-cu illərdə aparılan geoloji-kəşfiyyat işləri nəticəsində başlanğıcını Zod qızıl yatağından götürən və cənub-şərq istiqamətində tez-tez pazlaşan, müəyyən fasilədən sonra isə yenidən yer səthinə çıxan bir çox belə zona aşkar edilmişdir. Maraqlıdır ki, bu zonaların pazlaşdığı yerlərdə meridiana yaxın istiqamətli zonalarla cənub-şərq istiqamətli zonalar kəsilir və dərinə salınır. Yuxarıda qeyd etdiyimiz kimi, cənub-şərq istiqamətli zonaların pazlaşması (sönməsi) və müəyyən fasilələrdən sonra yenidən aşkarlanması, çox güman ki, Almalı-Göydərə antiklinalı tağının həmin istiqamətdə qalxıb-enməsi ilə də bağlıdır. Ərazidə dörd kəşfiyyat quyusu, iki mağara və çoxlu miqdarda yerüstü dağ işləri aparılmışdır. Xəndək və şurflardan götürülən sınaqlarda 1,4-3,1 q/t qızıl aşkar edilmişdir. Quyularda aparılan sınaqlarda isə 1,8-5,2 q/t qızıl aşkarlanmışdır. 14 saylı axtarış quyusunun 129-141,3 m intervalında aşkar edilən zonanı 3 saylı mağara 96-112 m-də kəsmişdir. Kifayət qədər kvarslaşmış, kaolinləşmiş, brekçiyalaşmış və qismən minerallaşmış qabbrolardan ibarət olan bu zona 70-75^0 bucaq altında şimal-şərqə yatır. Göstərilən intervaldan götürülən şırım sınaqlarında 3-11.0 q/t qızıl aşkar edilmişdir. Bu zonanın mövcudluğu geofiziki tədqiqatlar nəticəsində də təsdiq edilmişdir.

Dəmirçidamı filiz sahəsi eyni adlı kənddən 1,5 km şimal-qərbdə, Qonur çayının sağ sahilində yerləşir (bax şək.). Filiz sahəsinin yerləşdiyi ərazidə Qonur zonaları adlanan üç (I, II və III) zona qeyd edilir. Onlardan yalnız Dəmirçidamı zonası öyrənilmişdir. Qalınlığı 5-40 m arasında dəyişən, yer səthində isə müəyyən fasilələrlə 1,2-1,6 km izlənən bu zona 60^0 bucaq altında cənub-qərbə (190^0) yatır. Dəmirçidamı zonası bir tektonik çat boyunca yerləşən 6 damar və linza damarlardan ibarətdir. Onlar kifayət qədər dəmirləşmiş, əksər hallarda kaolinləşmiş, zəif piritləşmiş listvenitəbənzər süxurlardan ibarətdir. Zona, əsasən, zəif dəyişmiş ultraəsasi süxurların içərisində yerləşir və onlarda 20,5 м qalınlığa qızılın miqdarı orta hesabla 1,1 q/t olmuşdur. Ümumiyyətlə, sözü gedən zonada qızılın maksimal miqdarı bir çox hallarda 6 q/t-a çatır. Hətta bu zonanın səthindən, zəif dəyişilmiş serpentinitlərdən götürülmüş sınaqda 3,2 q/t qızıl qeyd edilmişdir. Zonadakı axtarış quyuları da maraq doğurur. Belə ki, burada qazılmış 35 və 67 saylı kəşfiyyat quyularından götürülmüş (interval 36-49 m, 66-67 m) sınaqlarda 0,7 q/t-dan 1,3 q/t-a qədər qızıl aşkar edilmişdir. Zona üzrə qızılın ən yüksək miqdarı onun cənub-şərq (0,8-3 q/t) və şimal-qərb (0,56-22,6 q/t) cinahlarında qeyd edilir. Dəmirçidamı qızıl filizi sahəsi, bizcə, kifayət qədər perspektivə malikdir.

Aparılan tədqiqatların təhlili bizə aşağıdakı əsas nəticələrə gəlməyə imkan verir:

1. Zod qızıl yatağının cənub-şərq cinahında (Söyüdlü sahəsində) qızıl filizləşməsi qabbro və ultraəsasi süxurların endo- və ekzotəmaslarına və həmçinin onların ərazidə geniş yayı-

lan başqa süxurlarla təmaslarına uyğunlaşan hidrotermal-metasomatik dəyişilmiş süxurlardan təşkil edilmiş, şimal-qərb istiqamətli zonalarla əlaqədardır.

2. Filizdaşıyan şimal-qərb istiqamətli zonalar, əksər hallarda, hidrotermal-metasomatik dəyişmiş süxurlarla müşayiət edilən və ərazidə blokvari strukturların əmələ gəlməsində həlledici rol oynayan, meridiana yaxın eninə strukturlarla kəsilərək dərinə salınır. Sonuncuların özləri bəzən qızıl filizləşməsi ilə (3,1 q/t-a qədər) müşayiət edilirlər.
3. Ərazidə üç blokvari struktur aşkarlanmış və onların qızıl filizləhməsində rolu müəyyən edilmişdir. I blok daxilində yerləşən Qərbi Günəşli və III blok daxilində yerləşən Dəmirçidamı sahələri sənaye əhəmiyyətli qızıl filizləşməsi aşkar etmək üçün yüksək perspektivə malikdir. Batmış II blokun sahəsində yerləşən ərazinin qızıl filizləşməsinə perspektivliyi aydınlaşdırılmalıdır.

ƏDƏBİYYAT

MƏMMƏDOV, Z.M. 1994. 1988-1994-cü illərdə Zod filiz sahəsinin cənub-şərq cinahında qızıl yataqlarının axtarışının nəticələri haqqında hesabat. Azərbaycan Respublikası Ekologiya və Təbii Sərvətlər üzrə İnformasiya Fondu. Bakı. 78.

АЛИЕВ, К.С., АБДУЛЛАЕВ, Д.Н. 1976. Отчет о результатах поисковых работ на золото на Зод-Шахдагской площади за 1974-1976 гг. Azərbaycan Respublikası Ekologiya və Təbii Sərvətlər üzrə İnformasiya Fondu. Bakı. 128.

БОРОДАЕВСКИЙ, И.И. 1960. Материалы по методам изучения геологических структур и перспективной оценки месторождений золота. Недра. Москва. 175.

КНИППЕР, А.Л. 1975. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области. Недра. Москва. 208.

КОНСТАНТИНОВ, М.М. 1984. Золотое и серебряное оруденение вулканогенных поясов Мира. Недра. Москва. 161.

КОТЛЯР, В.Н., ЯКОВЛЕВ, П.Д. 1984. Вулканизм и оруденение. Недра. Москва. 108.

МАКСИМОВ, М.М. 1973. Истоки учения о рудных месторождениях. Недра. Москва. 135.

МАМЕДОВ, З.М., АЛИЕВ, К.С. 1980. Отчет о результататах поисков месторождений золота на восточном фланге Зодского рудного поля и Гызылбулагском участке за 1976-1979 гг. Azərbaycan Respublikası Ekologiya və Təbii Sərvətlər üzrə İnformasiya Fondu. Bakı. 168.

НАСИБОВ, Т.Н. 1961. Отчет по работам Тертерской поисково-разведочной партии за 1960 г. Azərbaycan Respublikası Ekologiya və Təbii Sərvətlər üzrə İnformasiya Fondu. Bakı. 132.

СМИРНОВ, В.И. 1968. Генезис эндогенных рудных месторождений. Недра. Москва. 710.

ШИХАЛИБЕЙЛИ, Э.Ш. 1966. Геологическое строение и история тектонического развития Восточной части Малого Кавказа (в пределах Азербайджана). II. АН Азерб. ССР. Баку. 261.

Məqaləyə akademik A.C.İsmayılzadə rəy vermişdir

© A.M.Səmədov, N.Ə.Novruzov, 2008

BÖYÜK QAFQAZIN CƏNUB YAMACININ TERRİGEN VƏ VULKANOGEN SÜXURLARI FİLİZLİLİYİNİN PERSPEKTİVLƏRİ HAQQINDA (VƏNDAMÇAY-AĞSUÇAY ARASI SAHƏ)

A.M.Səmədov[1], N.Ə.Novruzov[2]

1 - *Ekologiya və Təbii Sərvətlər Nazirliyi*
AZ1072, Bakı, B. Ağayev küç., 100A

2 - *AMEA Geologiya İnstitutu*
AZ1143, Bakı, H. Cavid prosp., 29A

Məqalədə Böyük Qafqazın cənub yamacında (Azərbaycan hissəsi) üzvi karbonlu-terrigen komplekslərdə nəcib, əlvan və digər qiymətli metalların, endogen-ekzogen filizləşməsinin əmələgəlmə xüsusiyyətlərindən bəhs edilir. Litoloji-stratiqrafik şəraitdən asılı olaraq, regionda molibden minerallaşmasının müxtəlif tipləri müəyyən edilmişdir.

Üzvi-karbonlu terrigen komplekslərdə təşəkkül tapmış nəcib metal yataqları erkən proterozoydan tutmuş mezozoy da daxil olmaqla, çox böyük zaman diapazonunu əhatə edərək dünya qızıl ehtiyatları balansında aparıcı yerlərdən birini tutur. Ona görə də bu tip yataqların proqnozlaşdırılması üçün nəzəri əsasların işlənib hazırlanmasının aktuallığı ortaya çıxmışdır. Bu məsələ ilə əlaqədar ədəbiyyatlarla tanışlıq və bir sıra qızıl yataqları üzrə materialların təhlili terrigen komplekslərin nəcib metal toplantılarının poligen-polixron yataqlarını geniş ekzogen-endogen sinfinə aid etməyə əsas verir (Курбанов, 1987). Bu müəllifə görə, ekzogen-endogen sinfinə aid olan yataqlarda filiz kütlələrinin metalları ilkin olaraq endogen yolla əmələ gəlsə də, filizlərin toplanması ekzogen yolla baş verir. Bu zaman metamorfizm və maqmatik proseslərin də özünəməxsus yer tutması qeyd olunmalıdır.

Ötən əsrin 80-ci illərindən sonra Böyuk Qafqazın cənub yamacında aparılan geoloji planalma və axtarış işləri nəticəsində Duruca aralıq strukturu hüdudlarında «qara şist»lərdə nəcib metal toplantılarının aşkar olunması onların perspektivliyinin qiymətləndirilməsinin zərurətini meydana çıxardı. 1988-1993-cü illərdə İ.Məmmədov və b. (1994) tərəfindən Duruca strukturformasiya zonasının Küngütçay-Axoxçay arası kəsimində aparılmış geoloji-axtarış işləri nəticəsində Küngütçay, Daşağılçay, Solğuca, Ağlıq, Həmzəli, Dəstəmazçay və s. sahələrdə qızıl filizləşməsinin olduğu müəyyənləşdirildi. 1994-2002-ci illərdə Vəndamçay-Ağsuçay arası sahədə aparılmış işlərin nəticəsi olaraq burada qızılsulfid assosiasiyasına aid edilən bir sıra filiz zonaları, həmçinin nadir və əlvan metalların minerallaşma məntəqələri və nöqtələri aşkar olunmuşdur (Səmədov, 2003).

C.Ə.Azadəliyev və həmmüəllifləri (2003) Böyük Qafqazın Cənub yamacında "qara şist" tipli qızıl filizləşməsinin çoxşaxəli axtarış kriterilərini (regional-tektonik, struktur, litoloji, mineraloji, geokimyəvi, maqmatik kriterilər) irəli sürmüşlər. İ.Ş.Məmmədov və H.A.Vəliyev (2007) Böyük Qafqazın şərq davamının filizliyinin bəzi aspektlərini araşdıraraq, regionda səciyyəvi tipomorf metalların, xüsusən də Au – Ag formasiyasına dair sənaye əhəmiyyətli filiz yatımlarının əmələ gəlməsi üçün əlverişli geoloji şəraitin mövcudluğu fikrini əsaslandırmağa çalışmışlar.

Dünyanın bir sıra yerlərində karbonlu-terrigen qatlarda nəcib metal yataqları aşkar olunmasına və onların xeyli hissəsinin istismara cəlb edilməsinə və çox böyük həcmdə faktik material toplanmasına baxmayaraq, hələ də bu tip filizləşmənin formalaşmasının geoloji şəraiti və bununla əlaqədar digər məsələlər barədə müxtəlif və fərqli təsəvvürlər mövcuddur. «Qara şist» qatlarında nəcib metal yataqlarının yaranması, metalların mənbəyi, filizdaşıyıcı məhlulların hərəkət yolları, çökdürülmənin fiziki-kimyəvi şəraiti və digər məsələlərlə əlaqədar geniş tədqiqatlar aparılmışdır.

Yuxarıda qeyd etdiyimiz kimi, N.Q.Qurbanov terrigen komplekslərin nəcib metal yataqlarını poligen-polixron yataqların geniş ekzogen-endogen sinfinə aid etmişdir. Bu tip yataqlar hid-

rotermal-çökmədən hidrotermal-metamorfizmə qədər genetik sıra yaradırlar. Qabıqaltı və qabıqaltı-qabıq qarışıqlı filiz maddələrinin iştirak etdiyi genetik sırada bir-birilə sıx əlaqədə olan üç geoloji-sənaye tip yataqlar ayrılır: qızıl-sulfid, qızıl-sulfid-kvars və qızıl-kvars. Geotektonik baxımdan göstərilən yataq tipləri meqastrukturda vəziyyətindən və mütəhərrik qovşağın geodinamik rejimindən asılı olaraq xətti terrigen evgeosinklinallara və miogeosinklinallara aid olunurlar.

N.Q.Qurbanova görə, endogen mənbədən gələn filiz maddələri ekzogen proses zamanı toplanaraq məxsusi ekzogen-endogen yataqları yaradırlar (Курбанов, 1987). Lakin karbonlu-terrigen komplekslərin qızıl-sulfid yataqları özünəməxsus yaranma şəraiti və formalaşma dövrlərinin uzunluğu ilə səciyyələnir və onların təşəkkül tapmasını (N.Q.Qurbanov) üç mərhələyə ayırır.

Birinci mərhələdə dəniz hövzəsinin dib hissələrində metalların toplanması çökmə yolla baş verir. Buna görə də onu hidrotermal-çökmə adlandırmaq olar. Buradakı lillərdə və gillərdə metalların konsentrasiyasi klark miqdarına yaxındır və sonralar üst hissədə yatacaq terrigen qatlarda toplanacaq metal mənbəyi rolunu oynayır. Digər halda isə onlar toleit-bazalt formasiyasının lavaları, tufları və subvulkanitlərin süxurəmələgətirici minerallarına qarışıqlar qismində toplana bilərlər. Bunun üçün isə durğun rejimli su hövzəsi və sabit bərpaedici hidrokimyəvi şərait olmalıdır. Beləliklə, birinci mərhələdə misin, sinkin, qızılın, gümüşün səpələnmiş minerallaşması yaranır ki, bu da sonralar sənaye tipli yataqlar əmələ gəlməsi üçün təməl rolunu oynayır. Qırmızı dəniz riftində halhazırda gedən filiz əmələgəlmə prosesləri buna bariz misal ola bilər.

İkinci mərhələ metalların sənaye konsentrasiyasının toplanması baxımından olduqca böyük əhəmiyyət kəsb edir və onu elizion-katagen adlandırırlar. Bu mərhələdə metalsaxlayan çöküntülərin 1,5-3 km dərinlikdə çökməsi elizion hövzələr şəraitində montmorillonit gillərin hidromikalara çevrilməsi baş verir. Montmorillonitin tərkibində olan sular ayrılır və nisbətən yüksək temperatur və təzyiq şəraitində olduqlarına görə kalsium, maqnezium, xlor və b. elementlərin yüksək konsentrasiyalarını saxlamaqla gil süxurlarından ağır metalları həll edərək daşıyır. Bu mexanizm qızılın, misin, sinkin, qurğuşunun və b. metalların həll olunaraq molekulyar səviyyədə aparılmasına xidmət etmişdir. Sıxılmış məsamə məhlulları, terrigen süxurların qatları boyu hərəkət etdiyi zaman özləri ilə xloridlər və sulfatlar şəklində metal birləşmələri və yaxud metal-üzvi birləşmələr daşıyarkən, karbonatlı və karbonsaxlayan süxurlarla rastlaşan zaman müvazinətlərini itirirlər. Çünki onlar geokimyəvi sədd, yaxud sorbent ($C_{üzvi,}$ dəmir sulfidləri) rolunu oynayaraq, nəcib metalların sənaye konsentrasiyasının toplanmasına səbəb olurlar. Sulfidlərin çökməsinin əsas səbəbi üzvi maddələr, bitumlar, mərgümüş və dəmir olmuşdur, onlar isə süxurlarda səpələnmiş kalsium sulfatla reaksiyaya girərək hidrogen sulfid və nəcib metalları toplamışlar.

Üçüncü mərhələ özünəməxsus əzilmə və şistləşmə zonalarını formalaşdıran, həmçinin kontakt və regional metamorfizm halları törədən dinamometamorfizm prosesləri nəticəsində baş vermişdir. Əgər birinci mərhələyə çökmə, yaxud ekzogen, ikinci mərhələyə katogen demək olarsa, üçüncü mərhələni endogen adlandırmaq olar. Burada əsas rolu maqmatik fəaliyyətlə əlaqədar olan endogen mənşəli su və qazlar oynayaraq, yüksək temperatur və təzyiq şəraitində metalların toplanması və çökdürülməsini təmin edirlər. Sonuncu mərhələdə əvvəllər təşəkkül tapmış filiz cismlərinin mineral tərkibi, teksturu və strukturu dəyişir, metallar yenidən paylanılır, həmçinin yeni filiz cismləri formalaşır.

N.Q.Qurbanov son illərdəki tədqiqatlarında göstərir ki, ekzogen-endogen filiz-energetik sisteminin poligen-polixron yataqlarının konvergent sırasının formalaşması daha erkən heterogen filiz toplantılarından əlvan metalların və qızılın regenerasiyası və remobilləşməsi prossesləri ilə müəyyən olunur (Курбанов, 2007). Müəllifə görə, ilkin etapın məhsulları olan singenetik filizləşməyə malik qara gil şistlərinin metamorfogen-metasomatik və plutonogen-metamorfik dəyişməsində renegerasiya konvergent filizəmələgəlməsi və filizəmələgətirən elementlərin remobilləşməsi haqqında anlayışların əsas mahiyyəti su, silisium turşusu, kükürd və mərgümüşün çıxarılmasından, CO_2-nin əmələ gəlməsindən və həll olmuş müşayiətedici elementlərlə birlikdə əsas komponenetlərin məsamə-çat sistemlərinə miqrasiyasından ibarətdir. Həm də bu halda konvergent sırada ilkin filizlərin saxlanılma dərəcəsi çox cəhətdən heterogen filizlərin tipi və onların regenerasiya miqyaslarından asılı olmuşdur.

Nəcib metalların metallogeniyasına dair son dövrlərin elmi məlumatları göstərir ki, qızı-

lın yer səthinə yaxın toplantıları adətən ya orogen vulkanik qırışıqlarda, ya da qitədaxili tektonik aktivləşmə əyalətlərində baş verir. Sonuncuda adətən filizləşmə bir sıra çat sistemi ilə doğranmış, ayrı-ayrı bloklara bölünmüş depressiyalara meyl edir. Görünür ki, həmin çatlar filizdaşıyıcı rolunu oynayırlar.

Ə.Ş.Şıxəlibəyli Duruca struktur-formasiya zonası daxilində Vəndamçay və Axoxçay arası kəsimdə 4 blok ayırır (Шихалибейли, Коробанов, 1979). Ən qərb və düşmüş blok qərbdən və şərqdən Vəndamçay və Şirvançay meridional tektonik qırılmaları ilə hüdudlanır. Ən çox qalxmış və struktur cəhətcə daha yaxşı təmsil olunan blok Şirvançay və Cəngiçay boyu keçən qırılmalar arasındakı blokdur. Bu blok üçün mükəmməl qırışıqlıq səciyyəvidir. Şərqə doğru növbəti blok Cəngiçay və Uçuqçay qırılması arasında, ən şərq blok isə Uçuqçay qırılmasından şərqdə yerləşəndir. Tektonik blokların mövcudluğu, ərazidə Buynuz intruziyasının və bir sıra sillərin olması bu sahədə nəcib və nadir metal filizləşməsi üçün əlverişli şəraitin varlığına sübutdur. Bu baxımdan P.S.Bernşteynin yürütdüyü fikir maraqlıdır (Бернштейн, 1981): «Filiz saxlayan maddələrin mənbəyi, minerallaşmış məhlulların hərəkət yolları və yer səthinə yaxın sahələrdə filiz cisimlərinin yaranma mexanizmi olduqca mürəkkəb bir problemdir və ona birmənalı şəkildə yanaşmaq olmaz. Əgər təsəvvür etsək ki, burada əsas rolu dərinliklərdən yer səthinə doğru hərəkət edən məhlullar oynayır, deməli, onların yeraltı təzyiqli sularla qarışaraq depressiyalarda çökmə ehtimalını nəzərdən qaçırmaq olmaz».

Əlvan və Nadir Metalların Mərkəzi Elmi-Tədqiqat Geoloji-Kəşfiyyat İnstitutunun əməkdaşları (Королев и др., 1988) «qara şistlər»də qızıl filiz yataqları barədə geniş material topladıqdan sonra bu tip yataqların geoloji-genetik modelini hazırlamışlar. Aparılmış yeni tədqiqatlar əsasında qızıl filizləşməsi üçün stratiqrafik-litoloji nəzarətin birinci dərəcəli əhəmiyyət kəsb etməsi barədə Y.V.Qostevin irəli sürdüyü fikirlərin əsaslı olması təsdiq olunmuşdur (Гостев, 1988). Təqdim olunan geoloji-genetik model «qara şist» qatında yerləşən bir qızıl-sulfid yatağı (Ural) timsalında verilmişdir; bizcə, onu Böyük Qafqaza da şamil etmək olar.

Yataq ərazisində orogen tipli karbonlu molas formasiyasının süxurları yayılmış və onlar orogen kompleksinin alt struktur mərtəbəsini tuturlar. Üst struktur mərtəbə vulkanitli qarışıq kontinental molas çöküntülərindən ibarətdir. Orogen kompleksinin üst hissələri qabbro-esseksit-diorit və diorit-qranodiorit-qranit tərkibli intruziyaların yayılması ilə başa çatır. Orogen mərtəbənin süxurları altdakı süxurlar üzərində stratiqrafik və bucaq uyğunsuzluğu ilə yatır. Alt struktur mərtəbə üçün «özlülü yarılmalar» səciyyəvidir ki, bu da dinamometamorfizm prosesləri ilə müşayiət olunan plastik deformasiya, həmçinin tikiş klivajı tipli qırışıqlıq şəraitində baş verimişdir. «Qara şist» formasiyasının tərkibində karbonlu üzvi argillitlər, alevrolitlər və qumdaşları, arkoz qumdaşları, qravelitlər və konqlomeratlar, dasit tərkibli vulkanitlər, həmçinin bazalt konqlomeratları iştirak edirlər. Sonuncuların tərkibi altda yatan süxurların tərkibindən asılı olur. Çöküntütoplanma sahilyanı-dəniz, qismən isə kontinental rejimdə baş vermiş və zəif turş vulkanizminin təzahuru ilə müşayiət olunmuşdur. Kəsilişin filiz saxlayan hissəsi üzvi karbonlu və karbonatlı argillitlərin, alevrogillərin və qumdaşlarının növbələşməsi ilə təqdim olunur. Yatağın aparıcı struktur elementi meridional istiqamətli «özlülü qırılmalar»dır. Yataq tektonik inkişafın ilkin mərhələsində formalaşmış, sonradan isə qismən dəyişikliyə uğramışdır.

Yuxarıda göstərilənlərə əsasən yatağın formalaşmasının modelini aşağıdakı kimi təsəvvür etmək olar. Çöküntütoplanma mərhələsində qızılın və digər filizəmələgətirən elementlərin klarkdan artıq miqdarını saxlayan «qara şist» qatının formalaşması baş verir. Filiz elementlərinin intensiv toplanması üçün əlverişli şərait arabir vulkanizm baş verən paleodepressiyalardır. Çöküntülərin ağır metallarla zənginləşməsinin məlum mexanizmlərindən ən mühümü qızılın hidrogen sulfidlə yoluxmuş dəniz sularından çökdürülməsində üzvi maddələrin əsas rol oynamasıdır. Diagenez zamanı filizli maddələrin yenidən paylanması və qızılın konsentrasiyasının artıq miqdarını saxlayan qlobulyar piritin əmələgəlməsi baş verir. Qlobulyar piritdə və yan süxurlarda qızılın miqdarı təxminən yaxındır. Yataqda filiz maddələrinin yaranmasının sonrakı yolları daim artan tektonik stresin fonunda baş verir. Katagenetik yolla dəyişilmə dinamometamorfizm prosesləri ilə birgə gedir. Filizəmələgəlmə prosesini örtülü sistem şəraitində eyni stratiqrafik horizont hüdudlarında maddələrin yenidən paylanması kimi səciyyələndirmək olar. Son mərhələdə, rejimin orogen inkişafında intruziyanın nüfuz etməsi şəraitində, çox güman ki, hidrotermal proseslər baş verir.

Duruca aralıq strukturu da yuxarıda təsvir olunan qızıl yatağı ilə oxşar şəraitdə formalaşmışdır. Öyrənilən sahənin hüdudlarında qızıl filizləşməsinin qızıl-sulfid formasiyasına aid olması daha çox cəlbedicidir. Qızıl minerallaşmasına həm üst aalen yaşlı «qara şist» qatında, həm də Vəndam zonasının tuf və vulkanogen-çökmə süxur kompleksində rast gəlinir. Beləliklə, ərazidə qızıl-sulfid formasiyasının litoloji-stratiqrafik nəzarətlə müşayiət olunması bəlli olsa da, aparıcı rol tektonik faktora, qırılma pozulmalarına mənsubdur. Qara şistlərdə və argillitlərdə qızılın və gümüşün konsentrasiyası həm də üzvi birləşmələrlə əlaqədardır. Bəzi sınaqlarda qızılın miqdarı 0,4 q/t-dan 2,5 q/t-a, gümüşün miqdarı isə 8,0 q/t-a çatır.

Ərazidə Çürükçay və Fitdağ molibden təzahürləri qeyd olunmuşdur. Bu təzahürlərdə molibdenin miqdarı klark göstəricisindən qat-qat artıq olmaqla 0,015%-ə çatır. R.A.Abdullayev və b. (1984) Böyük Qafqazın Yatıqçay sahəsində apardıqları tədqiqat işləri nəticəsində molibdenin femolit mineralını (Mo_5FeS_{11}) müəyyən etmişlər (Абдуллаев и др., 1984). Qeyd etmək lazımdır ki, femolit, həmçinin iordizit və kriptokristallik molibdenitin kompleks tədqiqi nəticəsində struktur cəhətdən oxşar olan bu mineralların eyni bir mineral növünə aid edilib, dəmirli molibdenit adlandırılması məqsədəuyğun hesab edilmişdir (Мельников и др., 1978).

Molibden minerallaşmasının litoloji-struktur xüsusiyyətlərinin və yaranma şəraitinin təhlili onun yerləşmə qanunauyğunluqları haqqında fikir söyləməyə imkan verir. Minerallaşmanın yerləşməsi filizləşməyə nəzarət edən litoloji-stratiqrafik, maqmatik və tektonik faktorlarla təyin olunur. Bunlardan ən mühüm rol maqmatik və tektonik faktorların üzərinə düşür. Duruca struktur zonasında aparılmış işlərin təhlili göstərir ki, Böyük Qafqazın cənub yamacında qeyd olunan molibden minerallaşması litoloji-stratiqrafik şəraitdən asılı olaraq müxtəlif minerallaşma tiplərindən ibarətdir.

Birinci tip molibden minerallaşması Duruca struktur-formasiya zonasında qeyd olunaraq yerləşmə və lokallaşma şəraitinə görə molibden-vanadium formasiyasına aid edilə bilər. Burada Zəngi və Qaynar dərinlik qırılmalarının nəzarəti və «qara şist» qatında üzvi birləşmələrin yüksək absorbsiya qabiliyyətini də vacib amillərdən hesab etmək yerinə düşər. Bu tip molibden minerallaşmasına Çürükçay sahəsində rast gəlinir.

İkinci tip molibden minerallaşması mis-molibden formasiyası ilə təmsil olunaraq vulkanogen-çökmə süxurlarla, tuflarla, tufqumdaşları, tuf konqlomeratlarla əlaqədardır. Bu tip minerallaşma üçün maqmatizm əsas rol oynayır. Vəndam struktur-formasiya zonası hüdudlarında mis-molibden minerallaşmasının orogen maqmatizmə meyl etməsi müşahidə olunur. Axtarış sahəsindəki Buynuz intruziyası, Vəndam kəndi yaxınlığında, Göyçayda və Axoxçayda qeyd olunan çoxsaylı maqmatik cismlər, həmçinin geofiziki məlumatlara görə qalın süxur örtüyünün altında olan maqmatik törəmələrin geniş yayılması buna sübutdur.

Məlumdur ki, molibden minerallaşması mis, sink, qurğuşun, nadir və nəcib metallarla da əlaqədar ola bilir. Bu da qayma-qırışıqlıq sahələri üçün səciyyəvi hesab edilir. Məhz Vəndam zonasını da bu tip qırışıqlığa aid etmək olar. Belə ki, onun şimal kəsiyində Duruca strukturu ilə təmas boyu və zəncirvari lokal qalxmalarda zəif mis və kvars-pirit-molibden minerallaşması, qeyd olunur. Duruca strukturunda molibden minerallaşmasına, bir qayda olaraq, gilli çöküntülərin qrafitləşmiş hissələrində təsadüf edilir. Molibdenin möhtəvi-damarcıq tipli minerallşmasının yerləşməsində eninə və uzununa istiqamətli tektonik pozulmaların kəsişmə sahələri daha əlverişli struktur elementi sayılır. Bir qayda olaraq böyük qırılmalarıdan uzaqlaşdıqca molibden minerallaşmasının zəifləməsi qeyd olunur.

Vəndamçay-Ağsuçay arası sahədə aparılmış geoloji-axtarış işləri nəticəsində ayrı-ayrı sahələrdə mis və polimetalların minerallaşma nöqtələri qeyd olunmuşdur. Böyük Qafqazın Cənub yamacının qərb hissəsində, Balakən-Şəki metallogenik əyalətində kolçedan-polimetal filizlərinin geniş yayılması bəllidir. Bu filizlərin böyük toplantılarının nəzərdən keçirdiyimiz ərazidə aşkar olunmaması, güman ki, plinsbax və toar-aalen çöküntülərinin daha dərinlikdə yerləşərək böyük qalınlıqlı daha cavan süxurlarla örtülməsi səbəbindən də baş verə bilər. Burada nadir hallarda qeyd olunan mis və pirit minerallaşma nöqtələrinə süxurların litoloji tərkibi və yerləşdirici süxurların stratiqrafik səviyyəsi nəzarət edir; nadir mis minerallaşma nöqtələrinin yaranmasında tektonik faktor da əhəmiyyət kəsb edir.

Beləliklə, Böyük Qafqazın cənub yamacında Vəndamçay və Ağsuçay çayarası sahədə üzvi karbonlu-terrigen komplekslərdə təşəkkül tapmış endogen-ekzogen filizləşməsi olan molibden minerallaşmasının litoloji-struktur xüsusiyyətlərinin və əmələgəlmə şəraitlərinin öyrə-

nilməsi onun yerləşməsində bəzi qanunauyğunluqların aşkar edilməsinə imkan vermişdir. Belə ki, molibden minerallaşması filizləşməyə nəzarət edən litoloji-struktur, maqmatik və tektonik faktorlarla müəyyən edilən yerləşmə və əmələgəlmə şəraitlərinə görə iki müxtəlif minerallaşma tipinə ayrılır. Minerallaşmanın birinci tipi Duruça struktur-formasiya zonasında «qara şist» qatında intişar tapan molibden-vanadium formasiyası ilə (Çürükçay molibden təzahürü), ikinci tipi isə Vəndam struktur-formasiya zonası hüdudlarında vulkanogen-çökmə süxurlarla və tuflarla əlaqədar mövcud olan mis-molibden formasiyası ilə (Fitdağ molibden təzahürü) təmsil olunmuşdur.

ƏDƏBİYYAT

AZADƏLİYEV, C.Ə., ÇƏLƏBİ, H.Ə., MƏMMƏDOV, İ.Ş. 2003. Böyük Qafqazın Cənub yamacında qara şistlərin qızıllığının başlıca kriteriləri. *AMEA Xəbərləri, Yer elmləri*, 1, 33-39.

MƏMMƏDOV, İ.Ş. 1994. 1988-1993-cü illərdə Böyük Qafqazın cənub yamacının CŞ hissəsində Küngütçay-Axoxçay arası sahədə «qara şist» qatının qızıllığının qiymətləndirilməsinə aparılmış axtarış işlərinin nəticələri haqqında hesabat. Bakı. 188.

MƏMMƏDOV, İ. Ş., VƏLİYEV H. A. 2007. Böyük Qafqazın şərq davamının filizliyinin bəzi aspektləri (Azərbaycan ərazisi). *Akademik M.Ə.Qaşqayın elmi irsi. XXI əsrdən baxış* kitabında. Nafta-Press, Bakı, 288-292.

SƏMƏDOV, A.M. 2003. 1994-2002-ci illərdə Böyük Qafqazın Qalacıq-Niyaldağ filizə perspektivli sahəsində mis-kolçedan, mis-polimetal və digər kompleks metal yataqlarının axtarış işlərinin nəticələri haqqında hesabat. Bakı. 156.

АБДУЛЛАЕВ, Р.А., НАГИЕВ, Д.Д., МУРАДОВ, М.Х. 1984. Об особенностях молибденовой минерализации в Азербайджанской части Большого Кавказа. *Изв. АН Азерб. ССР, сер. Науки о Земле*, 2, 45- 51.

БЕРНШТЕЙН, П.С. 1981. К вопросу о генезисе близповерхностных месторождений золота. *Труды ЦНИГРИ,* 159, 3-8.

ГОСТЕВ, Ю.В. 1988. Геолого-генетическая модель золоторудного месторождения в черносланцевой толще. *Труды ЦНИГРИ,* 225, 67-81.

КОРОЛЕВ, Г.Г., МИКУНОВ, М.Ф., КРЕЙТЕР, И.В. 1988. Факторы контроля золоторудного оруденения орогенного прогиба. *Труды ЦНИГРИ,* 225, 60-67.

КУРБАНОВ, Н.К. 1987. Особенности формирования экзогенно-эндогенных месторожений благородных металлов в углеродисто-терригенных комплексах. *Труды ЦНИГРИ,* 219, 3-14.

КУРБАНОВ, Н.К. 2007. Особенности рудно-энергетических систем гетерогенных и конвергентных рядов месторождений благородных и цветных металлов. В кн.: *Научное наследие академика М. А. Кашкая. Взгляд из XXI века*. Нафта – Пресс, Баку, 288-292.

МЕЛЬНИКОВ, И.В., ГОРШКОВ, А.И., СТРЕЛЬЦОВ, В.А. и др. 1978. О некоторых кристаллохимических особенностях структуры тонкодисперсных железосодержащих дисульфидов молибдена. *Известия АН СССР, сер. геологическая,* 1, 123-135.

ШИХАЛИБЕЙЛИ, Э.Ш., КОРОБАНОВ, В.В. 1979. Геологическое строение Дуруджинской шовной зоны восточной части южного склона Большого Кавказа. *Известия АН Аз.ССР, 2,* 24-28.

Məqaləyə Azərbaycan MEA-nın müxbir üzvü H.V.Mustafayev rəy vermişdir

© А.Б.Мамедов, 2006

КОРРЕЛЯЦИЯ НИЖНЕГО И СРЕДНЕГО ДЕВОНА НАХЧЫВАНСКОЙ АР С ТИПОВЫМИ РАЗРЕЗАМИ АРДЕННО-РЕЙНСКОЙ ОБЛАСТИ ЗАПАДНОЙ ЕВРОПЫ И АНАЛОГИЧНЫМИ РАЗРЕЗАМИ ДРУГИХ РЕГИОНОВ ЕВРАЗИИ

А.Б.Мамедов

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

Нижне- и среднедевонские отложения Нахчыванской АР (Азербайджан) подразделены на свиты и брахиоподовые зоны, которые сопоставляются с синхронными отложениями типовых разрезов Западной Европы (Арденны и Эйфельские горы) и других регионов Евразии.

Девонские отложения в Южном Закавказье пользуются ограниченным распространением, на территории западной части Нахчыванской АР Азербайджана (в Шарурском и Садаракском районах) и прилегающей части Армении (в Ехегнадзорском и Араратском районах) они представлены всеми тремя фаунистически хорошо охарактеризованными отделами. Причем отложения нижнего и среднего девона развиты только в пределах территории Нахчыванской АР. В настоящее время нами разработана схема зонального расчленения девонских отложений, развитых в этих районах, с выделением 16 местных стратиграфических подразделений (свиты) и 20 биостратиграфических зон.

Биостратиграфические зоны, свиты и подсвиты, выделенные в девонских отложениях Нахчыванской АР и прилегающих районов Армении, по фауне, главным образом брахиоподам и конодонтам, можно сопоставить с синхронными отложениями типовых разрезов Западной Европы (Арденн и Эйфельских гор) и многих других районов Евразии и др. Благодаря общим и характерным видам брахиопод и представителей других групп фауны, иногда миоспор, почти все местные подразделения девона Закавказья коррелируются с таковыми синхронных отложений, установленными в этих регионах. Девонские отложения Закавказья и Арденно-Рейнской области представлены в карбонатно-терригенной фации, что облегчает их сопоставление.

Из приведенной схемы подразделения нижне- и среднедевонских отложений Закавказья (см. схему) видно, что **нижний девон** выражен ***сараджлинской свитой***, которая представлена морскими фаунистически охарактеризованными карбонатно-терригенными осадками. Слои сараджлинской свиты выходят на дневную поверхность лишь в одном пункте – на южном склоне г.Велидаг (стратотип); мощность – 126 м. В ее состав входят две брахиоподовые зоны: ***Arduspirifer extensus*** и ***Uncinulus keltibericus***, каждая из которых охарактеризована определенным комплексом фауны: брахиоподами, кораллами, строматопоратами, конодонтами и др. В целом, сараджлинскую свиту на основании присутствия *Arduspirifer extensus* и *Icriodus corniger ancestrialis* можно сопоставить со свитой Йерж, т.е. Верхним Эмсом, а по находке *Polygnathus costatus patulus* – со свитой Сен-Жозеф нижнего Кувена (Co1a) Арденн; присутствие *Uncinulus keltibericus* и *Latericriodus beckmanni beckmanni* дает основание коррелировать ее с верхним Эмсом Испании. В Эйфельских горах сараджлинской свите скорее соответствуют слои Берле (?) с *Chonetes sarcinulatus*, Вильтц (?), Веттельдорф с *Arduspirifer arduennensis* и Хайсдорф с *A.mosellanus* Эмского яруса нижнего девона. По конодонтовой шкале сараджлинская свита, по-видимому, соответствует зонам: *seratinus, laticostatus* и *patulus* (ее нижней части). Отложения сараджлинской свиты Закавказья по фаунистическому составу значительно отличаются от отложений соответствующего уровня многих регионов бывшего СССР, поэтому провести прямую корреляцию между ними невозможно.

Средний девон принимается нами в объеме **эйфельского** и **живетского ярусов**, связанных между собой постепенным переходом. Нижняя граница среднего девона проводится в основании шарурской свиты. А верхняя граница принята нами в основании зоны *Cyrtospirifer disjunctus elegans* чураханинской свиты франского яруса верхнего девона.

В Закавказье к **эйфельскому ярусу** отнесены: шарурская, велигорская (=араздаянская), данзикская и волчеворотская свиты (см. схему).

Шарурская свита принята нами в объеме зоны ***Zdimir pseudobaschkiricus velidagensis - Megastrophia uralensis***. Отложения шарурской свиты распространены на южном склоне г.Велидаг (стратотип), на юго-западном и южном склонах г.Дагна и западном склоне г.Сарыдаг. Литологически они представлены карбонатными и глинисто-песчанистыми породами, преобладающими из которых в нижней половине свиты являются терригенные отложения, а в верхней половине – карбонатные. Наибольшую мощность свита имеет в стратотипическом разрезе, где составляет 197,5 м.

В свите встречаются: брахиоподы – *Aulacella eifelensis (Vern.), Xystrostrophia ex gr. umbraculum (Schloth.), Megastrophia uralensis (Vern.), Zdimir pseudobaschkiricus velidagensis Mam., Spinatrypa (Isospinatrypa) dorsata Biernat, Arduspirifer cf. mosellanus (Solle)* и др.; ругозы – *Thamnophyllum aff. germanicum Schlütter, Tabulophyllum curtoseptatum Bulv., T.schandiensis Bulv., Zonophyllum parvum Mark.* и др.; табуляты – *Favosites goldfussi Orb., F.schengi Lin., Pachyfavosites sphaericus Tchud., Tamnopora pulchra (Tchern.)* и др.; строматопораты – *Stromatopora ramilosa Yavor., Plectostroma salairicum (Yavor.)* и др.; конодонты – *Icriodus struvei Weddige, I.corniger rectirostratus Bult., Polygnathus costatus costatus Klapp.* и др., а также пелециподы, криноидеи и мшанки.

Шарурская свита по комплексу фауны имеет много общего и может коррелироваться с шандинским горизонтом (верхнешандинскими слоями) Салаира, койвинским и бийским горизонтами западного склона Урала, аккапчигайским горизонтом Средней Азии (Южного Тянь-Шаня) и их аналогами в других регионах, относимых также к зоне *Zdimir pseudobaschkiricus - Megastrophia uralensis*. В Арденнах шарурской свите соответствует верхняя часть нижнекувенского комплекса (Co1b-c), т.е. свита О'Нуар. Присутствие представителей арденно-рейнских видов: *Rhenothyris aequabilis aequabilis Struve, Kransia parallelepipeda (Bronn)* из брахиопод и *Icriodus culicellus (Bult.), I. corniger rectirostratus Bult.* и др. из конодонтов дают основание сопоставить шарурскую свиту со слоями Лаух Эйфельских гор. Присутствие раковины *Spinatrypa (Isospinatrypa) dorsata Biernat* дает основание сопоставить шарурскую свиту с нижнеэйфельскими отложениями Польши, в которых, по данным Д.Соболева (1901), также встречаются представители *Zdimir ex gr. pseudobaschkiricus*.

По конодонтовой шкале интервал шарурской свиты: 1) ее нижняя часть (от 14-го слоя стратотипического Велидагского разреза, с основания которого появляются представители зонального вида данного стратиграфического подразделения – *Zdimir ex gr. pseudobaschkiricus*, по 19-ый слой) соответствует еще зоне *patulus*. Здесь обнаружены следующие конодонты: *Icriodus corniger rectirostratus Bultynck, I. latericrescens sub. sp. A Klapp. et Ziegl., Ozarcadina carinthiaca Schulze и* др. По заключению В.Г.Халымбаджи и др. (Эйхгорн, Халымбаджа, Аристов, 1983), этот комплекс отвечает зоне *patulus,* так как *Ozarkodina carinthiaca* и *I.corniger rectirostratus* обычно не поднимаются выше зоны *patulus*; 2) интервал от 20-го по 31-ый слой этого стратотипического разреза, по-видимому, соответствует зоне *partitus*. Хотя в этом интервале еще не обнаружены представители самого *Pol. c. partitus*, встреченный здесь конодонтовый комплекс: *Polygnathus ex gr. linguiformis Hinde, Icriodus beckmanni sinuata Klapp., Ziegl., Maschk., Belodella devonica (Stauffer)* и др. дает основание прийти к такому заключению; 3) верхняя часть свиты, охватывающая слои 32-36

указанного разреза, отвечает зоне *Pol. c. costatus*, т.к. на уровне 32-го слоя появляются *Eognathodus bipennatus montensis Weddige* и *Icriodus struvei Weddige*, которые не встречаются ниже зоны *Pol. c. costatus*, хотя на этом же уровне обнаружен *Icriodus culicellus (Bult)*, который обычно встречается значительно ниже уровня зоны *c. costatus*.

Велигорская свита по стратиграфическому положению соответствует ***араздаянской свите*** Карабурунского разреза, принятой нами в объеме зоны ***Arduspirifer intermedius.*** Стратотип находится на южном склоне г.Велидаг. Нижняя граница устанавливается по кровле шарурской свиты (слой 36) по исчезновению в разрезе представителей *Zdimir* группы *pseudobaschkiricus*. Распространена на горах Велидаг, Сарыдаг, Дагна и Карабурун, а также в районе сел.Данзик по левобережью р.Восточный Арпачай.

Этот интервал эйфельского яруса в отдельных районах представлен в различном фациальном развитии. В стратотипическом разрезе на южном склоне г.Велидаг, где хорошо прослеживаются нижняя и верхняя границы, велигорская свита в нижней части характеризуется карбонатными породами, а в верхней части наряду с известняками наблюдаются прослои (до 5 м) тонкозернистых кварцевых песчаников. Мощность свиты в стратотипе – 63 м. В разрезе Карабурун аналоги велигорской свиты входят в состав **араздаянской свиты**, принятой в объеме зоны *Arduspirifer intermedius*. Она состоит из карбонатно-терригенных пород; мощность этой свиты в карабурунском разрезе – 208,7 м.

В отложениях велигорской свиты, особенно араздаянской, встречаются остатки органического мира: брахиоподы, кораллы, строматопораты, конодонты и др. Этот интервал разреза эйфельского яруса, принимаемый нами в объеме зоны *Arduspirifer intermedius*, прежде всего по присутствию в нем вида-индекса (*Arduspirifer intermedius*), а также *Arduspirifer supraspesiosus (Lotze), A. cf. mosellanus steininger (Solle), Minatothyris concentricus (Schnur)* и др. из брахиопод и *Eognathodus bipennatus montensis Weddige, Icriodus corniger corniger Witt.* и др. из конодонт, а также *Tabulophyllum firmatum Tsien*. из ругоз может сопоставляться со свитой Кувена среднекувенского подъяруса (Co2a-b) Арденн (Бельгия) и со свитой Нон (с ее нижней большей половиной) Эйфельских гор (Германия). По стратиграфическому положению и присутствию *Urella asiatica Rzon.* велигорская свита сопоставляется с малосалаиркинскими известняками мамонтовского горизонта Салаира.

Велигорская (=араздаянская) свита соответствует средней большей части зоны *Pol. c. coctatus* конодонтовой шкалы. На этом уровне обнаружен следующий конодонтовый комплекс: *Eognathodus bipennatus montensis Weddige, Icriodus struvei Weddige, I. regularicrescens Bult., I. corniger corniger Wittekint, I. ex gr. latericrescens Brans. et Mehl, Polygnathus costatus costatus Klapp., Pol. linguiformis linguiformis Hinde, Pol. aff. robusticostatus Bischoff et Ziegler*.

Данзикская свита, принятая в объеме зоны ***Spinospirifer araxicus - Emanuella takwanensis***, по комплексу брахиопод точных аналогов на территории бывшего СССР не имеет. Стратотип находится на левом берегу р.Восточный Арпачай, напротив сел.Данзик. Нижняя граница проводится по появлению известняков с раковинами характерных для этой свиты видов брахиоподовой фауны. Свита распространена в бассейне р. Восточный Арпачай, в горах Дагна, Сараджлудаг, Велидаг, Сарыдаг и Карабурун. Мощность – 97-140 м.

Наиболее типичными видами являются: из брахиопод – *Dagnachonetes caucasius Afan., Spinulicosta spinulicosta (Hall), Gypidula biplicata prima Khod., G.rectangulariformis Mam., Spinospirifer araxicus Rzon.* и др.; из ругоз – *Hexagoraria rohrensis Glinski, Dohmophyllum schulzi (Wdkd)* и др.; из табулят – *Thamnopora pulchra (Tchern.), Crassialveolites pellicularis Dubat.* и др.; из пелеципод – *Paracyclas (P.) proavia (Goldf.), Janeia phasodina Goldf.* и др.; из конодонтов – *Icriodus struvei Wedd., I.regularicriscens Bult.* и др. Кроме того, попадаются криноидеи, строматопораты, тентакулиты, растительные микрофоссилии и т.д.

По конодонтам эта свита соответствует зоне *Pol. costatus costatus*, ее верхней части, захватывая большую нижнюю часть зоны *kockelianus*, вернее подзоны *australis*, и коррелируется с верхними слоями свиты Нон в типовом разрезе Эйфельских гор, может быть с захватом самих нижних слоев свиты (формации) Ардорф, т.к. в комплексе участвует *Eognathodus bipennatus montensis Wedd.*, который в своем развитии не поднимается выше кровли свиты Нон. В целом в данзикской свите обнаружены следующие конодонтовые комплексы: 1) в нижней подавляющей большей ее половине (с 1-го по 13-ый слои стратотипического Данзикского разреза) встречаются: *Eognathodus bipennatus montensis Weddige, Icriodus struvei Weddige, I. culicellus (Bultynck), I. sp. E Weddige, I. corniger corniger Wittekindt, I. corniger retrodopressus Bultynck, I. regularicrescens Bultynck, I. oblinguimarginatus Bischoff et Ziegler, I. sp. nov. Eichgorn, Polygnathus costatus costatus Klapp., Pol. linguiformis linguiformis Hinde, Pol. linguiformis pinguis Weddige, Ozarkodina bidentata (Bischoff et Ziegler), Hindeodella sp*. За исключением *Icriodus culicellus и I. oblinguimarginatus*, все остальные виды являются обычными формами для конодонтовой зоны *Pol. c. costatus*. Что же касается вышеуказанных двух видов, парадоксальным здесь является то, что первый из них – *Icriodus culicellus* – обычно не поднимается выше зоны *patulus*, в то время как второй вид – *I. oblinquimarginatus* – в литературе известен лишь с основания зоны *ensensis*; 2) в самых верхних слоях данзикской свиты (слои 14 и 15 в стратотипическом Данзикском разрезе), в 14-метровой верхней ее пачке при общей мощности свиты 97,4 м в этом стратотипическом разрезе обнаружены: *Eognathodus bipennatus montensis Weddige, Icriodus sp. E Weddige, I. cf. struvei Weddige, Polygnathus costatus costatus Klapp., Pol. costatus oblongus Weddige, Pol. linguiformis linguiformis Hinde, Pol. linguiformis pinguis Weddige, Pol. linguiformis alvealus Weddige, Tortodus kockelianus (Jackson), T. oblinguus Wittekindt и др.* Если в этом составе *Eognathodus bipennatus montensis и Polygnathus linguiformis pinguis* обычно не поднимаются выше зоны *c. costatus*, то остальные формы переходят в зону *kockelianus*. Самое главное, здесь, в этой верхней части свиты, появляются уже *Tortodus kockelianus* (зональный вид), *T. oblinquus, Pol. costatus oblongus* (а также *Pol. linguiformis alveolus*), которые являются характерными формами для конодонтовой зоны *kockelianus*, вернее ее нижней половины, т.е. подзоны *australis*. Но это по конодонтовому комплексу. А учитывая весь комплекс фауны, особенно брахиоподовой фауны, а также стратиграфическое положение ее в разрезе девона Нахчыванской Автономной Республики, следует сопоставить данзикскую свиту со свитой Жемель среднего кувена Арденн, с верхней небольшой частью свиты Нон и со свитой Ардорф Эйфельских гор, возможно, со средними слоями хотечских слоев Чехии. По совокупности кораллов, согласно заключениям В.Н.Дубатолова и Н.Я.Спасского, данзикскую свиту следует сопоставить с мамонтовским горизонтом Салаира, вернее с его верхней половиной.

Волчеворотская свита принята нами в объеме трех зон: ***Spinatrypa (Isospinatrypa) aspera aspera - Undispirifer rzonsnitzkajae, Gruenewaldtia latilinguis*** и ***Devonogypa begljari - Subrensselandia amygdalina***. Распространена в юго-западном подножье г.Велидаг у прохода Волчьи Ворота (стратотип); по р.Восточный Арпачай: в районе сел.Данзик (парастратотип) и пос.Гюмушлуг; в бассейне р.Джаанам-Дереси, а также в районе гор: Карадаш, Сарыдаг, Уджибиз и Аждакан.

Зона ***Spinatrypa (Isospinatrypa) aspera aspera – Undispirifer rzonsnitzkajae***, отвечающая нижней и низам средней подсвиты волчеворотской свиты, может быть сопоставлена с верхней небольшой частью свиты Ардорф и со слоями Юнкенберг Эйфельских гор. В Арденнах рассматриваемой зоне, возможно, будет соответствовать нижняя часть свиты Аноне, и основная часть верхней половины хотечских известняков Чехии. Подтверждением тому могут служить встреченные здесь: *Uncinulus coranatus Kayser, Pyramidalia simplex (Phill.), Cimicinella fischeri Struve, Athyris ventricosa (Schnur)* и др. из брахиопод;

Alveolites taenioformis Schlüter, A. minutus Lec., Placocoenites monostrichus (Frech), Caliapora chaetetoides Lec. и др. из табулят; *Lythophyllum crassiseptatum (Tsien), Grypophyllum verniculare (Goldf.)* и др. из ругоз, которые являются руководящими видами для указанного интервала. Вероятным аналогом зоны *Spinatrypa (Is.) aspera aspera – Undispirifer rzonsnitzkajae* является верхняя часть мамонтовского горизонта Салаира, верхи лосашинского горизонта Рудного Алтая, средняя часть лангурского горизонта восточного склона Урала, и, возможно, определенная часть афонинского горизонта западного склона Урала. Подтверждением тому может служить присутствие здесь: *Mimatrypa flabellata kuznetzkiensis Rzon. et Mizens, Coenites declivis altaicus Dubat., Alveolitella karmakensis (Tchern.)* и др. Такой вывод о возрасте зоны *Spinatrypa (Is.) aspera aspera - Undispirifer rzonsnitzkajae* подтверждается также присутствием представителей других групп фауны. Например, кроме вышеуказанных руководящих видов, многие виды из ругоз, встреченных в описанной зоне, также как: *Disphyllum couvinience Tsien, Stringophyllum acanthicum (Frech), Zonophyllum caducum Wdkd, Atephyllum auburgence (Wdkd), Pseudozonophyllum stabile Vollbr*. являются характерными для верхнего эйфеля и верхнего кувена Германии и Бельгии. Как указывает Н.Я.Спасский (1983, стр.168), число видов ругоз, общих для Закавказья и Арденно-Рейнской провинции, достигает 20, Уральских – 21.

По конодонтовой шкале рассматриваемая зона относится к конодонтовой зоне *australis-kockelianus*, в которой участвуют: *Polygnathus robusticostatus Bisch. et Ziegl., Pol. pseudofoliatus Witt., Tortodus kockelianus australis (Jackson), T. kockelianus kockelianus (Bischoff. et Ziegl.)* и др.

Зона ***Gruenewaldtia latilinguis***, соответствующая верхам средней подсвиты волчеворотской свиты, по брахиоподовому комплексу в целом обнаруживает большое сходство с таковыми из слоев Фрейлинген и частично – из слоев Юнкенберг Эйфельских гор, со средней частью (с низами верхней половины) свиты Аноне Арденн и нижней частью скальского горизонта Польши. Подтверждением тому может служить присутствие здесь самого вида-индекса *Gruenewaldtia latilinguis (Schnur), Eifelatrypa acuticosta Ficner et Havlicek, Mimatrypa flabellata (Roemer), Kransia ex gr. primipilaris (Buch), Beckmannia группы pentagonus (Kayser), Atrypa (Planatrypa) petasa Copper, Synatrypa microzonata (Struve)* и др.

Синхронными с отложениями рассматриваемой зоны, по-видимому, являются пестеревские известняки (возможно, их нижняя половина) Салаира и их аналоги в других регионах на основе присутствия в этой зоне таких видов, как: *Mimatrypa flabellata kuznetzkiensis Rzon. et Mizens, Retzispirifer uriensis Kulkov, Spinatrypina (Sp.) impolita M. et I.Breivil* и др.

По конодонтовой шкале, по заключению В.Г.Халымбаджи и Т.Ф.Эйхгорн (1983), зона *latilinguis* должна быть отнесена к зоне *kockelianus* на основании обнаруженных в зоне: *Icriodus struvei Weddige, Tortodus kockelianus kockelianus (Bischoff. et Zieg.), Polygnathus linguiformis pinguis (Weddige)* и др. Со своей стороны отметим, что она (рассматриваемая зона) относится к верхней части зоны *kockelianus*. По этим данным рассматриваемая зона может сопоставляться с верхней небольшой частью слоев Юнкенберг и со свитой Фрейлинген Эйфельских гор и со средней частью свиты Аноне Арденн.

Зону ***Devonogypa begljari – Subrensselandia amygdalina***, соответствующую верхней подсвите волчеворотской свиты, по основным группам фауны (по брахиоподам, кораллам, трилобитам и т.д.) можно сопоставить со слоями Абах и, возможно, с определенной нижней частью слоев Лоогх Эйфельских гор, с верхней частью свиты Аноне Арденн, с верхами скальского горизонта Польши. Отложения рассматриваемой зоны, по-видимому, являются синхронными с отложениями так называемого 9-го горизонта среднего девона Моравии (Чехии), который в Чехии относят к живетскому ярусу – к зоне *Bornhardtina* (Ficner, Havlicek, 1978), хотя фаунистические комплексы, встреченные в этом так называемом 9-ом горизонте, скорее всего, отвечают

эйфельскому ярусу. Подтверждением тому могут служить встреченные здесь в зоне *begljari-amygdalina* такие виды, как: *Rensselandia circularis (Holz.), Subrensselandia amygdalina (Stein.), Eifelatrypa acuticosta (Ficner et Havlicek), Athyris cirgulata (Ficner et Havlicek)* и др. В целом, в фаунистическом комплексе рассматриваемой зоны наблюдается большая преемственность, многие виды из данного комплекса являются общими с таковыми с подстилающих зон волчеворотской свиты.

Рассматриваемую зону, возможно, следует коррелировать с верхней частью пестеревского горизонта Салаира и их аналогами в других регионах. По конодонтовой шкале зона *Devonogypa begljari - Subrensselandia amygdalina* должна быть отнесена к зоне *ensensis*, к ее нижней части (в комплексе участвуют: *Eognathodus bipennatus montensis Weddige, Polygnathus costatus oblongus Weddige, P. cf. pseudofoliatus Witt.* и др.) и может коррелироваться, по заключениям Т.Ф.Эйхгорн, В.Г.Халымбаджи и В.А.Аристова (1983), с верхами свиты Аноне кувенского яруса (Co3) Арденн и со слоями Абах Эйфельских гор.

Таким образом, по всем группам фауны отмечается соответствие волчеворотской свиты Закавказья верхам слоев Ардорф (с их очень незначительной частью), слоям Юнкенберг, Фрейлинген и Абах верхнего эйфеля и, возможно, низам слоев Лоогх живетского яруса Эйфельских гор и свите Аноне Арденн в типовых западноевропейских разрезах.

В **живетском ярусе** выделяются две свиты: садаракская и арпачайская, каждая их которых состоит из двух биостратиграфических зон.

Садаракская свита принимается в объеме двух зон: ***Stringocephalus burtini*** и ***Crurithyris inflatus***. Стратотип свиты находится севернее сел.Садарак. Распространена в бассейне р.Восточный Арпачай: в районе сел.Данзик и пос.Гюмушлуг; урочище Джаанам-Дереси; на горах Велидаг (западный склон), Уджибиз, Аждакан и Карадаш. Нижняя граница проводится по появлению в разрезе толстослоистых известняков с *Stringocephalus burtini*. Литологически состоит из темно-серых мощных, в нижней части толстослоистых, иногда массивных, нередко органогенных, образованных в основном за счет кораллов, строматопорат и водорослей. Мощность – 110-330 м. Садаракская свита представлена кораллами (ругозами и табулятами), строматопоратами, водорослями, брахиоподами, а также криноидеями, мшанками, гастроподами, фораминиферами, конодонтами и др. Из брахиопод в свите участвуют 37 видов и подвидов, многие из которых являются руководящими формами для живетского яруса – *Stringocephalus burtini Defr., Parastringocephalus dorsalis (Goldf.)* и др.

Зона ***Stringocephalus burtini,*** соответствующая нижнесадаракской подсвите по многим группам фауны: *Emanuella pachyrincha (Vern.), Parastringocephalus dorsalis (Goldf.)* и др., отвечает зоне *Bornhardtina uncitoides* и низам зоны *Stringocephalus burtini* в типовой западноевропейской шкале и, по-видимому, может коррелироваться с чусовскими слоями Урала, воробьевскими слоями, возможно, и с верхними слоями черноярского горизонта центральной части Русской платформы, низами анаварского горизонта Средней Азии, низами керлегешского горизонта Салаира и их аналогами в других регионах. В Эйфельских горах аналогами этой зоны являются свиты (формации) Лоогх (ее основная нижняя часть) и Гуртен. В Арденнах рассматриваемой зоне соответствуют известняки Живе (Gi1) и низы свиты Хеттон.

Как отмечают В.А.Аристов (Аристов и др., 1980), В.Г.Халымбаджа и Т.Ф.Эйхгорн (1983), по конодонтовой шкале рассматриваемая зона соответствует средней части зоны *ensensis*.

Зону ***Crurithyris inflatus***, соответствующую верхнесадаракской подсвите, можно сопоставить с верхней частью воробьевских слоев Русской платформы, с нижней частью чеславского горизонта Урала, с верхами керлегешского горизонта Салаира и их аналогами в других регионах Евразии. В Арденнах рассматриваемая зона соответствует также нижнему живету (Gi1), его верхней части. В Эйфельских горах этой зоне, возможно, соответ-

ствуют драймюлленские слои (свита). Подтверждением тому могут служить встречаемые здесь, кроме вида-индекса, многочисленные характерные для нижнего живета виды, такие как: *Variatrypa subzonata Biernat, Hexagonaria amanshauseri Glinski, Heliophyllum aiense Soshk., Thamnopora densa Yanet* и др.

По конодонтовой шкале рассматриваемая зона соответствует верхам зоны *ensensis*.

Садаракская свита, в целом, по конодонтовой шкале соответствует верхней половине (вернее, средней и верхней частям) зоны *ensensis*.

Арпачайская свита принимается нами в объеме двух брахиоподовых зон: ***Spinocyrtia transcaucasica*** и ***Undispirifer undiferus - Emanuella pseudovolhynica***; соответствует среднему и верхнему живету (Gi2 + Gi3). Стратотип свиты находится в окрестности пос.Гюмушлуг на левом берегу реки Восточный Арпачай. Распространена, кроме стратотипического района, в районе сел. Данзик (парастратотип) и на правом борту Яйджи-Дереси – в бассейне р.Восточный Арпачай, а также на северо-восточной окраине сел. Садарак; в низовье р.Джаанам-Дереси и верховье Багарсых-Дереси. Литологически представлена темно-серыми, иногда окрашенными красноватым цветом, сильно песчанистыми, средне- и тонкослоистыми известняками, содержащими многочисленные ископаемые организмы, и чередующимися с ними аргиллитами, иногда песчаниками, также содержащими фауну. Нижняя граница проводится по обновлению комплекса фауны, прежде всего по появлению в разрезе в массовом количестве видов-индексов, крупных раковин *Schizophoria travercensis Grabau, Cyrtospirifer aperturatus cuspidatus (Arch. et Vern.)* и др. Мощность свиты в Гюмушлугском разрезе составляет 108 м, в Данзикском разрезе – 143 м.

Известняки и песчаники переполнены органическими остатками; они иногда встречаются в алевролитах и даже в краевых частях аргиллитовых слоев. Встречаются: брахиоподы, кораллы (ругозы и табуляты), мшанки, пелециподы, гастроподы, криноидеи и другие ископаемые организмы.

Зона ***Spinocyrtia transcaucasica***, соответствующая нижнеарпачайской подсвите, отвечает среднему живету (Gi2) и может коррелироваться с сафоновским горизонтом Кузнецкого бассейна с *Indospirifer pseudowilliamsa Rzon*.; ардатовскими слоями центральной и восточной частей Русской платформы; нижней частью айдарлинского горизонта Казахстана; средней частью чеславской свиты Урала; нижней частью ольдойской свиты на Дальнем Востоке и их аналогами в других регионах. В Арденнах, по-видимому, рассматриваемой зоне отвечают отложения среднего живета – зона *Spinocyrtia ascendens* (слои Терре-Аур), являющаяся викарирующим видом вида-индекса рассматриваемой зоны, т.е. вида *Spinocyrtia transcaucasica Mam*. В Эйфельских горах с этим стратиграфическим уровнем следует сопоставить родертские и керпенские слои с *Spinocyrtia mediotexta*.

По конодонтовой шкале, по заключению В.Г.Халымбаджи и Т.Ф.Эйхгорн (1983), рассматриваемая зона отвечает нижней и средней подзонам зоны *varcus*.

Зона ***Undispirifer undiferus - Emanuella pseudovolhynica***, соответствующая верхнеарпачайской подсвите, отвечает верхнеживетскому подъярусу. Многочисленные виды разных групп фауны устанавливают верхнеживетский возраст отложений этой зоны. Описываемой зоне соответствует алчедатский горизонт Кузнецкого бассейна и его стратиграфические аналоги: на Русской платформе, возможно, верхи старооскольского горизонта (муллинские слои), верхи анхорского горизонта Средней Азии и верхи айдарлинского горизонта Казахстана, верхи чеславской свиты Урала и определенная средняя часть ольдойской свиты Дальнего Востока. В Арденнах, видимо, рассматриваемой зоне отвечают слои Монт-Аур с *Hexagonaria quadrigensis*, соответствующие верхнему живету (Gi3). В Эйфельских горах с описываемой зоной, видимо, синхронны слои Болсдорф.

По конодонтовой шкале, по определению В.Г.Халымбаджи, рассматриваемая зона отвечает средней подзоне зоны *varcus*.

ЛИТЕРАТУРА

АРИСТОВ, В.А., ХАЛЫМБАДЖА, В.Г., ЭЙХГОРН, Т.Ф. 1980. О зональном расчленении эйфельского яруса Закавказья по конодонтам. Тез. докл. Выездной сес. Комиссии МСК по девонской системе в Азербайджане. Элм. Баку. 5-8.

БУБЛИЧЕНКО, Н.Л. 1983. Кувенский ярус в девоне СССР. В кн.: *Нижний ярус среднего девона на территории СССР*. Наука. Москва. 32-37.

ДУБАТОЛОВ, В.Н. 1980. Зональное расчленение среднего девона Закавказья по табулятам. Тез. докл. Выездной Сессии Комиссии по девонской системе в Азербайджане. Элм. Баку. 15-18.

ДУБАТОЛОВ, В.Н. 1983. Значение табулят для расчленения и корреляции среднего девона СССР. В кн.: *Нижний ярус среднего девона на территории СССР*. Наука. Москва. 72-81.

МАМЕДОВ, А.Б. 1962. Стратиграфия и фауна брахиопод данзикской свиты девона Нах.АССР. Автореф. канд.дисс. Баку. 383.

МАМЕДОВ, А.Б. 1979. Зональное расчленение эйфельского яруса среднего девона Нах.АССР. *Изв. АН Азерб.ССР, Науки о Земле*, 5, 92-98.

МАМЕДОВ, А.Б. 1980. Путеводитель геологических экскурсий по типовым разрезам среднего девона Нах.АССР. Элм. Баку. 134.

МАМЕДОВ, А.Б. 1983. Зональное расчленение среднего девона Закавказья по брахиоподам. В кн.: *Нижний ярус среднего девона на территории СССР*. Наука, Москва, 112-130.

МАМЕДОВ, А.Б. 1985. Опорный разрез среднего девона Закавказья. В кн.: *Средний девон СССР, его границы и ярусное расчленение*. Наука, Москва, 153-159.

МАМЕДОВ, А.Б., РЖОНСНИЦКАЯ, М.А. 1999. Девонская система. В кн.: *Геология Азербайджана. Т.I. Стратиграфия. Часть первая. Докембрий и палеозой*. Nafta-Press, Баку, 19-188.

НАЛИВКИН, Д.В. 1947. Атлас руководящих форм ископаемых фаун СССР. Т.III. Девонская система. Госгеолиздат. Москва-Ленинград. 63-134.

РЖОНСНИЦКАЯ, М.А. 1960. К вопросу о возрасте пестеровских известняков Кузнецкого бассейна. *Инфрм.сборник ВСЕГЕИ, Палеонтология и стратиграфия,* 35, 257-264.

РЖОНСНИЦКАЯ, М.А. 1964. О девонских атрипидах кузнецкого бассейна. *Труды ВСЕГЕИ. Новая сер*., 93, Ленинград, 91-112.

РЖОНСНИЦКАЯ, М.А. 1968. Биостратиграфия девона окраин Кузнецкого бассейна, т.1. Стратиграфия. Недра. Москва. 32-37.

РЖОНСНИЦКАЯ, М.А. 1968. Обзор девонских пентамерид окраин Кузнецкого бассейна. *Ежегодник всес. Палеонт.общества,* 18,194-205.

РЖОНСНИЦКАЯ, М.А. 1973. Основные проблемы стратиграфии нижнего и среднего девона. В кн.: *Стратиграфия нижнего и среднего девона.* Наука. Ленинград, 15-27.

РЖОНСНИЦКАЯ, М.А. 1982. Значение брахиопод для зонального расчленения девона СССР. *Тр. 24-й сессии ВПО*. Наука, Ленинград, 63-71.

РЖОНСНИЦКАЯ, М.А. 1983. Корреляция нижнего яруса среднего девона СССР и типовых разрезов Западной Европы. В кн.: *Нижний ярус среднего девона на территории СССР*. Наука, Москва, 153-160.

РЖОНСНИЦКАЯ, М.А. 1985. Средний девон, его объем и расчленение в свете современных данных. В кн.: *Средний девон СССР, его границы и ярусное расчленение.* Наука, Москва, 3-9.

СОБОЛЕВ, Д. 1901. Фауна древнейших среднедевонских отложений царства Польского. *Труды о-ва естествоисп. при Варшав. ун-те*, 2, 1, 7.

СПАССКИЙ, Н.Я. 1983. Анализ распространения среднедевонских ругоз Закавказья. В кн.: *Нижний ярус среднего девона на территории СССР*. Наука, Москва, 164-170.

СРЕДНИЙ ДЕВОН СССР, его границы и ярусное расчленение. 1983.Тез. докл. II Выезд. Сес. Комис. МСК по девонской системе на Урале. ИГ БФАН СССР. Уфа. 84.

ХАЛЫМБАДЖА, В.Г. 1981. Конодонты, закономерности геохронологического и географического распространения и их стратиграфическое значение. Автореф. дисс… д-ра геол.-мин. наук. Москва. 37.

ХАЛЫМБАДЖА, В.Г., ЭЙХГОРН, Т.Ф. 1983. Конодонты среднего девона СССР и их стратиграфическое значение. Средний девон СССР, его границы и ярусное расчленение: Тезисы докладов 11-ой выездной сессии комиссии МСК по девонской системе на Урале. БФАН, СССР. Уфа. 40-41.

ЭЙХГОРН, Т.Ф., ХАЛЫМБАДЖА, В.Г., АРИСТОВ, В.А. 1983. Зональное расчленение эйфельского яруса Закавказья по конодонтам. В кн.: *Нижний ярус среднего девона на территории СССР*. Наука, Москва, 191-199.

BIERNAT, G. 1964. Middle Devonian Atrypacea (Brachiopoda) from the Holy Cross Mountain.Poland. *Acta Palaeontologica Polanica*, IX, 3,277-340, I-XV.

FICNER F., HAVLICEK, V. 1978. Middle Devonian brachiopods from Celechovice, Maravia. *Sbernik geol.ved.journal of geol.sciences, Paleontology*, 21, 49-106.

LECOMPTE, M. 1967. La Belgique et la Nord de la France. In: *Intern.symp. on the Devonian system*. Alberta society of petroleum geologists, Calgary, Alberta, 1, 15-52.

MAMEDOV, A.B., RZHONSNITZKAJA, M.A. 1985. Devonian of the South Transcaucasus: Zonal subdivision, boundaries of series and stages, correlation. *Cour. Forsch.–Inst. Senckenberg*, 75. Frankfurt a.M., 135-156.

STRUVE, W. 1955. Gruenewaldtia aus dem Schönecker Richtschnitt (Brachiopoda, Mitteldevon der Eifel*). Senckenbergiana Letaea*, 36, 314, 205-235.

STRUVE, W. 1956. Spinatripa kelusiana n.sp., eine Zeitmarke im Reinischen Mittel-Devon (Brachiopoda). *Senckenbergiana Letaea,* 37, 3-4, 383-409.

STRUVE, W. 1961. Zur Stratigraphie der südlichen Eifler Kalkmulden (Devon: Emsium, Givetium). *Senckenbergiana Letaea,* 42, 3/4, 219-345.

STRUVE, W. 1964. Beitrage zur Kenntnis devonischer Brachiopoden, 5: Mimatrypan.g. (Altrypidae/Polaferellinae). *Senckenbergiana Letaea,* 45, 5, 433-440.

TSIEN, H.H. 1974. Paleoecology of Middle Devonian and Frasnian in Belgium. Intern. Symp.on Belg. Micropaleontol. Limits from Emsian to Visean. Nat, 12, 1-53.

WEDDIGE, K.1977. Die Conodonton der Eifel-Struve im Typusgebiet und benachbarten Fasiegebieton. *Senckenbergiana Letaea,* 58, 271-419.

WEDDIGE, K., ZIEGLER, W. 1977.Correlation of Lower Middle Devonian boundary beds. *Newsl. Stratigr*., 6, 2, 67-84.

ZIEGLER, W. 1971. Conodont stratigraphy of the European Devonian. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 127, 227-284.

ZIEGLER, W. 1979. Historical subdivisions of the Devonian. The Devonian system. A Palaeontological Association International Symposium. *Special papers in Palaeontology,* 23, London, 23-47.

Рецензент: д.г.-м.н. М.А.Багманов

© Ю.Г.Исрафилов, И.Р.Мамедов, 2008

КОНЦЕПТУАЛЬНАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ И СХЕМАТИЗАЦИЯ ГРАНИЧНЫХ УСЛОВИЙ ПОДЗЕМНЫХ ВОД АБШЕРОНСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Ю.Г.Исрафилов, И.Р.Мамедов

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

Объектом исследований является зона распространения инфильтрационных вод, как составная часть всей гидросферы Абшеронского полуострова. Отмечается полная зависимость гидрогеологических условий от тектонического строения полуострова, а также интенсивной водохозяйственной дейтельности. Оценены приходные и расходные элементы общего водного баланса. В результате обобщения всех условий и факторов формирования инфильтрационных подземных вод схематизированы граничные условия исследованной водонасыщенной толщи как в плане, так и в разрезе. Полученные результаты являются основой для разработки математической модели геофильтрации Абшеронского полуострова.

Объектом исследований являются инфильтрационные подземные воды Абшеронского полуострова. В работах предыдущих исследователей (Алиев 1972; Исрафилов, Листенгартен, 1978; Алиев, 1993; Исрафилов, 1985; Алекперов, 2000 и другие) подробно изучена водоносность различных стратиграфических и генетических типов отложений, слагающих исследуемую водонасыщенную толщу, результаты этих исследований принимаются нами за основу при оценке их количественных и качественных параметров подземных вод. Вместе с тем целевой задачей в данном случае является создание математической модели геофильтрации для решения вопросов рационального использования и охраны подземных вод и окружающей среды Абшерона. В этой связи все водоносные горизонты на модели задаются по данным их гидродинамических и гидрохимических параметров независимо от их стратиграфической приуроченности. Такая схематизация объясняется тем, что в целом все эти горизонты формируют единую водонасыщенную толщу с присущими ей количественными и качественными параметрами.

На Абшеронском полуострове повсеместное развитие подземные воды получили восточнее линии, проходящей через западную окраину Сумгайыта и далее поселок Джейранбатан – город Хырдалан до западной границы города Баку (см. рис.).

Водонепроницаемые глины, распространенные западнее этой линии, в восточном направлении погружаются на все большую глубину и покрываются чехлом водопроницаемых отложений различного литологического состава (переслаивание песков, супесей, суглинков, известняков и глин). Следует отметить, что на локальных участках восточного Абшерона (в районе населенных пунктов Говсаны, Туркян, Гала и др.) водонепроницаемые плотные известняки также выходят на земную поверхность и занимают верхнюю часть разреза, мощность их достигает 20-25 метров, однако в данном случае ниже них залегают водоносные горизонты, вплоть до регионального водоупора. За региональный водоупор принята кровля практически водонепроницаемых глин, глубина залегания которых изменяется с запада на восток от 5-10 до 80-90 метров, местами достигая, по данным исследований Алиева Ф.Ш. и Байрамова Т.А. (1993), 120-140 метров.

В целом следует отметить, что каких либо закономерностей в распределении различных по литологическому составу пород в пределах полуострова как по площади, так и в разрезе не отмечается. Вместе с тем анализ и обобщение многочисленных разрезов скважин и геолого-гидрогеологических профилей позволил выявить двухступенчатую структуру залегания подземных вод в направлении понижения водоупорного ложа. От границ с водонепроницаемыми глинами на западе до аб-

стрaктной линии, проходящей по створу Герадил-Забрат-Сабунчи-Зых (без Бакинской мульды), получила развитие система водоносных слоев, гидравлически связанных друг с другом и формирующих единую водонасыщенную толщу грунтовых вод. (см. рис.) Далее на восток изученная водоносная толща условно делится на два горизонта грунтовых и напорных вод. В связи с отсутствием сплошности в слабопроницаемом разделительном слое и наличием многочисленных литологических окон напорные водоносные горизонты здесь не получили развития в региональном плане и оконтуриваются на обособленных площадях отдельных тектонических структур. Аналогичная ситуация складывается и с развитием в плане и в разрезе подземных вод с различными качественными параметрами.

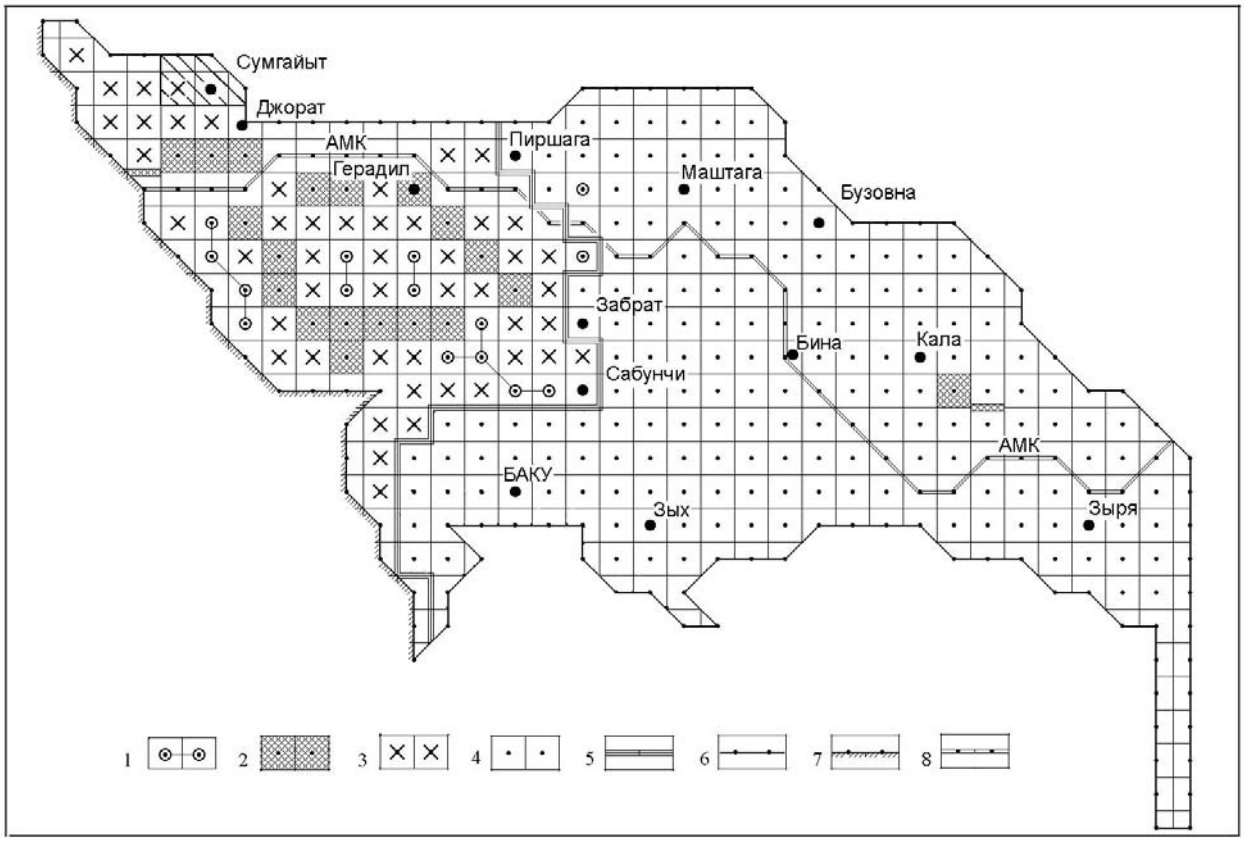
Всеми исследователями отмечается полная зависимость гидрогеологических условий от тектонического строения полуострова. Практически все мульды являются самостоятельными гидрогеологическими районами с собственными литологическими структурами, условиями залегания, областями питания и разгрузки подземных вод. Оси антиклинальных зон являются водоразделами подземного стока, тектонические поднятия более расчленены эрозией, образующиеся в результате овраги и балки дренируют подземный сток, повышая скорость водообмена в этих структурах. До привлечения на Абшерон дополнительных водных ресурсов из других регионов республики подземные воды вышеуказанных гидрогеологических структур были изолированы друг от друга. Однако с начала XX века интенсивная водохозяйственная деятельность и специфические геолого-гидрогеологические условия привели к резкому подъему уровней грунтовых вод на подавляющей части исследованной территории, тенденция подъема уровня продолжается и в настоящее время. На отдельных территориях грунтовые воды достигли земной поверхности и затопили обширные территории в районе населенных пунктов Герадил, Пиршаги, Забрат, Маштага, Бузовна и другие.

Естественными источниками питания подземных вод являются метеорные воды (атмосферные осадки и конденсационные воды), выпадающие на полуострове по среднемноголетним данным метеостанций Баку, Сумгайыта, Маштага и других в объеме порядка 250-350 мм в год. Часть этих вод инфильтрируется в грунтовые воды, объем которых составляет около 14% от общих приходных элементов баланса подземных вод. Искусственными источниками питания подземных вод подавляющей частью являются утечки из подземных коммуникаций (66%), инфильтрации от ирригационных вод (13%), а также от разного рода бытовых стоков (7%). В настоящее время для удовлетворения нужд народного хозяйства на Абшерон из других регионов республики поступает по различным водоводам порядка 30.0 $м^3$/с водных ресурсов. С учетом вод Абшеронского Магистрального Канала (АМК) с расходом в головной части 7.5 $м^3$/с и добываемых местных подземных вод, всего на полуострове используется порядка 40.0 $м^3$/с водных ресурсов. В связи с отсутствием канализационных и дренажных систем на большей части изученной территории значительная часть привлеченных извне водных ресурсов участвует в формировании подземных вод полуострова.

Расходование подземных вод в естественных условиях осуществляется посредством подземного стока в море, составляющего большую часть всех расходных элементов баланса – 82%, а также за счет добычи подземных вод водозаборными сооружениями (10%) и суммарного испарения с зеркала грунтовых вод (8%). В целом важно отметить, что сумма приходных элементов превалирует над расходными, что отражается на многолетнем режиме уровня грунтовых вод полуострова в виде вертикального разнонаправленного тренда.

Одним из факторов, который необходимо учитывать при оценке особенностей формирования подземных вод, является характер гидравлической взаимосвязи их с поверхностными водотоками (АМК) и водоемами (озерами). На Абшероне практически все существующие озера являются искусственными, расположены они на пониженных частях рельефа и фактически являются сборниками всевозможных сбросных вод, большей частью вод нефтяных месторождений, а также частично грунтовых вод. Дренирование грунтовых вод в озера отмечалось главным обра-

зом в озера Ганлыгель, Беюк-Шор, Масазыр, Мирзагади. В целом на полуострове суммарная величина дренированных грунтовых вод озерами весьма незначительна (доли %). Одновременно с этим практически не отмечено случая, когда бы озеро питало подземные водоносные горизонты, т.е. фактически влияние озер на формирование количественных и качественных параметров грунтовых вод не выявлено. Обратная картина наблюдается на подтопленных территориях, где грунтовые воды достигли земной поверхности, и она должна отражаться в модели при задании верхней границы водонасыщенной толщи посредством гидроизогипс. Совсем другая картина наблюдается при рассмотрении взаимосвязи вод Абшеронского канала с грунтовым водоносным горизонтом. Уже с начала ввода его в эксплуатацию в 1956 году отмечалось активное его влияние на режим уровня грунтовых вод, расположенных на территориях, подкомандных каналу (Алиев, 1972). Утечки из канала разными исследователями оценивались в пределах 10-40% от расхода, который в голове канала составлял 7.5 $м^3$/с, а сброс из него в море определялся в объеме 0.5 $м^3$/с. Таким образом, на орошение сельхозугодий, расположенных в приканальной полосе, из канала расходуется порядка 7.0 $м^3$/с водных ресурсов. Многолетняя эксплуатация канала привела к формированию приканальной линзы пресных подземных вод, ширина которой варьируется в пределах 50-300 метров и полностью зависит от расхода воды в канале. В целом Абшеронский канал является одним из существенных факторов формирования подземных вод исследованной территории и соответственно должен быть отражен на модели как поверхностный водоток, гидравлически связанный с грунтовыми водами.



Граничные условия водоносной толщи Абшеронского полуострова

1 – площади озер, 2 – выходы водонепроницаемых глин, 3 – площади развития единой однослойной системы грунтовых вод, 4 – площади развития двухслойной системы грунтовых и напорных вод, 5 – граница развития однослойной и двухслойной водоносных систем, 6 – граница контакта водоносной толщи с морем, 7 – граница контакта водоносной толщи с водонепроницаемыми породами, 8 – Абшеронский Магистральный Канал.

Обобщение всех условий и факторов формирования инфильтрационных подземных вод Абшеронского полуострова позволило нам схематизировать граничные условия исследованной водонасыщенной толщи как в плане, так и в разрезе.

Западная граница контакта водонасыщенной толщи с водонепроницаемыми глинами продуктивной толщи принимается как водонепроницаемая граница II рода, т.е. здесь Q=0. Границы по всему периметру полуострова с Каспийским морем принимаются как граница с постоянным расходом, т.е. граница I рода, где H=const. В западной части исследованной территории вся водонасыщенная толща схематизируется как единый водоносный горизонт, сложенный из различных водоносных слоев, гидравлически взаимосвязанных друг с другом. Восточная часть Абшерона схематизируется как двухслойная водонасыщенная толща грунтовых и напорных вод. Подстилающая их кровля водонепроницаемых глин продуктивной толщи является региональным водоупором. В целом изученная толща изолирована от подземного притока со всех сторон и питается только за счет инфильтрационных вод с земной поверхности.

Участки водной поверхности озер изменяются в течение гидрогеологического года, поэтому их площади должны задаваться по среднегодовым значениям в виде абсолютных отметок водной поверхности. Абшеронский Магистральный Канал должен задаватся на модели по всей его трассе по отдельным створам, характеризующимся своими расходными параметрами.

Подтопленные участки, где грунтовые воды достигли земной поверхности, отражают часть зеркала грунтовых вод и схематизируются при задании на модели верхней границы исследованной водонасыщенной толщи совместно с уровнем грунтовых вод на базе карты гидроизогипс.

Научно обоснованная схематизация процессов геофильтрации и граничных условий водоносной толщи является базовой задачей при разработке любой математической геофильтрационной модели, и от степени ее достоверности зависит качество созданной модели и, как следствие, степень корректности полученных результатов.

Представленная выше концептуальная модель формирования подземных вод Абшеронского полуострова отражает все ее пространственные границы, а схематизация граничных условий учитывает все существующие природные и антропогенные факторы, влияющие на формирование количественных и качественных параметров исследованной водоносной толщи.

В этой связи составленная концептуальная модель служит надежной базой для построения корректной численной (математической) геофильтрационной модели с целью рационального использования и охраны подземных вод Абшеронского полуострова.

ЛИТЕРАТУРА

АЛЕКПЕРОВ, А.Б. 2000. Абшерон: проблемы гидрогеологии и геоэкологии. Кратон. Баку.

АЛИЕВ, Ф.Ш., БАЙРАМОВ, Т.А. 1993. О геологическом строении и гидрогеологических условиях Абшеронского полуострова. *Отечественная геология,* 3. 73-78.

АЛИЕВ, Ф.Ю. 1972. Особенности режима грунтовых вод территории Абшеронской оросительной системы и их влияние на мелиоративное состояние орошаемых земель. Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Баку.

ИСРАФИЛОВ, Р.Г. 1985. Изучение и прогноз изменения гидрогеологических условий Абшеронского полуострова в целях оценки развития подтопления земель. Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Баку.

ИСРАФИЛОВ, Г.Ю., ЛИСТЕНГАРТЕН, В.А. 1978. Грунтовые воды и освоение земель Абшерона. Азернешр. Баку.

Рецензент: член-корр. НАН Азербайджана Г.И.Джалалов

© Ф.Ш.Алиев и др., 2008

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ И ТЕХНОГЕННЫЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ОПОЛЗНЕЙ БАИЛОВСКОГО СКЛОНА (объемно-графическая модель)

Ф.Ш.Алиев[1], А.М.Саламов[3], Х.А.Али-Заде[1], А.К.Гюль[2], Ю.Г.Мамедов[1]

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

2 – *Национальное Аэрокосмическое Агенство Азербайджана AZ1116, Баку, ул. С.Ахундова,1*

3 – *Министерство экологии и природных ресурсов Азербайджана AZ1072, Баку, ул.Б.Агаева, 100А*

Периодическая активизация Баиловских оползней является результатом неправильной оценки воздействия на них природных и антропогенных факторов. К первым относятся геологическое строение региона, обводнение, увлажнение грунтов атмосферными осадками, глобальное потепление, а также трансгрессия Каспийского моря. Ко вторым – обводнение за счет овражных, нефтепромысловых, канализационных вод и утечек из водопроводных сетей, поврежденных искусственных водоемов, наличие трасс метрополитена, высотное строительство, а также интенсивное движение транспорта по автомагистралям.

Объемные блок-диаграммы дают возможность наглядно проследить за развитием геологических событий и их взаимозависимостью, изменением различных свойств и факторов геологической среды (оползневые зоны, направление движения грунтовых вод, амплитуды тектонических нарушений и др.) в пространственно-временных рамках.

Анализ графической модели Баиловского оползневого склона, построенной на основе геологических и геофизических данных, показывает увеличение интенсивности, глубины и площади проявления оползней от более древних к молодым. Прогнозируемая линия оползня проходит от Аллеи Шехидов через площадку в Нагорном парке, где ранее находился памятник С.М.Кирову, вплоть до дворца «Гюлистан».

В статье даются рекомендации профилактических мер по снижению нарастающей активности оползней и предотвращению ущерба, наносимого оползнями. Обосновывается необходимость расширения работ на более высоком уровне.

Оползни обладают огромной разрушительной силой, наносят значительный экономический ущерб и вызывают большие человеческие жертвы. Они перемещают громадные объемы грунта к более пониженным участкам рельефа. Все давние оползни Абшеронского полуострова по возрасту гипсометрически приурочены к древнекаспийским морским террасам, расположенным вдоль линий тектонических нарушений, а также к крутым прибрежным склонам.

Бакинский 9-ти ступенчатый амфитеатр, расположенный на этих террасах, с северо-запада уступообразно спускается к побережью Каспийского моря. В северо-западной части Бакинской мульды разновозрастные террасы Бакинского прибрежного склона, расположенные вдоль Шубаны-Гарагушского тектонического разрыва сбросового характера наиболее подвержены оползням. В районе между Бадамдаром и Бибиэйбатским уступом сбросо-сдвиги в горизонтах продуктивной толщи периодически вызывают обвалы – оползневое отторжение глинисто-известковых глыб карниза куэсты (Гюль, 1960, 2003; Багирбекова, Гюль 1999).

Первые сведения об оползнях, происходивших вдоль берега Бакинской бухты, содержатся в работах Г.В.Абиха (1847), упоминавшего о возникновении около мыса Баилов эллиптического возвышения, сложенного серыми глинами.

Начиная с 1929 г., изучению оползней Азербайджана, в том числе Абшеронского полуострова, посвящены работы многочисленных исследователей (В.Лавиашвили, А.А.Али-

заде, М.А.Кашкая, Ш.А. Азизбекова, П.Попова, М.Коновалова, Н.К.Керимова, Н.С.Ширинова (1966), Б.А.Будагова (1982) и др.).

Оползни Абшеронского полуострова, в том числе Баиловского склона, исследовались Н.Алиевым, И.А.Исрафиловым, Б.А.Листенгартеном, А.Д.Шахсуваровым, А.К.Гюлем, Т.А.Исмайловым, Ф.Ш.Алиевым, А.М.Саламовым, И.Д.Ахундовым и др.

Известны мощные оползни на Баилово, происходившие в 1870, 1929, 1938, 1950, 1972, 1990, 1996, 2000 гг. каждый раз с большей интенсивностью и охватом больших территорий. Активизация самых крупных оползней Чемберекендского оврага в ряде случаев совпадала с относительно высокими уровнями трансгрессий Каспия в 1870, 1929, 2000 гг. – соответственно 26,6; 26,03; 26,9 м.

В марте 2000 г. мощный оползень произошел на левом склоне Чемберекендского оврага с охватом Английского парка, значительной части проспекта Нефтчиляр и площади судоремонтного завода (рис.1). Основные причины его проявления: незаконная застройка верховьев оврага жилым массивом без канализации, срезка нижней части склона, эксплуатация верхнего шоссе, проходящего через балку, интенсивное движение автотранспорта по проспекту Нефтчиляр, а также утечки из канализационных и водопроводных сетей. Подъем уровня моря, продолжавшийся около 20 лет, также способствовал подготовке проявления этого оползня: в результате повышения уровня грунтовых вод произошли отрыв огромного массива хвалынских песков и его смещение вниз по поверхности абшеронских глин с образованием у подножья нижней террасы вала выпирания оползневых масс высотою около 7 м (рис. 3, 4, участки б) (Гюль, 2003; Cavadov, 2004; Əliyev, 1993; Salamov, 2008). Благодаря правильному расчету Фирдовси Алиева, сделанному им на основе мониторинга над гидрогеологическими скважинами, и своевременному выселению жителей, удалось избежать человеческих жертв.



Рис.1. Фотография Баиловского оползня 2000 года

При рассмотрении **тектонического строения Баиловских склонов** мы руководствовались сведениями о дислокациях, выделенных в этом районе Голубятниковым (1914), Э.Ш.Шихалибейли (1996) и Ф.С.Ахмедбейли (2004).

Основываясь на дешифрировании космических снимков, приведенных Э.Ш.Шихалибейли (1996), можно отметить, что Бакинская мульда осложнена тектоническими нарушениями северо-восточного и северо-западного направлений. Прямое отношение к Баиловскому оползневому склону имеют два нарушения, различно ориентированные, крестообразно пересекающиеся в месте расположения потухшего грязевого вулкана, − Бибиэйбат-Гарадаг-Гюргянское и Шубаны-Гарагушское (рис. 3). (Шихалибейли и др., 1991;1996; Алиев Ад., 2003).

Из вышеотмеченных двух тектонических нарушений непосредственное влияние на морфотектонику Баиловского склона имеет СЗ-ЮВ Шубаны-Гарагушское, образующее на поверхности разветвленную сеть, отдельные ветви которой и послужили основой для возникновения оползневого скольжения (рис.2, 3).

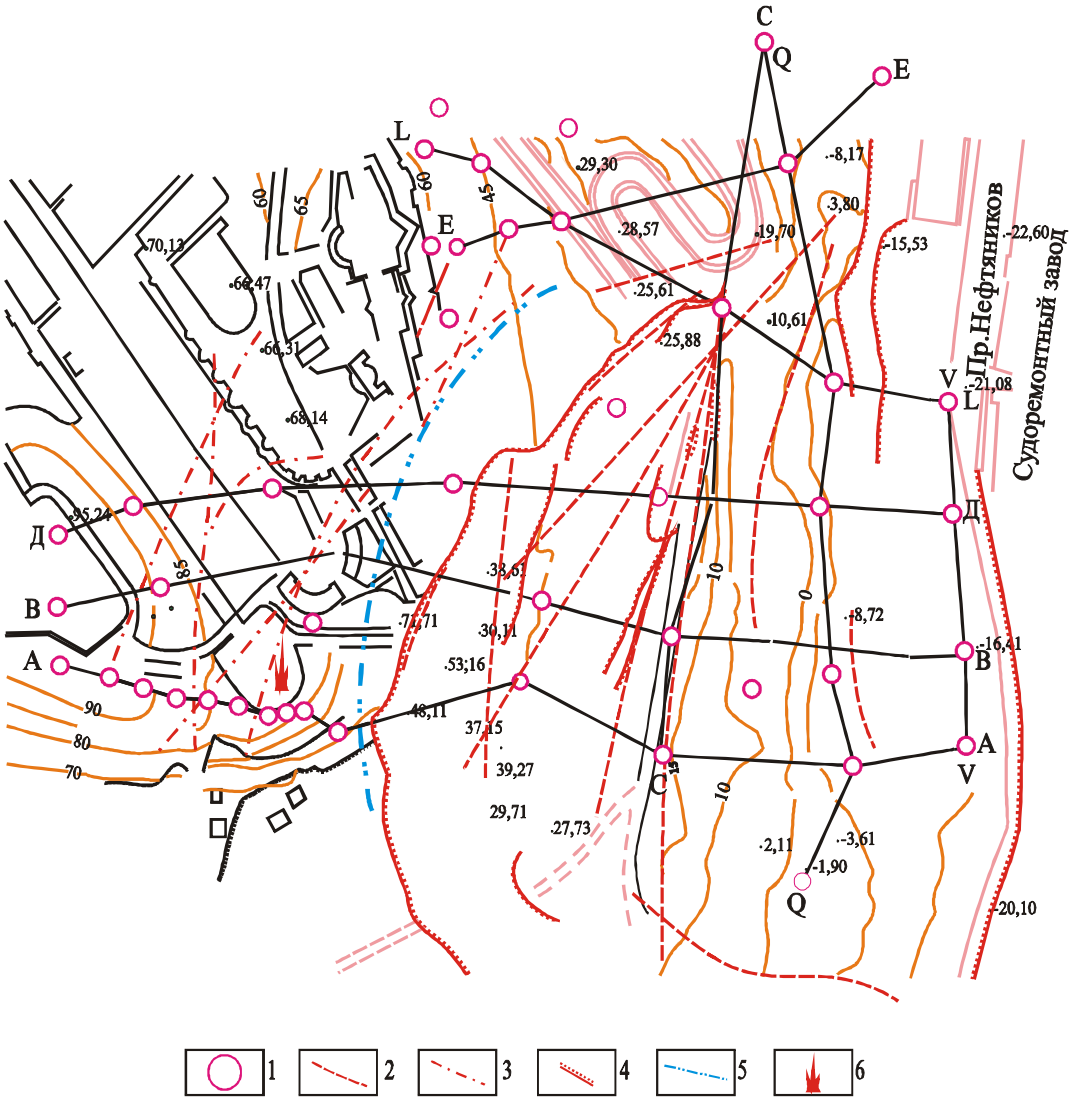


Рис. 2. Схематическая карта расположения геофизических линий профилей и результатов исследований, проведенных на территории Баиловской оползневой зоны. Составил А.М.Саламов.
Усл. обозначения: 1 – номера точек наблюдения; геофизически установленные разрывные нарушения: 2 – 1996 г.; 3 – 2000 г.; 4 – бровка срыва оползня 2000 г.; 5 – прогнозная бровка срыва оползня; 6 – «Вечный огонь» у мемориального комплекса «Шехидляр Хиябаны»

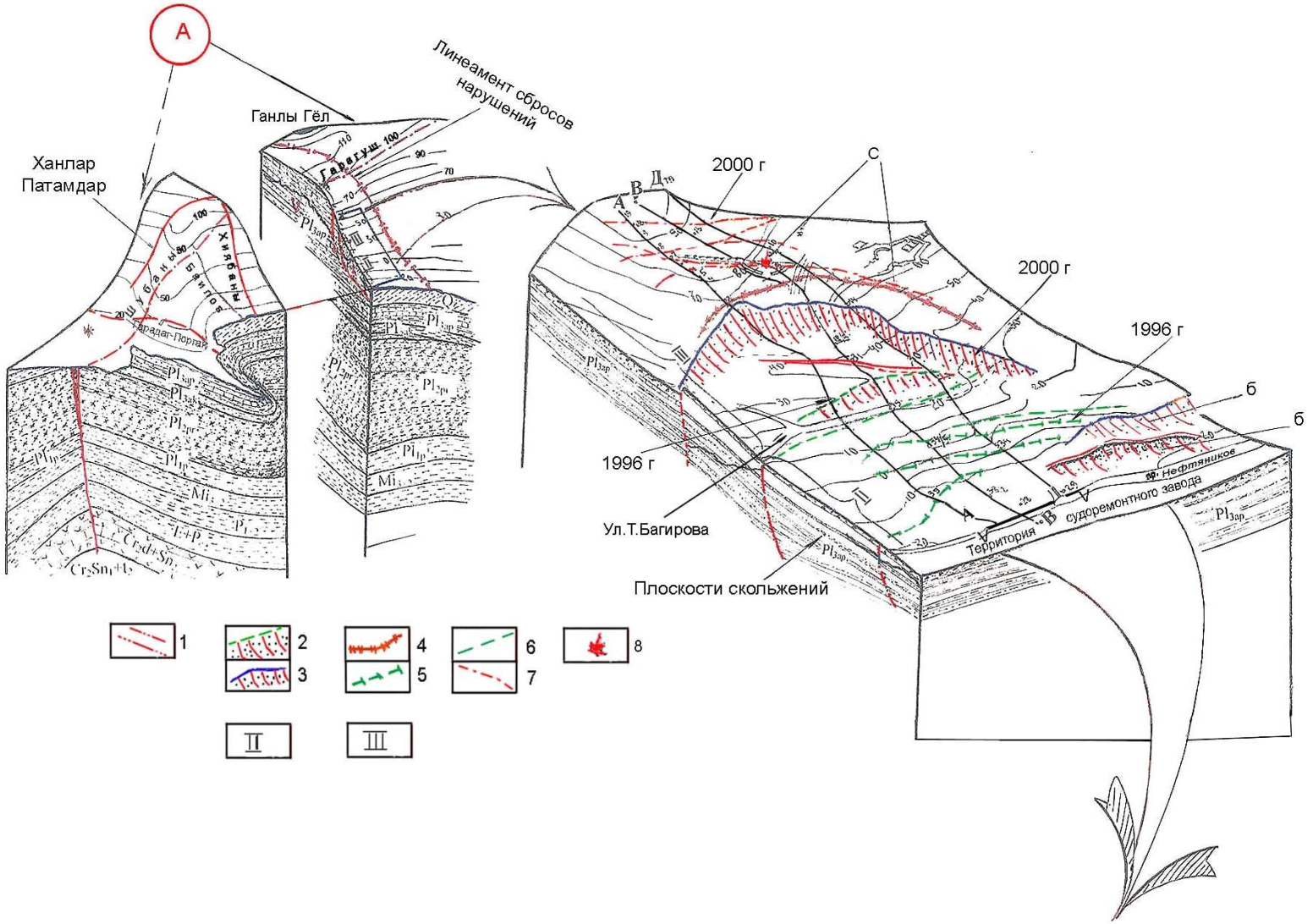


Рис. 3. Объемная блок-диаграмма Баиловской оползневой зоны. Составили Ю.Г.Мамедов, Х.А.Али-заде по данным А.М.Саламова.
Усл. обозначения: 1 – поверхности скольжения; 2 – оползни 1996 г.; 3 – оползни 2000 г.; 4 – прогнозная бровка оползня; 5 – прогнозная площадь оседания; геофизически установленные линии нарушений: 6 – 1996 г.; 7 – 2000 г.; 8 – «Вечный огонь» у мемориального комплекса «Шехидляр Хиябаны». Области оползневых террас древнего Каспия: III – раннехвалынская; II – позднехвалынская

Как отмечает Ф.С.Ахмедбейли (2004), ″…позднеорогенный этап характеризуется активной грязевулканической деятельностью и высокой сейсмичностью″.

Многочисленные разнонаправленные тектонические нарушения на Баиловском оползневом склоне у подножья мемориального комплекса ″Шехидляр хиябаны″ были выявлены в результате инженерно-геологических и геофизических исследований, проводимых после оползней 1996 и 2000 гг. А.М.Саламовым (2005, 2008). Они крупномасштабно представлены на графической модели самого активного участка оползневой зоны (рис. 2, 3, 4).

В глинистых отложениях всего комплекса абшеронского региояруса наблюдается уменьшение углов падения слоев, сопровождаемое нарушениями, которые в верхах продуктивной толщи затухают. Если на участке «Шахидляр хиябаны» угол падения слоев составляет 12^{o}, то на Баиловском оползневом участке он равен $4\text{-}8^{o}$. Тектонические дислокации отложений бакинского времени обусловили многократные подвижки в этих массивных грунтах. Смещение происходило в основном по динамическим зеркалам скольжения в глинах абшеронского и бакинского региоярусов.

Расположенные в западной части улицы Т.Багирова несколько линий нарушений могут рассматриваться как зона возможного проявления оползневого процесса (рис.3,4).

Исследования показали, что периодическая активизация Баиловских оползней является результатом неправильной оценки соотношения воздействия на них природных и антропогенных факторов.

Литологический состав, физико-механические и гидрохимические свойства грунтов. По результатам геофизических работ одними из главных причин происхождения оползней являются увлажнение грунтов атмосферными осадками, а также трансгрессия Каспийского моря. Действие последней увеличивается с запада на восток, охватывая площадь от береговой линии моря до ул. Т.Багирова, и подтверждено данными разведочного бурения.

Возможно, в далеком XIV столетии, когда город Баку стал подтопляться наступающим морем, был разрушен Караван-сарай (Cavadov, 2004).

Морская вода у подножия склона создает подпор для наименее минерализованных вод, что способствует переувлажнению тела оползня (Əliyev, 1993; Salamov, 2004).

Механизм этого явления может быть объяснен действием закона Архимеда, по которому тело, погруженное в воду, подвергаясь выталкивающей силе воды, облегчается. Величина этой силы в передовой части оползневой зоны измеряется разницей в весе между оползневым телом и выталкивающей силой воды. Выталкивающая сила воды возрастает прямо пропорционально собственному весу оползневого тела и его объему в воде (Salamov, 2008).

На основании литологического профиля, составленного А.К.Гюлем (1960, 2003) по левому борту Баиловского оврага, вершина склона, вероятно, начинается отложениями абшеронского возраста, где наиболее древние террасы сложены микроскладчатыми известняками, обнажающимися за южным входом на Аллею Шехидов и аналогичными тем, которые прослеживаются в обрывах Бибиэйбата и Шихова (рис. 3). Более молодые террасы сложены четвертичными суглинками, супесями и песками, залегающими на толще серых, бурых глин абшеронского региояруса, увлажняемых горизонтом безнапорных вод.

Литологический состав изученных методом ВЭЗ до глубины 40 м разрезов представлен чередованием глин, песчанистых глин, слабосцементированных песчаников, известняков и их трещиноватых разностей (рис.4).

Сезонная изменчивость погодных условий влияет на активизацию оползневых процессов, которые характеризуются периодичностью, усиливаясь во влажное и ослабевая в сухое время года. В абшеронских глинах при попеременном увлажнении и высыхании, характерных для теплого, полупустынного сухого, озерного типа климата Абшеронского полуострова, разрушаются цементирующие связи, и увеличивается пептизация, а, следовательно, возрастает значение сил набухания. Глины абшеронского региояруса в состоянии естественной влажности и ненарушенной структуры являются слабо- или средненабухающими.

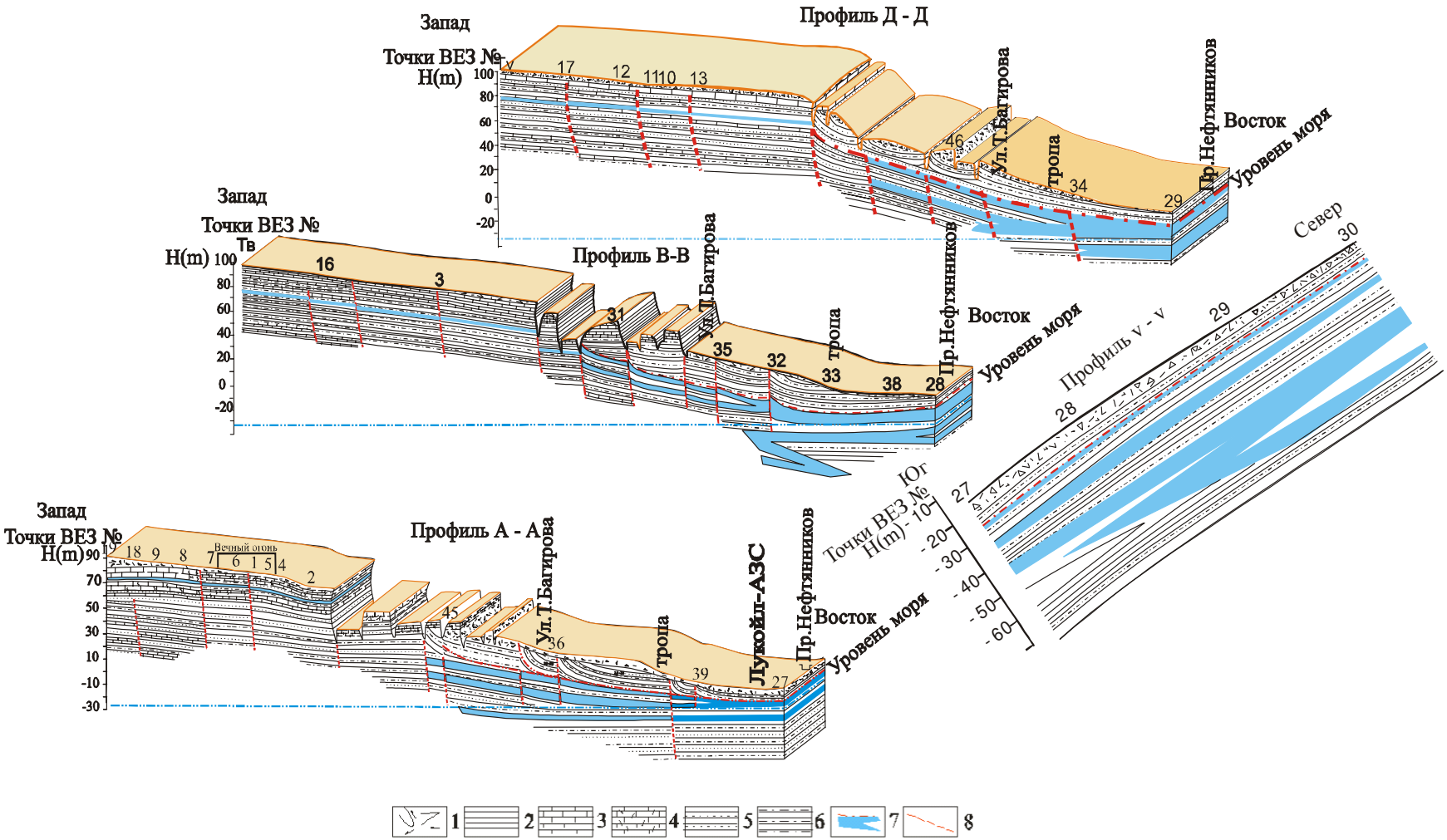


Рис. 4. Разборная блок-диаграмма по геолого-геофизическим линиям профилей А-А, В-В, Д-Д, V-V. Составил А.М.Саламов. Усл.обозначения к рис 3,4: 1 – технический грунт, 2 – глины, 3 – известняки, 4 – трещиноватые известняки, 5 – песчанистые глины; 6 – глинистые песчаники; установленные в результате геофизических исследований: 7 – предполагаемые плоскости оползней, 8 – предполагаемые линии нарушений

Исследования показали, что по всему абшеронскому регионарусу величины набухания глин в дистиллированной, шолларской и морской воде в среднем соответственно равны 11,02; 8,63; 8,22 %. Сила набухания абшеронских глин, судя по компрессионным кривым, не превышает 1 кг/см^2, несколько увеличиваясь лишь в выветрелых и гидрослюдисто-монтмориллонитовых разностях. Набухание абшеронских глин объясняется преобладанием в глинистой фракции монтмориллонита; оно также увеличивается в зависимости от мощности выветрелого слоя, трещиноватости глин и от наличия нарушений их сплошности. Одним из важных условий, влияющих на величину набухания глин, является исходная влажность, при уменьшении которой приблизительно в 1,5 раза набухание глин увеличивается в 8 раз (Гюль,1960; Коновалов, Гюль, 1956). Пониженная водопроницаемость абшеронских глин на Баиловском и Бибиэйбатском оползневых участках усугубляется искусственной обводненностью этих склонов в период подвижек. Сопоставление физико-механических свойств глин абшеронского регионаруса на участке между профилями А-А и Д-Д показало увеличение глинистости, засоленности, естественной влажности, а также плотности, удельных весов, сил сцепления, минерализации грунтовых вод и уменьшение сжимаемости и электросопротивления пород к низам разреза. Нижняя и средняя части регионаруса характеризуются сходством физико-механических показателей. Резкое возрастание минерализации вод вниз по склону при их неизменном составе, возможно, связано с единым источником (Ахундов, Саламов и др., 2001). Изменения этих параметров свидетельствуют о том, что эта зона может рассматриваться как потенциальная для формирования оползневых тел и проявления оползневых процессов.

Техногенные факторы. Современные оползни на Баиловском склоне обычно связаны с его освоением под промышленное и гражданское строительство. При любом строительстве и развитии инфраструктуры происходит вмешательство в геологическую структуру Земли на глубину как минимум до 20-30 м, что приводит к негативным последствиям. В результате этих воздействий происходит изменение течения грунтовых вод, способствующее усилению выноса мелкозернистых частиц грунта и появлению пустот, просадок в грунте. Кроме того, в состав грунтовых вод входят карбонатные и сульфатные ионы, которые постепенно разъедают железобетонные конструкции и усиливают процесс суффозии. Следствием этих процессов являются неравномерное распределение нагрузки зданий на фундамент и опасность развития оползневых процессов (Зейналов, 2007; Cavadov, 2004). Архитектор А.Талыбов (2005) считает, что 40% затрат на строительство должно пойти на подвод коммуникаций, … но строители часто подключают новостройки к старым системам, которые не выдерживают нагрузок многоэтажных зданий и выходят из строя. В результате 50-60% воды, поступающей в столицу по четырем водопроводам, уходит в почву.

В формировании грунтовых вод на территории оползневой зоны, наряду с природными факторами, участвуют воды из водопроводных, канализационных коммуникаций, а также воды, просачивающиеся из поливных участков. Грунтовые воды, продвигаясь в радиальном направлении с северо-западной части зоны, распространяются на всю территорию.

После проведения в столице водопровода от р. Куры происходит повышение уровня грунтовых вод, стекающих в центральную синклинальную часть города (Зейналов, 2007).

Как показали геологические исследования, искусственное оз. Ганлы-гель (рис. 3) никакого отношения к подвижкам Баиловского склона не имеет (Гюль, 2003; Cavadov, 2004).

Причиной схода почвы у памятника Н.Нариманова 5 января 2005 г. была срезка склона, переувлажнение верхней части разреза и рытье котлована для строительства жилого комплекса (Алиев, 2005). Этот оползень был предсказан журналистами газеты «Зеркало» (статьи от 11.02.04 «В Баку возможны оползни» и от 17.12.04 «Город, которого больше не будет»).

Обводнение Баиловского склона за счет овражных, нефтепромысловых вод и утечек из поврежденных бассейнов в зоне зоопарка не раз служило причиной оползней в этом районе.

Баиловская зона наиболее опасна по степени повторения оползневых явлений –

расширяются продольные и поперечные трещины: так, в стене мечети около «Шехидляр хиябаны» образовалась трещина. В настоящее время завершено строительство объездного пути от существующей S-образной развилки в сторону ул. Т.Багирова через площади оползневых срывов 1996 и 2000 гг. (рис.3), что в высшей степени нецелесообразно из-за вибрации, которая будет стимулировать неустойчивость оползневого склона. В марте 2007 г. на этом участке шоссейного пути появились трещины (рис. 5).

Применение геофизических методов электроразведки – вертикального электрического зондирования (ВЭЗ) – проводилось на участках между телестудией и проспектом Нефтчиляр по 7 линиям профилей, из них 3 профиля (А-А, В-В, Д-Д) были направлены с востока на запад, а профиль V-V – с севера на юг (рис.2, 3, 4). Анализ полученных результатов электроразведки позволил установить мощность оползневых тел, форму рельефа плоскостей скольжения, проследить за изменением во времени геофизических полей, антропогеновых и тектонических напряжений на территории, влияющих на динамику формирования оползней, и выявить границы проявления предполагаемых оползней. Результаты методов электроразведки были использованы при построении разборных блок-диаграмм (рис.4). А.М. Саламовым (2008), в пределах Баиловского оползня впервые было выявлено два отдельных оползневых тела, принадлежащих к единой плоскости скольжения (рис. 3, 4, ВЭЗ по профилю А-А, № 45-34, 39-27). Первое оползневое тело находится между просп. Нефтчиляр и ул.Т.Багирова, второе – между ул.Т.Багирова и линией оползневого срыва 2000 г. Наименьшая глубина залегания плоскости скольжения (в пределах 10-12 м) отмечается в восточной части территории на просп. Нефтчиляр, наибольшая (30-32 м) – в средней части по ул. Т.Багирова, а в западной части – на глубине 20-22 м. Поэтому по форме рельефа зеркал скольжения Баиловская оползневая зона относится к инсекветному типу оползней, для которых характерна дугообразная плоскость скольжения.



Рис. 5. Трещины, возникшие в оползневой зоне в результате автодорожного строительства

Измеренное кажущееся электросопротивление пород, слагающих разрез, меняется по простиранию и глубине в пределах от 5,0 до 450,0 Ом·м.

Оползневая плоскость скольжения в восточной части исследуемой территории в направлении от оползневой бровки срывов в сторону языковой части характеризуется уменьшением удельного электросопротивления до 0,3-5,0 Ом·м и одновременным изменением других физических параметров пород, слагающих геологический разрез.

Построение объемно-графических моделей. Объемно-графические модели – блок-диаграммы Баиловского склона дают наглядное представление о форме, положении и внутреннем строении этого природного образования (рис.1,2,3). С помощью графической модели, являющейся итогом многосторонних изысканий и комплексного анализа всевозрастающего объема геологической информации, появилась возможность ускоренного и более рационального решения определенных научно-производственных задач. Это своеобразное построение способствует повышенной эффективности аналитического мышления, направленного на обработку соответствующей информации для максимального использования в практических целях. В ряде случаев оно имеет неоспоримое преимущество в научном познании нефтегазоносных структур, оконтуривании залежей полезных ископаемых (Якубов, Гольдин и др., 1984; Ализаде и др., 2007).

Для построения графической модели Баиловского оползневого склона (рис.3, 4) была использована схематическая карта оползней и разрывных нарушений (рис.2); при этом вертикальный масштаб по оси Z был превышен в два раза. Такое графическое отступление не искажает реальной картины геологического строения рассматриваемого региона, а способствует большей его информативности. Глубина по оси Y отклонена от аксонометрического ракурса и принята равной исходным значениям, взятым нами из профильных разрезов.

Нанесение на графическую модель Бакинской бухты контуров различных карт: космических, геологических (Голубятников, 1914), тектонических, геофизических, инженерно-геологических, гидрогеологических (Исрафилбеков и др., 1983), сейсмических, литологических и соответствующих профилей позволило выявить взаимовлияние этих факторов. При этом необходимо было уделять особое внимание наиболее опасным участкам (зоны схода, оседания почвы, плоскости скольжения оползней, максимальных тектонических напряжений и т.д.). По мере пополнения имеющихся данных новыми фактическими материалами уточнялось представление об исследуемом объекте – о развитии природных процессов в пределах Бакинской бухты, что позволяет выявлять причины их проявления, а также предотвращать влияние на них техногенных факторов: водопроводно-канализационной сети, высотного строительства и т.д. (Salamov. 2008).

Анализ графической модели Баиловского оползневого склона дает возможность указать на ряд особенностей в его геологическом строении, играющих основную роль в оползневом процессе. По этому участку произведены срезы в СЗ-ЮВ направлении и построены разборные блок-диаграммы, которые более отчетливо фиксируют форму, размер структурных единиц, их взаимоотношения друг с другом (рис. 3,4). Они дают возможность наглядно проследить за взаимозависимостью и изменением геологических событий, глубин их проявления, протяженности, изменений различных свойств и факторов (оползневые зоны, направление движения грунтовых вод, амплитуды тектонических нарушений и др.) в пространственно-временных рамках.

На построенной графической модели оползневого участка (А) отмечается совпадение оползней 1996 и 2000 гг. не только по линиям оползневых срывов, но и по поверхностям скольжения четвертичных – второй позднехвалынской (1996) и третьей раннехвалынской (2000) – террас Древнего Каспия, выделенных А.Гюлем (рис.3, II,III).

По прогнозам ученых, подтвержденным построенными блок-диаграммами, каждый раз в случае нового оползня наблюдается оживание более древних, но с гораздо более катастрофическими последствиями. При этом увеличиваются интенсивность, глубина и площадь их проявления. Последняя охватывает более северные и западные участки, при-

ближаясь к прогнозируемой линии оползня, и распространяется к югу – до прогнозной зоны оседания (рис. 2,3,4, участок б). Наибольшая интенсивность оползневого проявления отмечается в юго-западной и центральной частях склона – по линии оползня 2000 г., что, очевидно, связано с возрастанием к этому времени интенсивности морской трансгрессии. Границы нового оползня могут охватить участок ″Вечного огня″, затронуть Аллею Шехидов, площадку, где раньше был памятник С.М.Кирову, включая дворец Гюлистан (рис. 3, 4 участок с); при этом оползень может распространиться на всю оставшуюся часть Баиловского оврага. По предположениям профессора Ф.Ш.Алиева, вероятность повторения оползня велика, и это может произойти до 2010 г. (Əliyev, 2001; Алиев, 2005).

Однако если в ближайшее время провести профилактические мероприятия – ликвидировать стоки подземных вод, снизить нагрузки на почву; целенаправленно изменить всю территорию, превратив ее в парк и засадив деревьями, требующими небольшого количества воды (эльдарская сосна) и своими корнями укрепляющими почву, то возможно, если не избавление от оползней, то в какой-то мере снижение их нарастающей активности. Применение электроразведки как наиболее эффективного среди геофизических методов, наряду с инженерно-геологическими исследованиями, а также использованием системы мониторинга – постоянного наблюдения за изменением физических параметров пород, слагающих разрез, до проявления оползневых процессов – может использоваться для правильного прогноза оползней (Əliyev, 2002; Гюль, 2003; Salamov, 2004, 2005, 2008).

Для предотвращения рецидивов Баиловского оползня необходимы постоянный надзор за гидроизоляцией участка от стока канализационных, овражных, нефтепромысловых вод, а также запрет на проведение на его площади любого (кроме защитных мероприятий) строительства.

Требуется более серьезный подход к проблеме оползней. Очевидна рациональность восстановления работы постоянно действующего мониторинга за состоянием оползневых участков с помощью топографической и гидрогеологической съемок по сети реперов и наблюдательных скважин. Необходимы профилактические меры против опасных последствий повторения оползней: строительство горизонтального либо вертикального дренажа во избежание обводнения оползневых склонов, применение контрфорсов для укрепления откосов и т.д.

ЛИТЕРАТУРА

АЛИЕВ, Ад.А. 2003. Грязевые вулканы Южно-Каспийского нефтегазоносного бассейна. *Тр. ИГАНА*, 31, 21-47.

АЛИЕВ, Ф.Ш. 2005. Баку грозят оползни. («Последний прогноз Фирдоуси Алиева»). *Зеркало*, 3, от 7 июля.

АЛИЗАДЕ, Х.А., ХЕИРОВ, М.Б., ЛЯТИФОВА, Е.Н. 2007. Литогенез верхнемеловых и среднеэоценовых вулканогенно-осадочных комплексов Предмалокавказского прогиба и связанные с ними полезные ископаемые. В сб., посвящ. 100-летию со дня рожд. акад. НАНА Ш.А. Азизбекова: *Проблемные вопросы геодинамики, петрологии и металлогении Кавказа*. Nafta-Press, Баку, 297-312.

АХМЕДБЕЙЛИ, Ф.С. 2004. Неотектоника и некоторые аспекты позднеорогенной геодинамики Азербайджана. Элм. Баку. 84, 161-162.

АХУНДОВ, И.Д., САЛАМОВ, А.М., БАГИРОВ, Б.А. 2001. Физико-механические свойства пород верхней части разреза оползней на Баиловском склоне. Тез. докл. Междунар. сем. по инж.геофиз.исслед. Элм. Баку. 81.

БАГИРБЕКОВА, О.Д., ГЮЛЬ, А.К. 1999. О приуроченности давних оползней к морским террасам Абшеронского полуострова. В материалах междунар. совещ. *Экология и прогресс*. Сумгаит.

БУДАГОВ, Б.А. 1982. Районирование оползней территории Азерб.ССР по интенсивности их проявления. *Изв. АН Азерб. ССР, серия наук о Земле*, 6.

ГОЛУБЯТНИКОВ, Д. 1914. Детальная геологическая карта Апшеронского полуострова. Биби-Эйбат. *Тр.Геокома. Новая серия*. 106.

ГЮЛЬ, А.К. 1960. О приуроченности древних оползней к морским террасам Апшеронского полуострова. *Уч. зап. АГУ*, 3.

ГЮЛЬ, А.К. 2003. К проблеме Бакинских оползней. *Известия НАНА, науки о Земле*, 2, 73-77.

ЗЕЙНАЛОВ, Т. 2007. Под страхом оползня. *Эхо,* от 29.03.

ИСМАЙЛОВ, Т.А. 1966. К вопросу типизации оползней Апшеронского полуострова. *ДАН Азерб.ССР*, 4.

ИСРАФИЛБЕКОВ, И.А., ЛИСТЕНГАРТЕН, В.А., ШАХСУВАРОВ, Н.С. 1983. Гидрогеологические и инженерно-геологические условия Апшеронского полуострова. Москва.

КОНОВАЛОВ, И.М., ГЮЛЬ, А.К. 1956. Обводненность оползневых склонов. *Докл. АН Азерб.ССР*, XII, 9.

САЛАМОВ, А.М., САЛАМОВ, Ф.А. 2005. Динамика Баиловских оползней и изучение их геофизическими методами. Aəzrbaycan Milli geofizika komitəsi, *Azərbaycanda geofizika yenilikləri*, 2, 50-52.

ТАЛЫБОВ, А. 2005. Куда исчез Генплан Баку? *Зеркало*, от 20.01.

ШИХАЛИБЕЙЛИ, Э.Ш. 1996. Некоторые проблемные вопросы геологического строения и тектоники Азербайджана. Элм. Баку. 73-77.

ШИХАЛИБЕЙЛИ, Э.Ш., АХМЕДБЕЙЛИ, Ф.Г., БАБАЕВ, Р.Г., ГАДЖИЕВ, Я.А. и др. 1991. Глубинное геологическое строение восточной части Большого Кавказа и её морского продолжения, в связи с перспективами нефтегазоносности мезозойских и кайнозойских отложений. Фонд ин-та геологии. Отчет за 1989-1991гг.

ЯКУБОВ, А.А., ГОЛЬДИН, И.Д., ГАДЖИЕВ, Я.А., МАМЕДОВ, Ю.Г. и др. 1984. Объемно-графическое моделирование структур и его значение для нефтепромысловой геологии. Элм. Баку.

BABAZADƏ, V.M., ƏLIYEV, F.Ş. 2001. Azərbaycanda fəlakət törədən təbii proseslər və onların monitorinqi. *Bakı Universitetinin xəbərləri*, 2.

CAVADOV, M. 2004. Abşeronda geoloci yerdəyişmə və sürüşmə. *Respublika*. 22.XII.04.

ƏLIYEV, F.Ş. 1993. Xəzər dənizinin səviyyə tərəddüdü, onun hidrogeoloji və mühəndis-geoloji şəraitə təsiri. *Xəzər dənizinin problemləri* kitabında. Elm. Bakı.

ƏLIYEV, F.Ş. 2002. Azərbaycan Respublikası ekzogen geoloci proseslər, onların öyrənilməsi metodu və proqnozu prinsipləri. Çaşıoqlu. Bakı. 208.

SALAMOV, Ə.M. 2004. Sürüşmə proseslərin geofiziki usullarla öyrənilməsi (Bayıl və Mingəçevir timsalında). *Az. Elm Akad. Xəbərləri*, 2, 73-77.

SALAMOV, Ə.M. 2008. Sürüşmə proseslərin elektrik kəşviyyatı üsulları ilə öyrənməsi (Bakı şəhəri Bayıl sürüşmə sahəsi və Mingəçevir su ambarı ətrafındakı ərazilərin timsalında). Geol-miner.elmlər namizədi dərəcəsi almaq üçün dis.avtoreferatı. Bakı.

Рецензент: к.г.н. И.Э.Марданов

РАЗРАБОТКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕФТИ И ГАЗА

© М.Т.Абасов, Г.И.Джалалов, Х.А.Фейзуллаев, 2008

ИДЕНТИФИКАЦИЯ ПАРАМЕТРОВ ГИДРОДИНАМИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ ГАЗОКОНДЕНСАТНОЙ ЗАЛЕЖИ

М.Т.Абасов, Г.И.Джалалов, Х.А.Фейзуллаев

Институт геологии НАН Азербайджана
Аз1143, Баку, просп.Г.Джавида, 29 А

Рассматриваются задачи математического моделирования разработки месторождений при фильтрации газоконденсатной смеси в газовом режиме при различных геологических условиях. При адаптации гидродинамической модели к промысловым данным для повышения точности прогнозных расчетов предлагается использовать критерий качества, в котором принимается минимизация функции квадратичной невязки расчетных и фактических промысловых данных по скважинам.

Вопросы повышения углеводородоотдачи и эффективности разработки залежей нефти и газа во многом связаны с умением правильно построить гидродинамическую модель пласта. Последняя основана на численном решении уравнений фильтрации пластовых флюидов с идентификацией фильтрационно-емкостных параметров (ФЕП), как правило, при недостаточном объеме их информации и проводится в процессе разработки залежи с использованием получаемых фактических промысловых данных.

В настоящей статье приводятся методика и алгоритм идентификации ФЕП газоконденсатной залежи на основе бинарной модели фильтрации газоконденсатной смеси в газовом режиме.

Для иллюстрации рассматриваются два частных случая.

I. Нестационарная плоско-радиальная фильтрация газоконденсатной смеси в деформируемом пласте

Система уравнений, описывающая процесс фильтрации газоконденсатной смеси в деформируемом пласте, имеет вид (Абасов, Гасанов,1963; Абасов, Оруджалиев,1989):

$$\frac{1}{r}\frac{\partial}{\partial r}\left\{r\left(\frac{k(p)F_г(\rho_k)p\beta\left[1-c(p)\bar{\gamma}(p)\right]}{\mu_г(p)z(p)p_{am}}+\right.\right.$$

$$\left.\left.+\frac{k(p)F_k(\rho_k)S_k(p)}{\mu_k(p)a_k(p)}\right)\frac{\partial p}{\partial r}\right\}=$$

$$=\frac{\partial}{\partial t}\cdot\left\{m(p)\left(\frac{(1-\rho_k)p\beta}{z(p)p_{am}}\left[1-c(p)\bar{\gamma}(p)\right]+\right.\right.$$

$$\left.\left.+\rho_k\frac{S_k(p)}{a_k(p)}\right)\right\}, \qquad (1)$$

$$\frac{1}{r}\frac{\partial}{\partial r}\left\{r\left(\frac{k(p)F_k(\rho_к)}{\mu_k(p)a_k(p)}+\frac{k(p)F_г(\rho_к)pc(p)\beta}{\mu_г(p)z(p)p_{am}}\right)\frac{\partial p}{\partial r}\right\}=$$

$$=\frac{\partial}{\partial t}\left\{m(p)\left(\frac{(1-\rho_к)p\beta c(p)}{z(p)p_{am}}+\rho_к\frac{1}{a_k(p)}\right)\right\}; \qquad (2)$$

Рассмотрим численный метод решения системы нелинейных уравнений (1),(2) на примере задачи о фильтрации газоконденсатной смеси в центральной скважине радиусом r_c, вскрывшей пласт мощностью h и работающей с расходом $q_г(t)$ в круговом пласте.

Перед пуском скважины в эксплуатацию давление и насыщенность конденсатом задаются в виде:

$$p(r,t)\big|_{t=0} = p_0(r)\ ,\ \rho_k(r,t)\big|_{t=0} = \rho_0(r); \quad (3)$$

Граничные условия имеют вид:

$$2\pi rhk\left(\frac{F_г(\rho_k)p\beta\left[1-c(p)\bar{\gamma}(p)\right]}{\mu_г(p)z(p)p_{am}} + \frac{F_k(\rho_k)S_k(p)}{\mu_k(p)a_k(p)}\right)\left.\frac{\partial p}{\partial r}\right|_{r=r_c} = -q_г(t), \quad (4)$$

$$\left.\frac{\partial p(r,t)}{\partial r}\right|_{r\,=\,R_k} = 0 \quad (5)$$

Предположим, что параметры пласта зависят от давления следующим образом (Абасов, Оруджалиев, 1989; Горбунов.,1981; Закиров, 1998):

$$m(p) = m_0 m_1(p), \quad m_1(p) = \left(\frac{p}{p_0}\right)^{\alpha_1},$$

$$k(p) = k_0 k_1(p), \quad k_1(p) = \left(\frac{p}{p_0}\right)^{\alpha_2}; \quad (6)$$

где $k(p)$, $m(p)$ − соответственно значения проницаемости и пористости пласта при давлении p; k_0, m_0 − их значения при начальном пластовом давлении; $F_г(\rho_к)$ и $F_к(\rho_к)$ − функции относительной фазовой проницаемости газовой и жидкой фаз; $\rho_к$ − конденсатонасыщенность; $\mu_г(p)$ и $\mu_к(p)$ − вязкости соответственно газовой и жидкой фаз; β и $z(p)$ − коэффициенты соответственно температурной поправки и сверхсжимаемости для газовой фазы; P_{am} − атмосферное давление; $c(p)$ − содержание конденсата в газовой фазе; $\bar{\gamma}(p)$ − отношение удельных весов конденсата в жидкой и газовой фазах при нормальных условиях; $S_к(p)$ − содержание растворенного в конденсате газа; $a_к(p)$ −объемный коэффициент жидкого конденсата; $r_c \le r \le R_k$, t-время; $p_0(r)$ и $\rho_0(r)$ − распределения давления и конденсатонасыщенности пласта до начала разработки; $\rho_г = 1-\rho_к$, $\rho_г$ − газонасыщенность; α_1, α_2 − подлежащие определению коэффициенты.

Требуется найти такие пары (α_1, α_2), которые позволяют при решении задач (1)-(5) минимизировать значение функции

$$J(\alpha_m, \beta_k) = \int_0^T \left[p(0,t) - p_c(t)\right]^2 dt + \varepsilon(\alpha_1^2 + \alpha_2^2) \Rightarrow \min, \quad (7)$$

где $\varepsilon \ge 0$ − параметр регуляризации (Васильев,1980).

Отметим, что присутствие второго слагаемого в целевой функции (7) гарантирует существование решения задачи (1)-(5), (7).

В левой части уравнения (1) коэффициент при $\frac{\partial p}{\partial r}$ обозначим через $A(r, \beta_k, p, \rho_k)$, а в правой части уравнения выражения под производной по t обозначим через $B(r, \alpha_m, p, \rho_k)$. Аналогичные коэффициенты в уравнении (2) обозначим через $C(r, \beta_k, p, \rho_k)$ и $D(r, \alpha_m, p, \rho_k)$ соответственно. Тогда задачу можно переформулировать следующим образом: найти минимум функции (7) при ограничениях

$$\frac{1}{r}\frac{\partial}{\partial r}\left\{rA\frac{\partial p}{\partial r}\right\} - \frac{\partial B}{\partial t} = 0, \quad (8)$$

$$\frac{1}{r}\frac{\partial}{\partial r}\left\{rC\frac{\partial p}{\partial r}\right\} - \frac{\partial D}{\partial t} = 0, \quad (9)$$

$$p\big|_{t=0} = p_0(r), \quad \rho_k\big|_{t=0} = \rho_0(r); \quad (10)$$

$$2\pi rhA\left.\frac{\partial p}{\partial r}\right|_{r=r_c} = -q_г(t), \quad \left.\frac{\partial p}{\partial r}\right|_{r\,=\,R_k} = 0. \quad (11)$$

Наша цель – получить вид градиента функции (7). Для этого обе части уравнения (8) и (9) умножаем соответственно на пока произвольные функции $\psi_1(r,t)$ и $\psi_2(r,t)$, интегрируем полученные выражения по области Ω и прибавляем эти интегралы к (7). Тогда

$$J(\alpha_m,\beta_k)=\int_0^T\left[p(r_c,t)-p_{фак.}(t)\right]^2dt+$$

$$+\iint_\Omega\Psi_1(r,t)\left[\frac{1}{r}\frac{\partial}{\partial r}\left\{rA\frac{\partial p}{\partial r}\right\}-\frac{\partial B}{\partial t}\right]drdt+$$

$$+\varepsilon\left(\alpha_m^2+\beta_m^2\right)+\iint_\Omega\Psi_2(r,t)\times$$

$$\times\frac{1}{r}\frac{\partial}{\partial r}\left[\frac{1}{r}\frac{\partial}{\partial r}\left\{rC\frac{\partial p}{\partial r}\right\}-\frac{\partial D}{\partial t}\right]drdt. \quad (12)$$

Для вычисления приращения функции (12) задаемся приращением переменных α_1,α_2, тогда $\alpha_i(i=1,2)$ получают приращения $\Delta\alpha_i$, $i=1,2$, а p,ρ_k – приращения $\Delta p,\ \Delta\rho_k$.

Выберем функции $\Psi_1(r,t)$ и $\Psi_2(r,t)$ как решения следующей краевой задачи (Абасов и др., 2004):

$$\frac{\partial\Psi_1}{\partial t}=\Delta^{-1}\left\{D_{\rho_k}\left(\left[\frac{\partial}{\partial r}\left(\frac{\Psi_1}{r}\right)rA_p+\frac{\partial}{\partial p}\left(\frac{\Psi_2}{r}\right)\times\right.\right.$$

$$\times rC_p\Big]\frac{\partial p}{\partial r}-\frac{\partial}{\partial r}\left[\frac{\partial}{\partial r}\left(\frac{\Psi_1}{r}\right)rA\right]-$$

$$-\frac{\partial}{\partial r}\left[\frac{\partial}{\partial r}\left(\frac{\Psi_2}{r}\right)rC\right]\Big)-D_p\left[\frac{\partial}{\partial r}\left(\frac{\Psi_1}{r}\right)rA_{\rho_k}+\right.$$

$$\left.+\frac{\partial}{\partial r}\left(\frac{\Psi_2}{r}\right)rC_{\rho_k}\right]\frac{\partial p}{\partial r}\Big\}, \quad (13)$$

$$\frac{\partial\Psi_2}{\partial t}=\Delta^{-1}\left\{B_p\left(\left[\frac{\partial}{\partial r}\left(\frac{\Psi_1}{r}\right)rA_{\rho_k}+\frac{\partial}{\partial r}\left(\frac{\Psi_2}{r}\right)\times\right.\right.$$

$$\times rC_{\rho_k}\Big]\frac{\partial p}{\partial r}-B_{\rho_k}\left[\frac{\partial}{\partial r}\left(\frac{\Psi_1}{r}\right)rA_p+\frac{\partial}{\partial r}\left(\frac{\Psi_2}{r}\right)rC_p\right]\times$$

$$\left.\times\frac{\partial p}{\partial r}-\frac{\partial}{\partial r}\left[\frac{\partial}{\partial r}\left(\frac{\Psi_1}{r}\right)rA\right]-\frac{\partial}{\partial r}\left[\frac{\partial}{\partial r}\left(\frac{\Psi_2}{r}\right)rC\right]\right\}. \quad (14)$$

Начальные и граничные условия имеют вид:

$$\Psi_1(r,T)=0,\quad \Psi_2(r,T)=0 \quad (15)$$

$$\Big[\Psi_2\left(C_p-CA^{-1}A_p\right)\frac{\partial p}{\partial r}-\frac{\partial}{\partial r}\left(\frac{\Psi_1}{r}\right)rA-\frac{\partial}{\partial r}\left(\frac{\Psi_2}{r}\right)rC-$$

$$-2\left(p-p_c(t)\right)\Big]_{r=r_c}=0, \quad (16)$$

$$\left[\frac{\partial}{\partial r}\left(\frac{\Psi_1}{r}\right)rA+\frac{\partial}{\partial r}\left(\frac{\Psi_2}{r}\right)rC\right]\Big|r=R_k=0, \quad (17)$$

Здесь $A_p, B_p, C_p, D_p, A_{\rho_k}, B_{\rho_k}, C_{\rho_k}, D_{\rho_k}$ – производные по p и ρ_k от A,B,C,D соответственно и $\Delta=\begin{vmatrix}B_p & D_p\\ B_{\rho_k} & D_{\rho_k}\end{vmatrix}\neq 0$.

Заметим, что краевая задача (13)-(17) является сопряженной задаче (1)-(6). Тогда для приращения функции $J(\alpha_1,\alpha_2)$ имеем следующее выражение:

$$\Delta J(\alpha_1,\alpha_2)=\left\{\iint_Q\left[\Psi_1\frac{1}{r}\frac{\partial}{r}\left(rA_{\alpha_2}\frac{\partial p}{\partial r}\right)+\Psi_2\frac{1}{r}\frac{\partial p}{\partial r}\left(rC_{\alpha_2}\frac{\partial p}{\partial r}\right)\right]drdt+\right.$$

$$+\int_0^T\left[\Psi_1A+\Psi_2C\right]A^{-1}A_{\alpha_2}\frac{\partial p}{\partial r}\Big|r=r_c\,dt+$$

$$\left.+2\varepsilon\alpha_2\right\}\cdot\Delta\alpha_2-\left\{\iint_Q\left[\Psi_1\frac{\partial}{\partial t}B_{\alpha_1}+\right.\right.$$

$$\left.+\Psi_2\frac{\partial}{\partial t}D_{\alpha_1}\right]drdt+2\varepsilon\alpha_1\Big\}\cdot\Delta\alpha_1+\eta, \quad (18)$$

Отметим, что, η – бесконечно малое более высокого порядка, чем $\Delta\alpha = \Delta\alpha_1 + \Delta\alpha_2$;

Таким образом, градиент функции $J(\alpha_1, \alpha_2)$ имеет вид:

$$\frac{\partial J}{\partial \alpha} = \left(\frac{\partial J}{\partial \alpha_1}, \frac{\partial J}{\partial \alpha_2} \right),$$

где

$$\frac{\partial J}{\partial \alpha_1} = -\iint_Q \left[\Psi_1 \frac{\partial}{\partial t} B_{\alpha_1} + \Psi_2 \frac{\partial}{\partial t} D_{\alpha_1} \right] drdt + 2\varepsilon\alpha_1,$$

$$\frac{\partial J}{\partial \alpha_2} = \iint_Q \left[\Psi_1 \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r_1} \left(A_{\alpha_2} r \frac{\partial p}{\partial r} \right) + \Psi_2 \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left(C_{\alpha_2} r \frac{\partial p}{\partial r} \right) \right] drdt +$$

$$+ \int_0^T \left[\Psi_1 A + \Psi_2 C \right] A^{-1} A_{\alpha_2} \left. \frac{\partial p}{\partial r} \right|_{r = r_c} dt + 2\varepsilon\alpha_2.$$

Для нахождения (α_1, α_2) можно предложить следующую итерационную формулу:

$$\alpha_i^{k+1} = \alpha_i^k - \lambda_k \frac{\partial J(\alpha_1^k, \alpha_2^k)}{\partial \alpha_i}, \qquad i = 1,2,$$

где $k = 0,1,...,$ номер итерации, $\lambda_k \geq 0$ – шаг градиентного метода.

Алгоритм решения обратной задачи по уточнению коллекторских свойств пласта заключается в следующем:

С использованием исходных величин емкостных и фильтрационных параметров решается численно прямая задача (1)-(5) методом конечных разностей (Азиз, Сеттари, 1982). В результате находятся давления в разных точках пласта, в том числе и в скважине. Определяются зависимости от времени разницы фактических и найденных расчетных давлений в скважине. С использованием этих невязок между давлениями в скважине решается сопряженная краевая задача (13)-(17). На основе результатов решения прямой задачи (1)-(5) и сопряженной краевой задачи (13)-(17) определяются значения функциональных производных по емкостным и фильтрационным параметрам в разных точках пласта.

Применяя соответствующий метод минимизации по найденному градиенту J, строится соответствующее направление поиска, определяется шаг вдоль этого направления и уточняются коллекторские свойства пласта. На этом заканчивается первая итерация алгоритма решения обратной задачи, при этом вычисляется и величина функционала (7). С уточненными значениями емкостных и фильтрационных параметров вновь решается прямая задача.

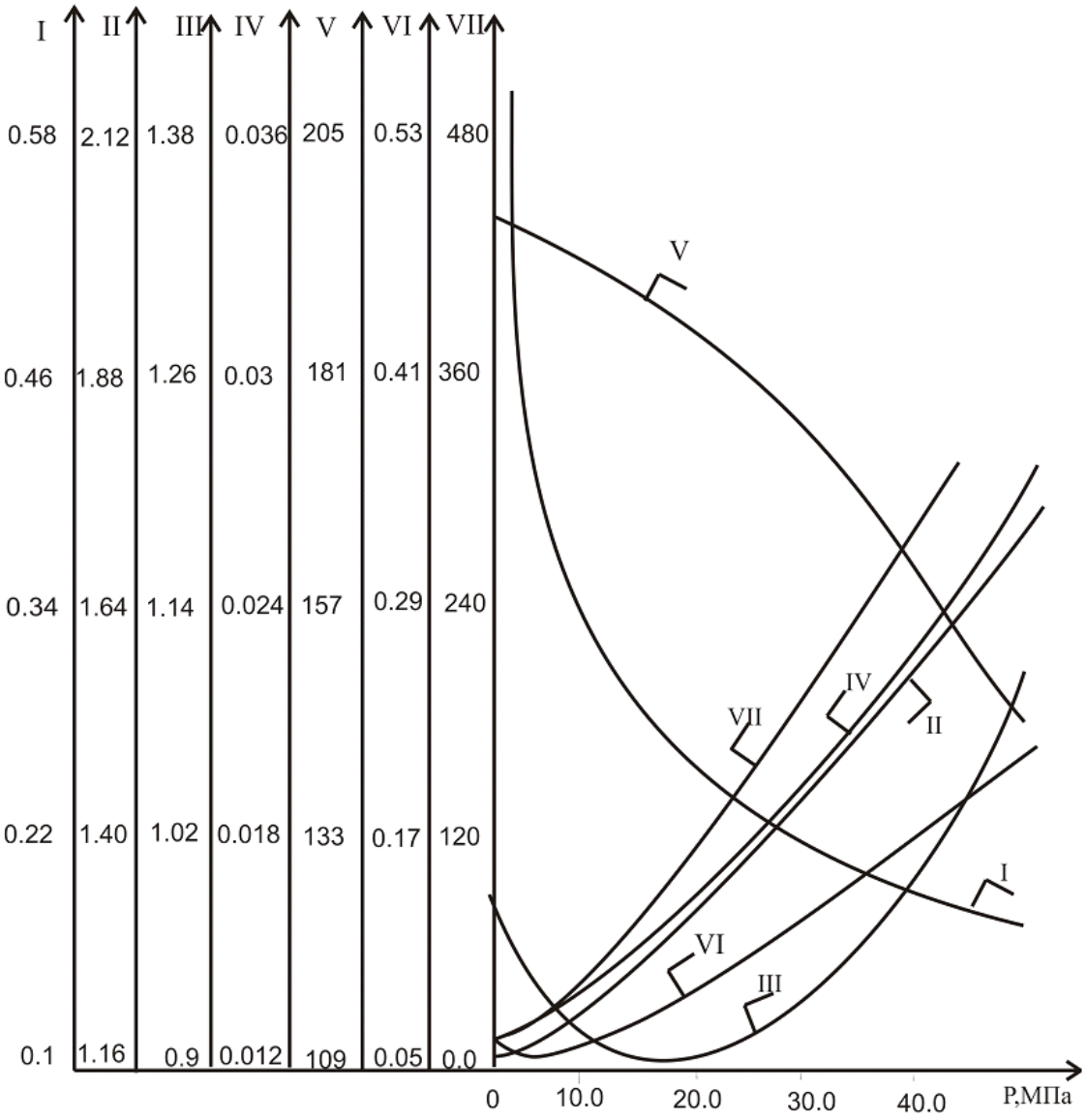
Находятся величины невязок давлений в скважине на различные моменты времени. Решается сопряженная краевая задача. Определяются также значения функциональных производных. Вновь уточняются параметры пласта и рассчитывается значение функционала (7). Если значения функционала, найденные после окончания первой и второй итерации, различаются менее, чем на заданную величину погрешности δ, то решение обратной задачи завершено. В противном случае осуществляется переход к третьей итерации и т.д. В результате решения обратной задачи уточняются значения емкостных и фильтрационных параметров во всех элементарных ячейках пласта, которыми аппроксимируется рассматриваемая газоконденсатная залежь.

По описанной выше расчетной схеме и алгоритму составлена программа. При этом PVT зависимости отдельных фаз от давления приведены на рис.1. Остальные параметры таковы:

$$p_0 = 40 МПа,\ m_0 = 0.16,\ k_0 = 0.05 mkm^2,$$
$$H = 20m,\ r_c = 0.1m,\ R_к = 750m,$$
$$q_г(t) = 5 \cdot 10^5 м^3/сут.,\ \delta = 0.01,\ \varepsilon = 0.001,$$
$$\beta = 0.81,\quad F_г(\rho_k) = 0.9 * (1 - \rho_k)^{2..89}$$
$$F_k(\rho_k) = 0.78 * \rho_k{}^2.$$

В качестве первого приближения при решении обратной задачи использованы следующие значения параметров $\alpha_1 = 1$, $\alpha_2 = 1$. Для получения истинных значений $\alpha_1 = 0.2$

и $\alpha_2 = 0.35$ с заданной точностью потребовалось двадцать итераций (рис.2). При этом сопоставленные расчетные и фактические значения давлений в скважине приведены на рис.3, откуда видна их хорошая согласованность при $J = 0.000124$.



I – $\mu_k(p)$, $мПа \cdot с$; III – $Z(P)$; V – $\bar{\gamma}(P)$;

II – $a_k(p)$; IV – $\mu_г(p)$, $мПа \cdot с$; VI – $C(p) \cdot 10^{-3}$, $м^3/м^3$;

VII – $S_k(p)$, $м^3/м^3$.

Рис. 1. Изменение характеристик пластовой жидкости в зависимости от давления

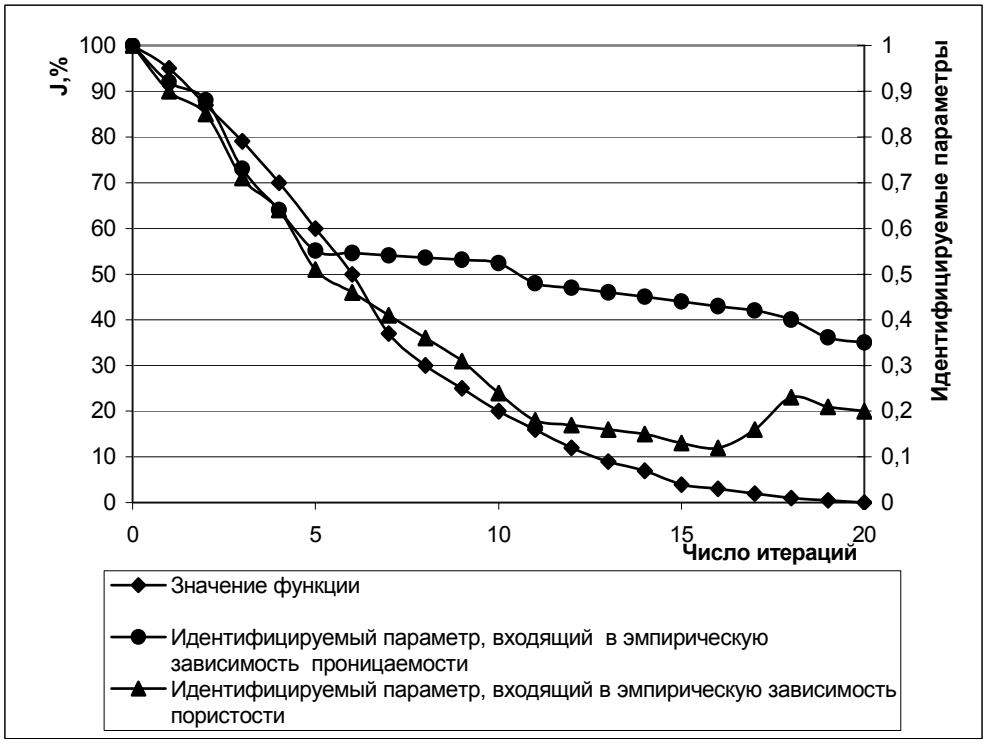


Рис. 2. Зависимость изменения невязки от итерационного процесса при определении точного значения параметра α_1 и α_2.

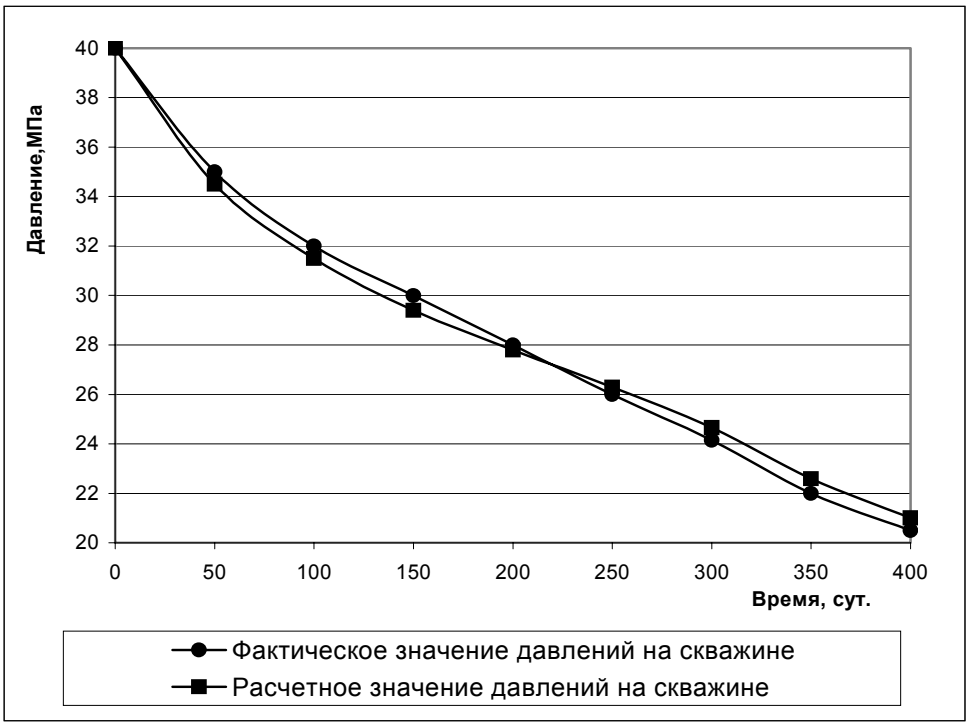


Рис. 3. Изменение фактического и расчетного значения давлений на скважине

II. Нестационарная фильтрация газоконденсатной смеси в системе скважин

В этом случае, предполагая, что залежь эксплуатируется системой скважин, решается задача идентификации функции относительных фазовых проницаемостей (ФОФП) флюидов при известных остальных значениях физических параметров гидродинамической модели недеформируемого пласта.

Отметим, что фазовые проницаемости являются одной из важнейших характеристик процесса многофазного течения пластовых флюидов, и их идентификация во многих случаях более полезна для повышения достоверности комплекса прогнозных газогидродинамических расчетов по определению технологических показателей разработки залежей нефти и газа.

Известны различные методы их определения по данным гидродинамических и геофизических исследований (Булыгин, Булыгин.,1990; Добрынин и др.,1988 и др.). В последнее время для определения ФОФП все чаще применяются методы, основанные на использовании промысловой информации, накопленной в процессе эксплуатации залежей нефти и газа. При этом параметры, входящие в выражения распределения ФОФП в зависимости от насыщенности, определяются из решения различными методами обратных задач теории фильтрации (Абасов и др., 2007; Абасов и др., 2004; Абасов и др.,1990; Абасов и др., 2000; Закиров,1998; Фейзуллаев, Рзаева, 2001) .

Определение ФОФП для бинарной модели фильтрации газоконденсатной смеси в данном случае ставится как вариационная задача минимизации функционала J невязки между расчетными и измеренными значениями величин давлений в разные моменты времени (Абасов и др., 2004; Абасов и др., 1990; Фейзуллаев, Рзаева, 2001):

$$J(\alpha_г,\beta_г,\alpha_k,\beta_k)=\int_0^T\sum_{j=1}^{n}\left[P(x_j,y_j,t)-P_{фак}(x_j,y_j,t)\right]^2dt+ \\ +\varepsilon(\alpha_г^2+\beta_г^2+\alpha_к^2+\beta_к^2)\ , \quad (19)$$

где $P_{фак}(x_j,y_j,t)$ и $P(x_j,y_j,t)$ – соответственно измеренные и расчетные значения давления на скважинах; (x_j,y_j) – координаты точек скважин; α_l и β_l – некоторые коэффициенты, входящие в эмпирические зависимости ФОФП от насыщенностей фаз, принятые в виде (Абасов и др., 2004; Абасов и др.,1990; Абасов и др., 2000; Фейзуллаев, Рзаева, 2001) :

$$F_l(\rho_k)=\begin{cases}\alpha_l\left(\dfrac{\rho_l-\rho_{l\min}}{\rho_{l\max}-\rho_{l\min}}\right)^{\beta_l}, & \rho_{l\min}\le\rho_l\le\rho_{l\max}\\ 0\ , & 0\le\rho_l\le\rho_{l\min}\end{cases}, \quad (20)$$

где индексы l – соответствуют газовой или жидкой фазам; $\rho_{l_{\max}}$ – максимальная насыщенность l - ой фазы; $\rho_{l_{\min}}$ – минимальная (связанная или остаточная) насыщенность l - ой фазы; $l=г,к$.

Функционал $J(\alpha_г,\beta_г,\alpha_k,\beta_k)$ является показателем качества, определяющим насколько точно математическая модель описывает реальный физический процесс, характеризующийся значениями параметра $P_{фак}(x_j,y_j,t)$. При этом управление показателем качества осуществляется параметрами α_l и β_l .

Расчетные значения $P(x_j,y_j,t)$ являются решением краевой задачи, описывающей в данном случае двумерную фильтрацию газоконденсатной смеси в системе скважин, вскрывших залежь с дебитом $Q_{гl}(t)$. Внешний контур залежи считается непроницаемым. Перед пуском скважин в эксплуатацию давление во всех точках пласта равно $P_0(x,y)$, а насыщенность конденсата – $\rho_{k_0}(x,y)$.

При такой постановке задачи идентификация параметров α_l , β_l сводится к выбору таких их значений, которые минимизируют функционал (19).

Расчетные значения давлений $P(x_j,y_j,t)$ определяются из решения следующей краевой задачи (Абасов, Гасанов, 1963; Абасов, Оруджалиев, 1990):

$$\nabla\left\{\left(\frac{kF_г(\rho_k)p\beta\left[1-c(p)\bar{\gamma}(p)\right]}{\mu_г(p)z(p)p_{am}}+\frac{kF_k(\rho_k)S_k(p)}{\mu_k(p)a_k(p)}\right)\nabla p\right\}=$$

$$=\frac{\partial}{\partial t}\left[m\left(\frac{(1-\rho_k)p\beta}{z(p)p_{am}}\left[1-c(p)\bar{\gamma}(p)\right]+\rho_k\frac{S_k(p)}{a_k(p)}\right)\right]+$$

$$+\sum_{j=1}^{S}Q_{гj}(t)\delta(x-x_j)\delta(y-y_j), \qquad (21)$$

$$\nabla\left\{\left(\frac{kF_k(\rho_k)}{\mu_k(p)a_k(p)}+\frac{kF_г(\rho_к)pc(p)\beta}{\mu_г(p)z(p)p_{am}}\right)\nabla p\right\}=$$

$$=\frac{\partial}{\partial t}\left[m\left(\frac{(1-\rho_k)p\beta c(p)}{z(p)p_{am}}+\rho_k\frac{1}{a_k(p)}\right)\right]+$$

$$+\sum_{j=1}^{S}Q_{kj}(t)\delta(x-x_j)\delta(y-y_j),(x,y)\in D,\ t\in(0,T), \qquad (22)$$

$$p(x,y,t)\Big|_{t=0}=p_0(x,y), \quad \rho_k(x,y,t)=\rho_{k_0}(x,y), \qquad (23)$$

$$\frac{\partial p(x,y,t)}{\partial n}\Big|_{\Omega}=0, \qquad (x,y)\in\Omega, \quad t\in(0,T), \qquad (24)$$

где

$Q_{lj}(x,y,t)=\dfrac{\overline{Q_{lj}}(x,y,t)}{h}$, $(l=г,k)$;

$\overline{Q_{гj}}(x,y,t)$ и $\overline{Q_{kj}}(x,y,t)$ − соответственно дебиты по газу и конденсату; ∇ −оператор Гамильтона; δ − функция Дирака; S − число скважин; D − область фильтрации; Ω − граница области фильтрации; n − внешняя нормаль к границе;

Решение обратной задачи производится сопряженным градиентным методом с использованием функциональных производных от функционала (19) по параметрам $\alpha_г, \beta_г, \alpha_k, \beta_k$ (Васильев,1980). Для определения параметров $\alpha_1=\alpha_г, \alpha_2=\beta_г, \alpha_3=\alpha_k, \alpha_4=\beta_k$ вводится следующая сопряженная задача (Абасов и др., 2004; Абасов и др., 1990; Васильев, 1980) :

$$\frac{\partial\Psi_1}{\partial t}=\frac{1}{\Delta}\left\{D_{\rho_k}\left[-\nabla(A\nabla\psi_1)-\nabla(C\nabla\psi_2)+\nabla\psi_1A_p\nabla p+\right.\right.$$

$$+\nabla\Psi_2C\nabla p-2\sum_{j=1}^{n}\left(p(x_j,y_j,t)-\right.$$

$$\left.\left.-p_{фак.}(x_j,y_j,t)\right]-D_p\left[\nabla\Psi_1A_{\rho_k}\nabla p+\right.\right.$$

$$\left.\left.+\nabla\Psi_2C\rho_k\nabla p\right]\right\}, \qquad (25)$$

$$\frac{\partial\Psi_2}{\partial t}=\frac{1}{\Delta}\left\{B_p\left[\nabla\psi_1A_{\rho_k}\nabla p+\nabla\psi_2C_{\rho_k}\nabla p\right]-\right.$$

$$-B\left[-\nabla(A\nabla\psi_1)-\nabla(C\nabla\psi_2)+\nabla\psi_1A_p\nabla p+\right.$$

$$\left.\left.+\nabla\psi_2C_p\nabla p-2\sum_{j=1}^{n}\left(p(x_j,y_j,t)-p_{фак.}(x_j,y_j,t)\right)\right]\right\},$$

$$(x,y)\in D, \quad t\in(0,T), \qquad (26)$$

$$\Psi_1(x,y,T)=0, \quad \Psi_2(x,y,T)=0,$$

$$(x,y)\in D, \qquad (27)$$

$$\frac{\partial\psi_1(x,y,t)}{\partial n}\Big|_{\Omega}=0, \frac{\partial\psi_2(x,y,t)}{\partial n}\Big|_{\Omega}=0,$$

$$(x,y)\in\Omega, \quad t\in(0,T). \qquad (28)$$

С помощью решений исходной (20)-(24) и сопряженной задач (25)-(28) определяются следующие выражения функциональных производных:

$$\frac{\partial J}{\partial\alpha}=\left(\frac{\partial J}{\partial\alpha_1},\ldots,\frac{\partial J}{\partial\alpha_4}\right),$$

$$\frac{\partial J}{\partial\alpha_i}=\int_0^T\iint_D\left[\Psi_1\nabla\left(A_{\alpha_i}\nabla p\right)+\Psi_2\nabla\left(C_{\alpha_i}\nabla p\right)\right]dxdydt, +.$$

$$+2\varepsilon\alpha_i, i=\overline{1,4}.$$

Полученные выражения функциональных производных используются в процедуре метода минимизации невязки (19).

Оптимальные значения параметров $\alpha_1,\alpha_2,\alpha_3,\alpha_4$ аналогично первому случаю определяются следующей итерационной формулой:

$$\alpha_i^{k+1}=\alpha_i^k-\lambda_k\frac{\partial J(\alpha_1^k,\ldots,\alpha_4^k)}{\partial\alpha_i}, \quad i=1,2,3,4. \qquad (29)$$

Таким образом, алгоритм решения обратной задачи ФОФП состоит в следующем.

- задаваясь первыми приближениями коэффициентов α_l и β_l, решаем прямую задачу (20)-(24) методом конечных разностей на отрезке времени известной истории разработки залежи [0,T] и определяем расчетное распределение пластового давления и конденса-

тонасыщенности в залежи на разных временных слоях;

- оптимизируемые параметры в итерациях определяются по формулам (29);

- итерационная процедура уточнения параметров продолжается до тех пор, пока разница значений функционала на двух соседних итерациях не станет меньше заданной погрешности вычислений (Васильев,1980).

Алгоритм идентификации ФОФП апробирован в V блоке VII горизонта газоконденсатного месторождения Булла-дениз. Схема залежи показана на рис.4. Рассматриваемый блок имеет приблизительно прямоугольную форму с размерами 3.5× 3.2 км^2. Он изолирован с трех сторон нарушениями, а с севера водяным контуром и разрабатывался 10 скважинами, начиная с 1975 года (Süleymanov və b., 2000). В эксплуатации находились в последнее время 3 скважины (№ 39, 46, 73).

Сведения о среднесуточных дебитах скважин по конденсату и газу в процессе разработки приведены в табл.1 и 2. Исходные данные пласта следующие: мощность пласта – 50м, пористость – 0.167, проницаемость – 0.045мкм^2.

В качестве первого приближения при решении задачи использованы следующие значения коэффициентов в ФОФП: $\alpha_г = 2;\ \beta_г = 2{,}5;\ \alpha_k = 1;\ \beta_k = 0.5;$ Для получения уточненных значений $\alpha_г = 0.87,\ \beta_г = 3,$ $\alpha_k = 0.85,\ \beta_k = 2;$ с заданной точностью потребовалось восемь итераций (рис.5). В результате определена ФОФП для гидродинамической модели в принятой постановке (рис.6). При этом расчетные и фактические значения давлений в скважине сопоставимы при $J = 0.000345$.

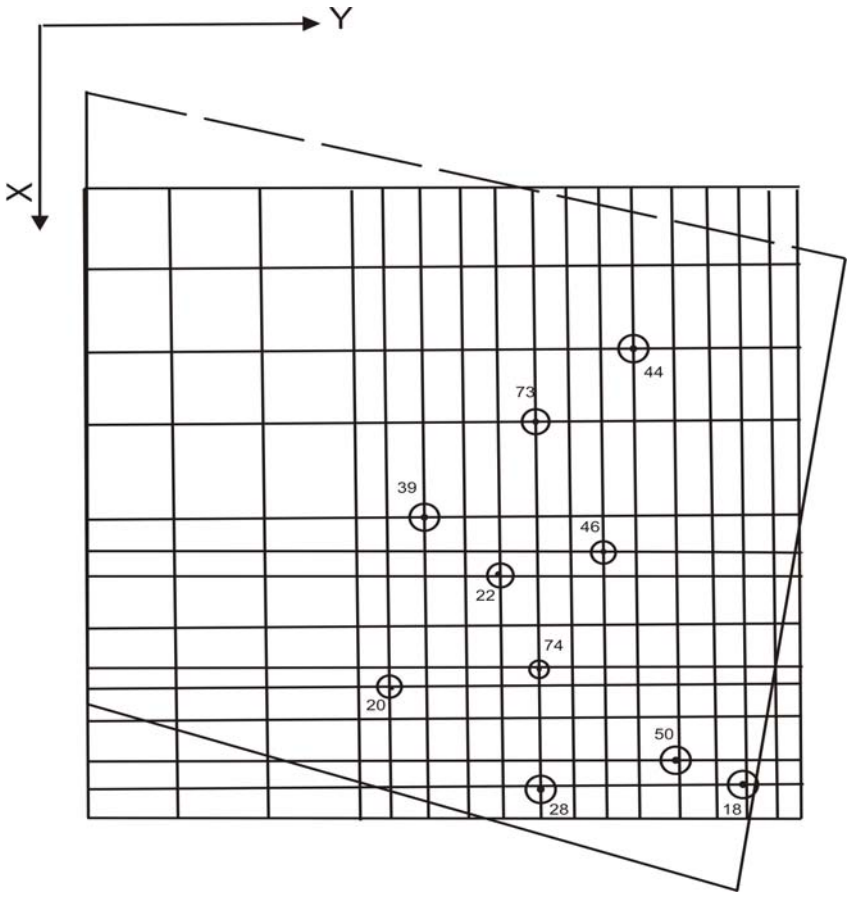


Рис. 4. Схема залежи и расположения скважин

Таблица 1

Среднесуточный дебит газа по скважинам (тыс. $м^3$/сут) для V блока VII горизонта месторождения Булла-дениз

Годы	Скв.									
	18	20	22	28	39	44	46	50	73	74
1975	976,2	-	-	-	-	-	-	-	-	-
76	-	867,2	1326,8	1257,0	-	-	-	-	-	-
77	-	975,3	245,1	1227,9	-	-	-	-	-	-
78	-	902,4	213,2	1375,4	-	-	-	-	-	-
79	-	-	-	1272,6	-	-	-	-	-	-
1980	-	-	-	1181,6	867,0	-	1016,5	-	-	-
81	-	300,0	-	1123,3	829,0	702,7	916,3	-	-	-
82	-	300,0	-	955,5	747,0	846,4	766,9	714,4	-	-
83	-	224,7	-	-	673,7	807,9	694,2	570,6	-	-
84	-	150,4	-	-	639,0	697,0	603,7	556,0	-	-
85	-	108,1	-	-	553.7	758,9	571,0	510,5	-	-
86	-	83,2	-	-	419,3	568,2	512,5	432,0	-	-
87	-	-	-	-	311,7	-	380,0	317,0	269,6	-
88	-	39,4	-	-	303,3	-	386,8	279,0	270,2	-
89	-	-	-	-	288,5	-	386,9	192,5	265,2	-
1990	-	-	-	-	260,0	-	365,4	131,5	246,8	-
91	-	-	-	-	255,6	-	339,4	95,0	190,3	111,64
92	-	-	-	-	212,2	-	319,6	68,0	145,7	49,92
93	-	-	-	-	200,0	-	253,0	134,0	147,5	32,29
94	-	-	-	-	147,4	-	203,0	-	141,9	-
95	-	-	-	-	111,6	-	210,4	-	168,9	-
96	-	-	-	-	100,5	-	200,4	-	148,6	-
97	-	-	-	-	95,6	-	187,6	-	132,5	-
98	-	-	-	-	88,5	-	165,8	-	125,0	-
99	-	-	-	-	78,0	-	160,0	-	120,5	-
2000	-	-	-	-	70,0	-	155,0	-	120,0	-

Таблица 2

Среднесуточный дебит конденсата по скважинам (т/сут) для V блока VII горизонта месторождения Булла-дениз

Годы	Скв.									
	18	20	22	28	39	44	46	50	73	74
1975	301,3	-	-	-	-	-	-	-	-	-
76	-	288,0	477,0	414,7	-	-	-	-	-	-
77	-	294,7	76,0	378,3	-	-	-	-	-	-
78	-	259,0	28,0	367,6	-	-	-	-	-	-
79	-	-	-	342,7	-	-	-	-	-	-
1980	-	-	-	314,0	225,0	-	264,5	-	-	-
81	-	-	-	217,0	197,4	178,4	226,2	-	-	-
82	-	60,0	-	146,6	158,0	201,0	176,1	126,4	-	-
83	-	60,0	-	-	131,3	167,3	144,2	104,6	-	-
84	-	35,0	-	-	92,5	109,4	99,7	73,8	-	-
85	-	25,0	-	-	65,3	81,4	73,0	60,6	-	-
86	-	16,0	-	-	43,4	65,0	57,0	44,4	-	-
87	-	9,3	-	-	30,2	-	37,5	32,0	25,6	-
88	-	4,0	-	-	24,4	-	31,3	24,8	23,0	-
89	-	-	-	-	21,4	-	24,3	11,7	19,8	-
1990	-	-	-	-	18,0	-	19,7	6,9	16,5	-
91	-	-	-	-	15,2	-	16,5	6,4	12,8	8,0
92	-	-	-	-	15,0	-	19,0	6,6	9,0	4,6
93	-	-	-	-	11,3	-	13,6	10,2	7,3	3,9
94	-	-	-	-	8,9	-	13,8	9,8	7,7	-
95	-	-	-	-	8,5	-	12,0	5,4	8,7	-
96	-	-	-	-	8,0	-	11,5	-	8,3	-
97	-	-	-	-	7,5	-	11,0	-	7,8	-
98	-	-	-	-	7,2	-	10,5	-	7,2	-
99	-	-	-	-	7,0	-	10,0	-	6,7	-
2000	-	-	-	-	6,5	-	10,0	-	6,2	-

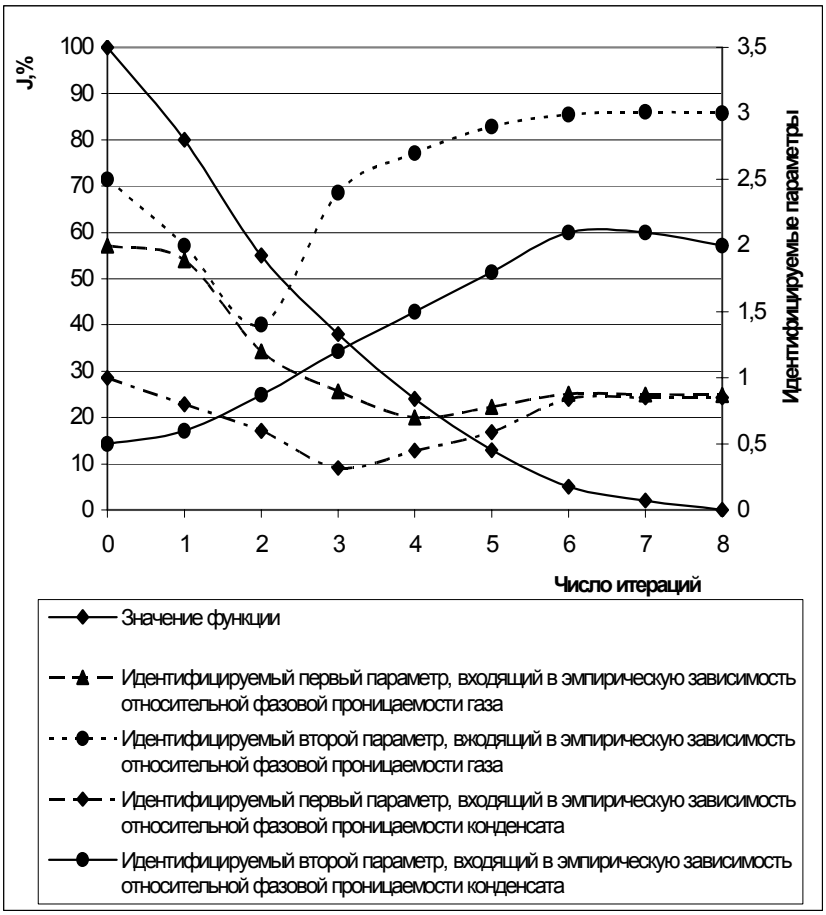


Рис. 5. Зависимость изменения невязки от итерационного процесса при определении точного значения параметра $\alpha_г, \beta_г, \alpha_k, \beta_k$.

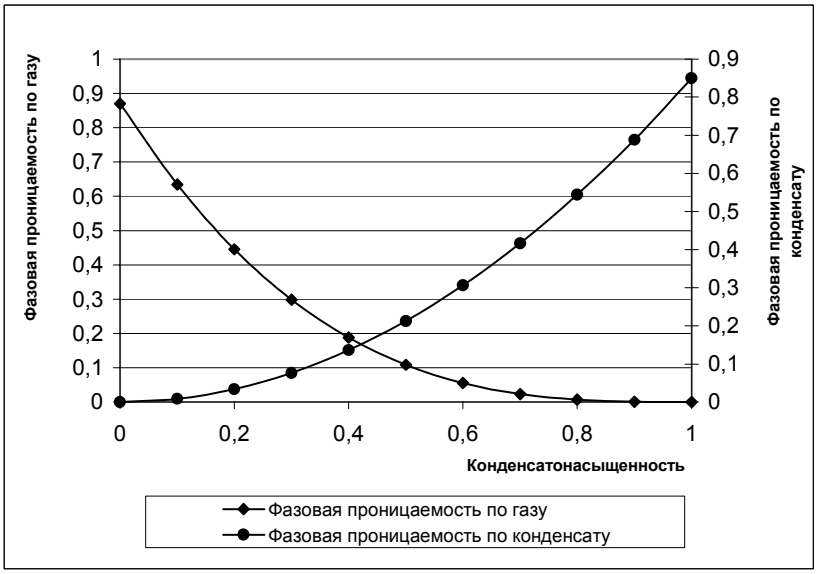


Рис. 6. Кривые фазовых проницаемостей

Заключение

Предложен подход адаптации гидродинамической модели газоконденсатной залежи к реальным условиям с использованием промысловых данных и своеобразного критерия качества, обеспечивающих повышение точности прогнозных расчетов. Для иллюстрации рассмотрены два конкретных случая.

ЛИТЕРАТУРА

АБАСОВ, М.Т., ГАСАНОВ, Ф.Г. 1963. К расчетам разработки газоконденсатнонефтяных месторождений. *АНХ*, 10, 21-23.

АБАСОВ, М.Т., ДЖАЛАЛОВ, Г.И., МАМЕДОВ, А.М. 2007. Об идентификации гидродинамической модели многофазной фильтрации флюидов в многопластовой системе. *Изв.НАНА. Науки о Земле*, 3, 26-37.

АБАСОВ, М.Т., ДЖАЛАЛОВ, Г.И., КУЛИЕВ, Г.Ф., ФЕЙЗУЛЛАЕВ, Х.А. 2004. Идентификация функции относительных фазовых проницаемостей при фильтрации газоконденсатной смеси. *Изв.НАНА. Науки о Земле,* 2, 78-81.

АБАСОВ, М.Т., ИБРАГИМОВ, Т.М., МАМИЕВ, В.С., ДЖАЛАЛОВ, Г.И. 2000. Об адаптации гидродинамических моделей углеводородных залежей по данным истории их разработки. *Изв. АН Азербайджана. Науки о Земле*, 2, 3-5.

АБАСОВ, М.Т., ОРУДЖАЛИЕВ, Ф.Г. 1989. Газогидродинамика и разработка газоконденсатных месторождений. Недра. Москва. 262.

АБАСОВ, М.Т., ПАЛАТНИК, Б.М., ЗАКИРОВ, И.С. 1990. Идентификация функции относительных фазовых проницаемостей при двухфазной фильтрации. *Докл. АН СССР* , 312, 4, 930-933.

АЗИЗ, Х., СЕТТАРИ, Э. 1982. Математическое моделирование пластовых систем. Недра. Москва. 407.

БУЛЫГИН, В.Я., БУЛЫГИН, Д.В. 1990. Имитация разработки залежей нефти. Недра. Москва. 224.

ВАСИЛЬЕВ, Ф.П. 1980. Численные методы решения экстремальных задач. Наука. Москва. 518.

ДОБРЫНИН, В.М., КОВАЛЕВ, А.Г., КУЗНЕЦОВ, А.Г. и др. 1988. Фазовые проницаемости коллекторов нефти и газа. *Обзорная информация ВНИИОЭНГ, серия «Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений»*. Москва. 55.

ГОРБУНОВ, А.Т. 1981. Разработка аномальных нефтяных месторождений. Недра. Москва. 237.

ЗАКИРОВ, С.Н 1998. Разработка газовых, газоконденсатных и нефтегазоконденсатных месторождений. Струна. Москва. 628.

ФЕЙЗУЛЛАЕВ, Х.А., РЗАЕВА, В.Г. 2001. Адаптация гидродинамической модели по данным истории разработки газоконденсатной залежи *Изв. НАН Азербайджана. Науки о Земле*, 2, 19-21.

SÜLEYMANOV, Ş.A., ORUCOV, B.Z. və b. 2000. «Bulladəniz» qazkondensat yatağının geologiyası, kəşfiyyatı və işlənilməsi məsələləri: *Ekologiya,* Bakı.

© Р.Ю.Алияров и др., 2008

ОЦЕНКА ФИЛЬТРАЦИОННО-ЕМКОСТНЫХ СВОЙСТВ АБШЕРОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ МЕСТОРОЖДЕНИЯ КЮРОВДАГ[1]

Р.Ю.Алияров, Ю.М.Кондрушкин, Л.Г.Крутых, Ш.М.Ибрагимова, А.А.Адигезалова, Е.А.Кашкай

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

Выполнена оценка фильтрационно-емкостных свойств абшеронских отложений месторождения Кюровдаг, которая в сочетании с результатами опробования скважин позволила сделать вывод о целесообразности разворота работ по доразработке этих отложений, особенно среднего абшерона.

Кюровдагское нефтяное месторождение, открытое в 1955 году, является наиболее изученным среди других нефтегазоносных структур Нижнекуринского нефтегазоносного района (НГР).

Нижнекуринский НГР в тектоническом отношении представляет собой юго-восточное окончание межгорного Куринского прогиба, погружающегося в акваторию Южного Каспия.

Характерной особенностью этого района является интенсивное его прогибание и компенсированное осадконакопление в неоген-четвертичное время. Толщина осадочного комплекса в Нижнекуринском НГР достигает 20 км, причем в наиболее погруженных зонах около 6 км приходится на плиоцен-четвертичные отложения. Здесь прослеживаются три антиклинальных пояса, к одному из которых – Падар-Нефтчала и приурочено Кюровдагское месторождение.

Тектонически оно представлено асимметричной брахиантиклиналью, вытянутой с север – северо-запада на юг – юго-восток, осложненной рядом продольных и поперечных нарушений, из которых важное значение имеет крупный продольный разлом, тянущийся в виде почти параллельных нарушений вдоль оси складки. Наиболее изученной частью структуры является ее разбуренное глубокими скважинами юго-западное крыло, которое разбито сбросами на отдельные тектонические поля: центральное, северо-западное и южное.

В геологическом строении месторождения Кюровдаг, как и всего Нижнекуринского НГР, принимают участие постплиоценовые и плиоценовые отложения кайнозойской эры. На дневную поверхность выходят современные и древнекаспийские отложения, на наиболее повышенных частях – отложения абшеронского региояруса. Отложения продуктивной толщи (ПТ) вскрыты только глубокими скважинами.

Промышленная нефтегазоносность Кюровдагского месторождения установлена в отложениях абшеронского, акчагыльского региоярусов и в горизонтах продуктивной толщи. Во вскрытой части разреза ПТ наибольшим постоянством и высокой промышленной нефтегазоносностью характеризуется I горизонт, залегающий в самой верхней части разреза ПТ и содержащий значительную часть выявленных запасов нефти и газа (Аджалова, 1962; Гасанов, Полаудин, 1963).

Поскольку объектом нашего внимания являются отложения абшеронского региояруса, более подробно остановимся на них.

Отложения абшеронского региояруса выходят на дневную поверхность в центральной и юго-восточной частях складки. Достаточно подробно разрез региояруса освещен материалами структурно-поискового и разведочного бурения. В целом, толщины возрастают от центра к периклинали и от свода к крыльям; в среднем на северо-западной периклинали они составляют 2017 м, в центральной части –1426 м, а на юго-восточной периклинали – 1850 м.

Абшеронский региоярус подразделяется на три части: верхний, средний и нижний подрегиоярусы.

[1] Публикуется по рекомендации академика М.Т.Абасова

Верхний (Ap_3) изучен на естественных обнажениях и по данным образцов керна из скважин. На северо-западной периклинали кровля верхнего абшерона наиболее погружена. Она залегает на глубинах от 746 м (скв.405) до 973 м (скв.51). В этой части площади верхнеабшеронский разрез начинается глинистой пачкой толщиной 80 м. Остальная часть разреза представляет собой чередование глинистых и песчанистых пластов разной толщины. В средней и нижней частях разреза встречаются отложения песков толщиной до 12 м.

В центральной части складки отложения верхнего абшерона частично обнажены. На погруженных крыльях глубины их залегания составляют 610 (скв. 34) – 670 м (скв.90). Толщины в районе этих скважин изменяются в пределах 670-740 м, но значительно сокращаются к своду структуры. В этой части площади в разрезе верхнего абшерона выделяются три пачки песков и песчаников. Они тяготеют к верхней и средней частям разреза. Толщина верхней пачки песчаников – 30 м, средней – 15 м, нижней – 35 м. Нижняя и средняя пачки многопластовые. Песчаники характеризуются хорошо дифференцированными кривыми самопроизвольной поляризации (ПС).

На юго-востоке отложения верхнего абшерона также частично размыты. В целом разрез здесь более песчанистый. Верхняя и средняя части разреза характеризуются частым переслаиванием глинистых и песчанистых пластов толщиной 1-10 м, а нижняя часть – преимущественно глинистая.

Средний абшерон (Ap_2) распространен по всей площади. Максимальные глубины погружения отмечаются на северо-восточном крыле в районе скв. 51 (-1943 м), минимальные (менее -200 м) – на юго-востоке в районе скважин 1128, 519 и др. Максимальные толщины отмечаются на северо-западной периклинали структуры и составляют 883 м, а на юго-востоке – уменьшаются до 690 м.

Отложения среднего абшерона характеризуются наибольшей песчанистостью. Песчаные пласты отмечаются на разных стратиграфических уровнях, но по площади они выдержаны слабо, что объясняется их фациальной изменчивостью, которая приводит к спорадическому характеру распределения в них нефти.

Основным нефтегазоносным объектом является верхняя прикровельная пачка песчаников, представленная чередованием песчаников с маломощными алевролитами и глинами. Хотя эта пачка развита повсеместно, но она характеризуется литофациальной изменчивостью. Наибольшая песчанистость отмечается в центральной части и северо-западной периклинали. Толщина пачки составляет 63 м и 83 м соответственно.

Первая песчанистая пачка отделяется от второй глинистым разделом толщиной 60-90 м, представляющим собой чередование песчаников с мощными глинистыми пластами. В центральной части структуры и на северо-западной периклинали толщина глинистого раздела увеличивается до 130 м. Верхний песчанистый пласт в этом разделе нефтенасыщен.

Ниже второй пачки залегает 300-метровая глинисто-песчанистая пачка, в которой нефтегазоносность не установлена.

Третья песчанистая пачка толщиной около 100 м характеризуется литофациальной изменчивостью по площади, вследствие чего нефтенасыщенные песчаники развиты на ограниченных участках площади (удельное электрическое сопротивление (УЭС) до 10 Омм).

Четвертая песчанистая пачка толщиной около 90 м отделяется от третьей 30- метровым глинистым разделом. Эта пачка представлена чередованием песчаных пластов с мощными глинистыми пластами. Отмечается нефтенасыщенность этих песчаных пластов (УЭС до 15 Омм).

Нижний абшерон (Ap_1) развит в пределах всей структуры. Наиболее погруженная часть горизонта отмечается на северо-восточном крыле структуры (-2527 м, скв.449), а наиболее приподнятая – на северо-востоке (-606 м, скв. 423). Толщина отложений нижнего абшерона колеблется в пределах 205-764 м.

Отложения нижнего абшерона представлены в основном глинистыми пластами, чередующимися в верхней части разреза маломощными пропластками песков. Нижняя часть этого объекта представлена песчано-глинистыми образованиями с преобладанием глин. Отдельные песчаные пласты характеризуются толщиной 15-18 м (УЭС – 10 Омм). Нефтеносность нижнего абшерона имеет спорадический характер.

Коллекторская характеристика абшеронских отложений месторождения Кюровдаг оценивалась нами по результатам комплексирования данных ГИС в сочетании с описанием

керна, исследованиями коллекторских свойств на керне и данными испытания скважин.

Из скважин, пробуренных на месторождении Кюровдаг, отбор керна из абшеронских отложений осуществлялся в 25 скважинах, причем необходимо отметить, что отбор производился только по верхнему и среднему абшерону. Всего было выполнено определений гранулометрического состава в количестве 10, карбонатности – 26, пористости – 48 и проницаемости – 26 (таблица 1). Кроме того, были оценены величины коэффициентов остаточной водонасыщенности способом прямого экстрагирования запарафинированных образцов керна (18 определений). Необходимо отметить, что исследования выполнены в лабораториях АзНИПИ нефти.

Для установления и обоснования кондиционных и средних значений основных параметров были изучены распределения коллекторских свойств, а также зависимости между ними. Выполнена статистическая обработка и определены такие числовые характеристики, как среднее значение параметра, размах, среднеквадратическое отклонение и коэффициенты вариации основных фильтрационно-емкостных параметров коллекторских свойств (пористость, проницаемость).

На рис.1 представлены дифференциальные кривые распределения параметров коллекторских свойств отложений абшеронского регионяруса. Поскольку по нижнему абшерону отбора керна не производилось, на рис.1 представлены дифференциальные кривые распределения отдельно по среднему абшерону (выполнено достаточное количество определений) и в целом по абшеронскому регионярусу.

Пористость (рис.1, таблица 1, 2). При проведении статистического анализа распределения пористости было использовано 48 определений в целом по абшеронскому ярусу, 16 определений по верхнему абшерону и 32 определения по среднему абшерону. Минимальное значение пористости в целом по абшерону составило 11,2 %, а максимальное – 34,1%; среднее значение пористости – 25,0%. Как видно из рис.1, кривые распределения пористости как по абшерону в целом, так и по среднему абшерону представлены симметричными кривыми с модальным интервалом 24,0 – 28,0%. Среднеквадратическое отклонение по объектам варьирует в пределах 4,76 – 6,0 и в целом по абшерону составляет 5,12. Среднеквадратическое отклонение среднего или ошибка репрезентативности в целом по абшеронскому регионярусу составляет 0,74 при изменении по подъярусам в пределах 0,84 – 1,51. Коэффициент вариации составляет 0,20 в целом по отложениям абшерона.

Было выполнено исследование по изменению пористости с глубиной по отложениям абшеронского регионяруса. Хотя график этот нами не представляется, однако необходимо отметить наличие высоких определений пористости в верхней части разреза. По всей вероятности, пористость в верхней части разреза увеличена за счет рыхлой упаковки несцементированных песков и алевролитов. Глинистый материал присутствует как в цементе, так и в кластической части; и благодаря АВПД большая часть образцов керна сохранила высокие фильтрационно-емкостные свойства (при пористости 24% проницаемость – около 80 х 10^{-15} $м^2$).

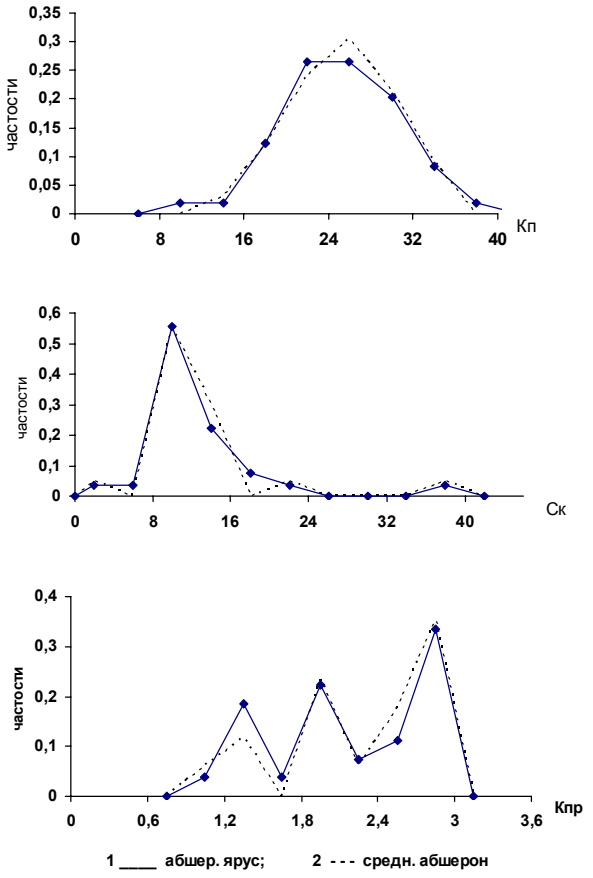


Рис. 1. Дифференциальные кривые распределения параметров коллекторских свойств по абшеронскому регионярусу (1) и по среднему абшерону (2)

Проницаемость пород абшеронского регионаруса изменяется от 15 до 940 х 10^{-15} м^2 (таблица 3). Поскольку проницаемость изменяется в широких пределах, как на кривых распределения, так и на графике зависимости проницаемость представлена в логарифмическом масштабе (рис.1.2), где lg $К_{пр}$ ─ безразмерная величина, равная lg $К_{пр}$ = lg ($К_{пр}/К_0$). Здесь $К_0$ − значение проницаемости пласта, равное 1 х 10^{-15} м^2, а $К_{пр\ (x,y)}$ – проницаемость изучаемого образца.

Как видно из представленных материалов (миним. 15 х 10^{-15} м^2) и рисунка 1, распределение характеризует группу коллекторов и представлено трехмодальной кривой. По всей вероятности, по проницаемости можно выделить три группы коллекторов с модами в интервалах: lg $К_{пр}$ (1,2-1,5), lg $К_{пр}$ (1,8-2,1) и lg $К_{пр}$ (2,7-3,0). Среднее значение проницаемости варьирует от 248 х 10^{-15} м^2 в верхнем подъярусе абшерона до 384 х 10^{-15} м^2 в среднем подъярусе и в целом по абшерону составляет 327 х 10^{-15} м^2. Ошибка репрезентативности в целом по абшеронским отложениям составляет 45,7, а коэффициент вариации – 0,71.

Глинистость. Малочисленность выполненных анализов гранулометрического состава не позволила провести статистический анализ. Однако по имеющимся данным (таблица 1) всего было выполнено 10 анализов по среднему абшерону. Как видно из таблицы, среднее значение глинистости составляет 30,9% при вариации в пределах 3,3 – 45,7%.

Карбонатность пород абшеронского регионаруса представлена 26 анализами. Как видно из таблицы 1, среднее значение карбонатности невысокое и составляет 13,0%. Минимальное значение карбонатности составляет 6,9% (1 образец), а максимальное – 20,8%.

Была изучена основная взаимосвязь между пористостью и проницаемостью (рисунок 2), которая характеризуется как прямолинейная с коэффициентом вариации 0,74 и выражается уравнением

$$\lg К_{пр} = 0{,}14\ К_{п} - 1{,}36.$$

Как видно из рисунка, кондиционному значению проницаемости, равному 1 х 10^{-15} м^2, соответствует пористость, равная 10%.

Как оказалось, при установленных кондиционных значениях пористости и проницаемости, при незначительном содержании карбонатного цемента все имеющиеся анализы коллекторских свойств по отложениям абшеронского регионаруса относятся к коллекторам.

Как отмечалось выше, строение рассмотренных горизонтов довольно сложное и изменчивое по площади. Корреляция отдельных песчаных пластов вызывает затруднение, и на отдельных участках они могут содержать изолированные залежи со своими контурами нефтеносности. Наиболее сложным из них являются отложения среднего абшерона.

Проделанная оценка фильтрационно-емкостных свойств отложений абшеронского регионаруса подтверждается данными опробования и эксплуатации скважин. Так, по верхнему, среднему и нижнему абшерону было опробовано 34, 70, 8 скважин, из которых получены притоки нефти и газа в 15, 62 и 3 скважинах соответственно. Наиболее продуктивными оказались отложения среднего абшерона.

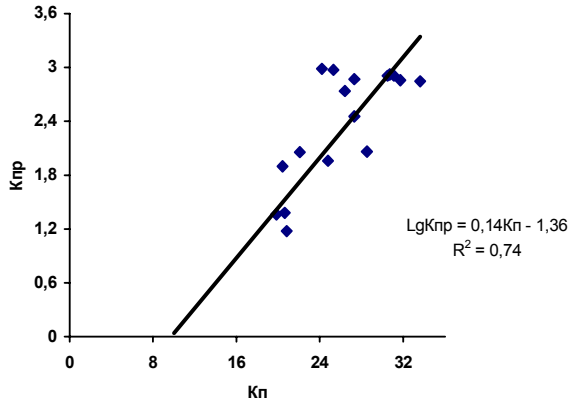


Рис. 2. График зависимости проницаемости от пористости по абшеронскому регионарусу

Таким образом, проделанная работа по оценке фильтрационно-емкостных свойств в сочетании с результатами опробования и эксплуатации скважин позволяет сделать вывод о целесообразности разворота работ по доразработке абшеронских отложений месторождения Кюровдаг.

ЛИТЕРАТУРА

АДЖАЛОВА, С.С. 1962. Коллекторские свойства пород верхне- и среднеплиоценовых отложений площадей Прикуринской низменности. Азернешр. Баку. 54.

ГАСАНОВ, Р.А., ПОЛАУДИН, Г.А. 1963. Некоторые вопросы нефтегазоносности I горизонта продуктивной толщи месторождения Кюровдаг. *АНХ*, 12, 1-4.

© М.Т.Абасов, Р.А.Мусаев, А.И.Асадов, Р.Г.Аллахвердиева, 2008

ИССЛЕДОВАНИЕ ВЛИЯНИЯ ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ НА АДСОРБЦИЮ И ДЕСОРБЦИЮ ВОДОРАСТВОРИМЫХ ПОВЕРХНОСТНО-АКТИВНЫХ ВЕЩЕСТВ

М.Т.Абасов, Р.А.Мусаев, А.И.Асадов, Р.Г.Аллахвердиева

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

В статье рассмотрено влияние электрического поля на динамическую адсорбцию и десорбцию неионогенного и ионогенного поверхностно-активных веществ. В качестве адсорбента использован чистый кварцевый песок. Экспериментально выявлено, что поле постоянного и переменного электрического тока по-разному влияет на величину предельной адсорбции и десорбции ПАВ в зависимости от их типа.

Одной из проблем нефтяной промышленности Азербайджана на протяжении многих лет является повышение извлечения нефти из пластов в условиях высокодисперсной системы с большой поверхностью границ раздела фаз и огромным скоплением капиллярных каналов, в которых движутся образующие мениски взаимно нерастворимые жидкости. Закономерности движения нефти и воды в пласте и их взаимное вытеснение в значительной мере определяются молекулярно-поверхностными явлениями, происходящими на поверхности контакта взаимодействующих фаз.

Адсорбционные явления в продуктивном пласте, начиная с межфазного натяжения на границе двух несмешивающихся жидкостей и кончая адсорбцией на поверхности зерен песка, представляют собой сложную совокупность физических, химических и физико-химических процессов. При этом свойства граничных слоев, проявляющих высокую механическую прочность, изменяются в широких пределах. Для интенсификации добычи нефти в этих условиях наиболее эффективны способы воздействия на призабойную зону скважин, применение вторичных и третичных методов воздействия на пласт.

Внедрение физико-химических методов воздействия на пласт и призабойную зону скважин связано с использованием химических продуктов, адсорбцией их молекул из раствора на поверхности зерен песка, представляющего собой пористую среду, их десорбируемостью в процессе разработки, что существенно влияет на эффективность проводимых мероприятий.

Исходя из изложенного, большой интерес представляет изучение влияния электрического поля на динамику адсорбции и десорбции химических продуктов.

В теоретическом аспекте влияние электрического поля на изменение проводимости среды и дебита добывающих скважин рассмотрено, например, в работах (Ростовский и др., 1989; Попов и др., 1990). Опытно-промышленное применение технологии электровоздействия на месторождениях “Казахойлэмба” показало, что ее эффективность зависит и от выбора объекта (Батырбаев и др., 2000). В работе (Абасов и др., 2006) было экспериментально установлено, что наличие внешнего электрического поля оказывает существенное влияние на значение водородного показателя (pH) и величину межфазного натяжения водных электролитов, что приводит к увеличению фильтрационной способности пористой среды и коэффициента вытеснения нефти водой.

Представляет интерес проведение исследований с поверхностно-активными веществами (ПАВ), отличающимися по ионообразованию. В качестве ПАВ использованы неионогенный алфенол, катионоактивный дмабах и анионоактивная сульфокислота. Их растворы приготавливались в дистиллированной воде.

В процессе воздействия на пласт растворами ПАВ межфазное натяжение (σ) определяет дисперсность нефти в растворе, условия прилипания к твердым частицам капель воды и нефти, а также целый ряд других явлений, оказывающих большое влияние на взаимовытеснение жидкостей.

Исследовано влияние электрического поля на межфазное натяжение растворов ПАВ на границе неполярного керосина. Керосин имел плотность 788 кг/м^3, межфазное натяжение на границе с дистиллированной водой составляло 47,3мН/м. Межфазное натяжение определялось сталогмометрическим методом измерения объема капель, выдавливаемых микрометрическим датчиком.

Как видно из данных, приведенных на рис. 1, при фиксированных значениях 50В и 100В течение постоянного тока через растворы алфенола и дмабаха практически не влияет на величину их межфазного натяжения на границе с керосином. Сопоставление кривых зависимостей σ =f(c) для растворов анионоактивной сульфокислоты показывает, что при наличии постоянного электрического поля изотерма межфазного натяжения относительно выше в случае электрических полей. При этом увеличение σ происходит более интенсивно при больших напряжениях тока. Причину увеличения σ можно объяснить ухудшением растворимости сульфокислоты в дистиллированной воде.

Выбор концентраций химических продуктов при исследованиях имеет исключительно большое значение и влияет на эффективность и экономичность проводимых мероприятий. Исходя из этого, концентрация ПАВ для проведения опытов по адсорбции определялась на основе критической концентрации мицеллообразования (Шинода и др., 1966).

Как видно из рис.2, кривая зависимости величины межфазного натяжения от концентрации алфенола при низких ее значениях имеет прямолинейный участок с постоянным наклоном. В соответствии с уравнением Гиббса адсорбция в области концентраций до точки перегиба ($ККМ_1$ – начало мицеллообразования) соответствует образованию мономолекулярного слоя. Выше $ККМ_1$ с повышением концентрации ПАВ его относительная активность увеличивается в меньшей степени, чем в случае молекулярного раствора. После достижения точки $ККМ_2$ (полный переход молекул в мицеллярное состояние) активность раствора ПАВ практически не изменяется с концентрацией. Поэтому при концентрациях, превышающих $ККМ_1$, метод измерения поверхностного натяжения для определения величины адсорбции ПАВ не дает точных результатов. В связи с этим для исследования влияния электрического поля на величину адсорбции ПАВ в динамических условиях использованы их водные растворы при концентрациях, не превышающих начальную критическую концентрацию (0,05%) мицеллообразования.

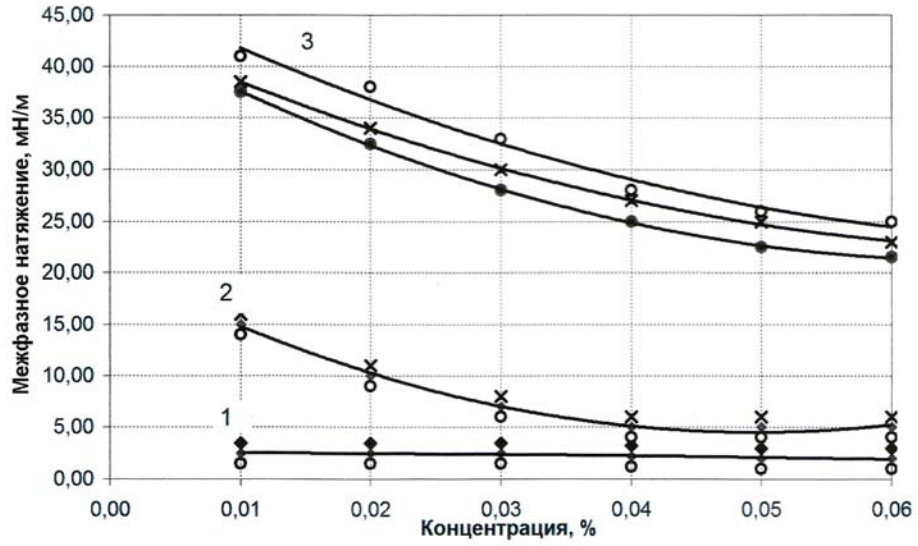


Рис. 1. Влияние постоянного электрического поля на межфазное натяжение растворов дмабаха (1), алфенола (2) и сульфокислоты (3) на границе с керосином.

… - в отсутствие тока;
xxx - напряжение тока 50 В;
ooo - напряжение тока 100 В

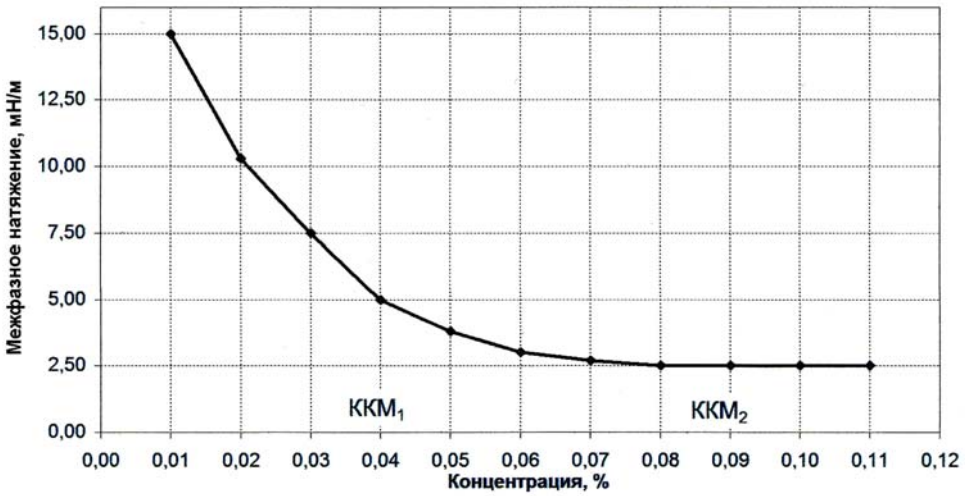


Рис. 2. Влияние концентрации алфенола на ККМ

Нами была разработана и собрана специальная экспериментальная установка, позволяющая в зависимости от характера исследований, создать постоянное или же переменное электрическое поле с учетом перепада давления. Корпус модели изготовлен из органического стекла длиной 0,1м и диаметром 0,025 м, с объемом пор 20 $см^3$. На ее входе и выходе были установлены круглые электропроводящие электроды из нержавеющей стали. Пористая среда была составлена из кварцевого песка. Песок был промыт пресной водой, подвергнут экстрагированию спиртобензольной смесью, а затем снова промыт дистиллированной водой. После этого песок доводился до постоянного веса сушкой при температуре 100-105^{0}С.

Насколько нам известно, влияние электрического поля на величину адсорбции ПАВ из растворов на твердых адсорбентах не изучено.

Отметим, что адсорбция является экзотермическим процессом; температурный фактор оказывает влияние не только на сам процесс адсорбции ПАВ, но также на растворимость адсорбтива (Мусаев и др., 1970). Если растворимость адсорбтива растет с повышением температуры, то оба фактора действуют в одном направлении, и адсорбция ПАВ уменьшается. Если же его растворимость уменьшается, то один фактор противостоит другому, и адсорбция ПАВ может уменьшаться или увеличиваться в зависимости от того, какой из факторов преобладает.

Адсорбированные молекулы ПАВ на поверхности твердого тела определяют особенности структуры граничного слоя, молекулярную и релаксационную подвижность нефти и воды в пласте (Мархасин, 1977).

В наших экспериментах изменение концентрации растворов ПАВ до и после адсорбции определялось по поверхностному натяжению. Метод определения концентрации исследованных ПАВ до и после адсорбции по данным измерений поверхностного натяжения, несмотря на то, что эти вещества не являются индивидуальными химическими соединениями, широко применяется в практике и дает относительно небольшие расхождения по сравнению с другими известными методами.

На рис. 3 показано влияние постоянного и переменного электрического поля на величину адсорбции не диссоциирующего на ионы поверхностно-активного вещества алфенола при фильтрации его 0,05%-ного водного раствора. С увеличением объема раствора, проходящего через модель пористой среды, адсорбция молекул алфенола на поверхности зерен песка увеличивается и достигает предельных значений. В начале опыта в пористой среде создается зона адсорбции, которая постепенно растет по длине модели; а вслед за этим образуется насыщенный, неадсорбированный объем раствора, глубина которого непрерывно увеличивается.

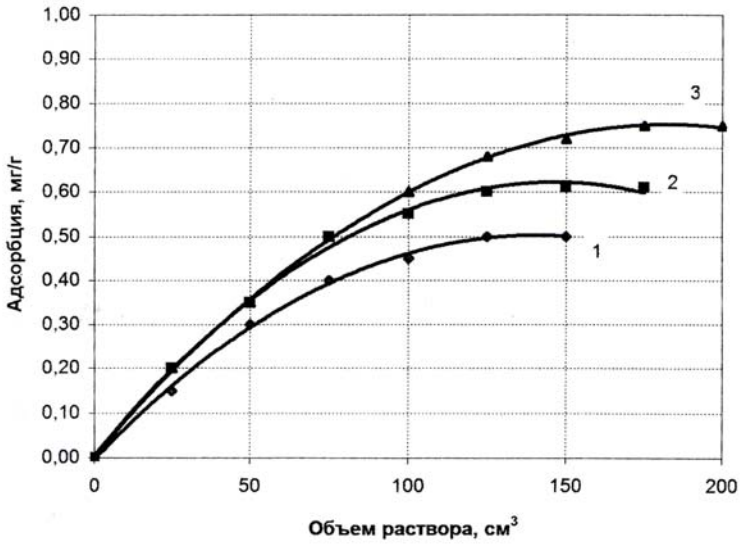


Рис. 3. Влияние постоянного (1) и переменного (3) электрического поля на величину предельной адсорбции алфенола (2) из раствора на кварцевом песке.

По мере фильтрации раствора фронт динамической адсорбции расширяется и ее предельное значение доходит до конца слоя адсорбента, т.е. фронт предельной адсорбции и фильтрации раствора выравнивается.

Как видно из приведенных кривых зависимостей, адсорбционная активность молекулы алфенола зависит от типа электрического тока. При наличии постоянного электрического поля величина предельной адсорбции молекул алфенола (16,4%) уменьшается. При воздействии же на модель пористой среды переменным током адсорбция (24,6%) увеличивается. При этом через адсорбент потребовалось профильтровать на 2,5 объема пор раствора больше, чем при отсутствии электрического поля.

На рис. 4 представлены изотермы адсорбции в случае фильтрации через кварцевый песок раствора катионоактивного дмабаха. Сопоставление этих изотерм показывает, что максимальная предельная адсорбция наблюдается при воздействии на модель постоянным электрическим полем. При закачке 5, 10, 15 и 20 объемов пор раствора его адсорбция составила соответственно 0,6; 1,1; 1,4; 1,6 мг/г породы. Очевидно, в сравнении с переменным током при воздействии на модель постоянного электрического поля улучшается и ускоряется сближение положительных зарядов молекул дмабаха с поверхностью кварцевого песка. В связи с этим при фильтрации раствора через модель величина предельной адсорбции дмабаха по сравнению с опытами, проведенными в условиях переменного тока, возрастает на 10,3%. В отсутствие электрического поля его адсорбируемость наименьшая (1,1 мг/г).

При проведении экспериментов с использованием 0,05%-ного раствора анионоактивной сульфокислоты максимальная предельная адсорбция на кварцевом песке наблюдалась при воздействии на модель полем переменного тока с напряжением 50В (рис.5). Эта величина на 9,3% больше по сравнению с действием постоянного тока.

Сопоставление кривых зависимостей (рис.3-5) величины адсорбции от объема профильтрованных растворов ПАВ через модель показывает, что при отсутствии электрического поля более высокая адсорбция на кварцевом песке (1,35 мг/г) наблюдается в опытах с растворами анионоактивной сульфокислоты. В случае катионоактивного дмабаха и неионогенного алфенола величины адсорбции соответственно составляют 1,1 и 0,63 мг/г.

Результаты полученных экспериментальных данных показывают, что динамика адсорбции из раствора ПАВ на поверхности адсорбента при прочих равных условиях существенно зависит от типа электрического поля.

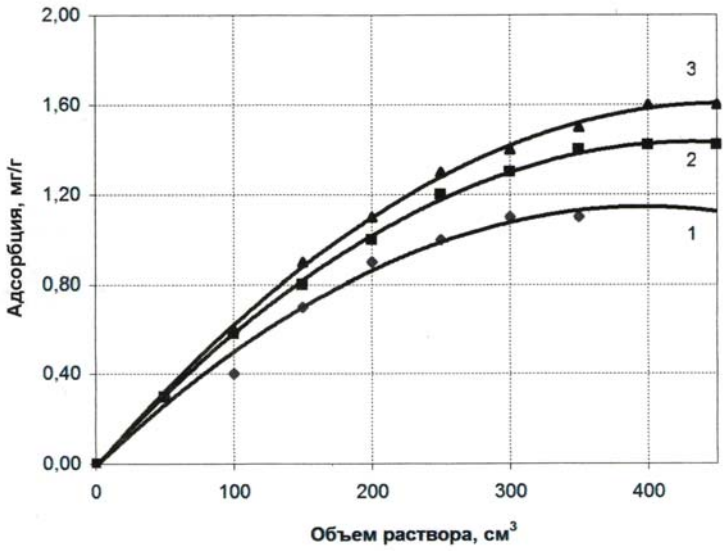


Рис. 4. Влияние переменного (2) и постоянного (3) электрического поля на величину предельной адсорбции дмабаха (1) из раствора на кварцевом песке.

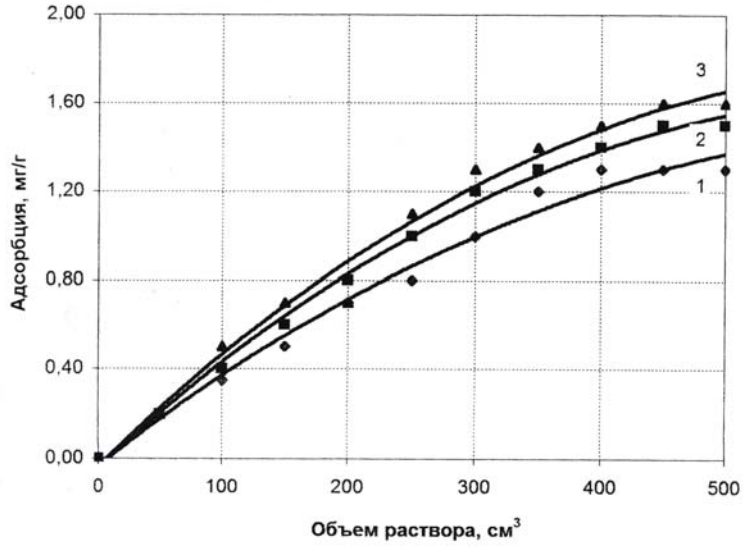


Рис. 5. Влияние переменного (3) и постоянного (2) электрического поля на величину предельной адсорбции сульфокислоты (1) из раствора на кварцевом песке.

Опыты по изучению влияния электрического поля на десорбцию ПАВ в динамических условиях проводились при перепаде давлений на модели 0,01 МПа.

Спустя сутки после достижения предельной адсорбции, через модель фильтровалась дистиллированная вода, при этом происходила десорбция ПАВ (см. таблицу). Анализ данных таблицы показывает, что десорбируемость молекулы неиногенного алфенола в условиях постоянного и переменного тока увеличивается соответственно на 9,5 и 12,8%. При этом стабилизированная величина десорбции достигается при фильтрации через модель 35 объемов пор воды.

Влияние электрического поля на десорбцию ПАВ

Десорбирующий ПАВ	Десорбция в разных условиях	Величины десорбции (мг/г) в зависимости от обьема профильтрованной ($V_{п\ ор}$) воды							Величины десорбции из адсорбированных ПАВ, %
		5	10	15	20	25	30	35	
Алфенол	в отсут. тока	0,12	0,22	0,28	0,31	0,31	0,32	0,32	36,5
	при пост. токе	0,12	0,18	0,21	0,23	0,23	0,23	0,23	46,0
	при перем. токе	0,19	0,27	0,34	0,36	0,36	0,37	0,37	49,3
Дмабах	в отсут. тока	0,17	0,28	0,35	0,39	0,39	0,39	0,39	35,4
	при пост. токе	0,19	0,30	0,38	0,53	0,53	0,57	0,57	35,6
	при перем. токе	0,12	0,23	0,35	0,48	0,48	0,55	0,55	37,0
Сульфокислота	в отсут. тока	0,65	0,1	0,13	0,16	0,16	0,17	0,17	13,0
	при пост. токе	0,4	0,76	0,87	0,95	0,95	0,98	0,98	65,3
	при перем. токе	0,38	0,73	0,81	0,90	0,90	0,92	0,92	56,1

Как показали исследования, во всех случаях адсорбированные молекулы катионоактивного дмабаха практически десорбируются примерно на 36,0%. Не исключено, что в процессе фильтрации раствора дмабаха происходит смешанная адсорбция. При хемосорбции его молекулы образуют поверхностное химическое соединение с адсорбентом, и связь осуществляется ковалентными силами. В отличие от хемосорбции при физической адсорбции молекулы дмабаха сохраняют свою индивидуальность и удерживаются на поверхности адсорбента Ван-дер-Ваальсовыми силами; при фильтрации же водой они десорбируются.

Несколько иной характер носит десорбируемость молекул анионоактивной сульфокислоты. В отсутствие электрических полей ее молекулы с поверхности кварцевого песка при фильтрации 35 объемов пор дистиллированной воды десорбируется лишь на 13,0%. При наличии постоянного и переменного тока указанная величина десорбции увеличивается соответственно в 5 и 4,3 раза.

Как видно из данных таблицы, при наличии электрических полей скорость десорбции высокая, но постепенно она уменьшается и наступает равновесие. Отметим, что длительность процесса десорбции связана с образованием на поверхности кварцевого песка полимолекулярного и даже мультимолекулярного слоя.

Выводы

Впервые экспериментально исследовано влияние поля постоянного и переменного электрического тока на динамическую адсорбцию и десорбцию различного класса водорастворимых поверхностно-активных веществ. При этом установлено, что:

- течение постоянного и переменного тока через растворы различного типа ПАВ практически не влияет на величину их межфазного натяжения на границе углеводородной жидкости;
- адсорбционная активность молекул неионогенного ПАВ при наличии постоянного электрического поля уменьшается, а при воздействии переменного – увеличивается;
- максимальная предельная динамическая адсорбция катионоактивного ПАВ на

поверхности адсорбента кварца наблюдается при воздействии постоянным электрическим полем, а ее наименьшая величина – в отсутствие электрического поля;

- в случае анионоактивного ПАВ поле переменного и постоянного тока способствует увеличению величины адсорбции;

- десорбируемость молекулы неионогенного и анионоактивного ПАВ в условиях постоянного и переменного тока увеличивается, а молекулы катионоактивного практически во всех случаях не претерпевают изменения.

ЛИТЕРАТУРА

АБАСОВ, М.Т., МУСАЕВ, Р.А. и др. 2006. Исследование влияния электрического поля на повышение эффективности извлечения нефти из сильноглинистых пластов., *Известия НАНА. Науки о Земле*, 2, 75-79.

БАТЫРБАЕВ, М.Д, БУЛАВИН, М.Д. и др. 2000. Результаты применения технологии электровоздействия на месторождениях “Казахойлэмба”. *Нефтяное хозяйство*, 10, 65-68.

МАРХАСИН, И.Л. 1977. Физико-химическая механика нефтяного пласта. Недра. Москва. 213.

МУСАЕВ, Р.А, ХАЛИЛОВ, Э.Г. и др. 1970. Влияние температуры на адсобрцию и десорбцию ПАВ и нефтеотдачу пластов. В: *Труды Всесоюзного совещания по использованию ПАВ и других химических реагентов в нефтедобывающей промышленности*. IV, Недра, Москва, 65-71.

ПОПОВ, Е.А., СЕЛЯКОВ, В.И. 1990. Изменение проводимости неоднородной среды при пропускании через нее электрического тока. *ДАН СССР*, 310, 1, 83-86.

РОСТОВСКИЙ, Н.С., СЕЛЯКОВ, В.И. 1989. Изменение дебита скважины при пропускании через нее электрического тока. *ФТПРПИ*, Москва , 5, 117-118.

ШИНОДА, К, НАКАГАВА, Т. и др. 1966. Коллоидные поверхностно-активные вещества. Мир. Москва. 203.

© Э.А.Юсифов, 2008

К ВОПРОСУ ОПРЕДЕЛЕНИЯ НОРМЫ ПОТЕРИ МЕТАНОЛА ПРИ ПРЕДУПРЕЖДЕНИИ ГИДРАТООБРАЗОВАНИЯ В ГАЗОКОНДЕНСАТНЫХ СКВАЖИНАХ

Э.А.Юсифов

Азербайджанский Архитектурно-Строительный Университет
AZ1073, ул. А.Султанова, 5

В статье исследовано влияние различных факторов, в том числе давления, температуры и состава газа, на удельный расход метанола. При этом показана необходимость учета количества потерь метанола, уносимого добываемым газом и конденсатом.

Известно, что метанол является самым распространенным ингибитором для предупреждения гидратообразования при добыче газа, а также при их промысловой подготовке, сборе и транспортировке.

Однако он имеет ряд недостатков. Например, происходят большие его потери из-за его уноса с добываемым газом и конденсатом, кроме того, метанол является экологически нечистым продуктом, опасным для здоровья человека и т.д.

Удельный расход метанола, т.е. расход метанола, приходящейся на 1000 м^3 добываемого газа, зависит от многих факторов, и в том числе от давления, температуры, от состава газа, начальной концентрации самого метанола и т.д.

Но среди перечисленных факторов особое место занимают потери метанола в результате уноса добавляемой конденсатной смесью.

Известно, что при определении удельного расхода метанола по существующей методике (Бухгалтер, Пустюльгой, 1979) потери метанола с газовой фазой определяются по формуле:

$$H_г = 0{,}001 \cdot \alpha \cdot C, \qquad (1)$$

где $H_г$ – потери метанола с газовой фазой, *кг /1000 м^3*;

С – концентрация метанола, *% масс.;*

α – коэффициент распределения метанола, т.е. отношение содержания насыщенного газа к его концентрации в обработанном растворе, *г/1000 м^3·% масс.*

Численные значения коэффициента распределения α в зависимости от величины давления и температуры в виде графиков, а также в виде соответствующих таблиц представлены в (Бухгалтер, Пустюльгой, 1979). Существуют и соответствующие номограммы (Бык, Фомина, 1970).

C определяется по формуле (Бухгалтер, Пустюльгой, 1979):

$$C = \frac{M\left(t_{гид} - t_г\right)}{M\left(t_{гид} - t_г\right) + 1295} \cdot 100\% \ , \qquad (2)$$

где *M* – молекулярная масса метанола (*M=32*);

$t_{гид}$ – температура гидрообразования при данном давлении газа, ^0C;

$t_г$ – минимальная температура газа на участке (установке) предупреждения гидрообразования; ^0C.

Однако отметим, что упомянутая выше методика не учитывает степени минерализации пластовых вод, выносимых из скважин, которые сами в определенной степени способны предупредить гидрообразование и тем самым понизить расход ингибитора.

С целью учета степени минерализации пластовой воды при предупреждении гидрообразования газов *C* можно определить по формуле, ранее предложенной нами:

$$C = \frac{M\left(t_{гид} - t_г\right) - 0{,}5\Delta T_з}{M\left(t_{гид} - t_г\right)0{,}5\Delta T_з + 1295} \cdot 100\% \qquad (3)$$

$\Delta T_з$ – понижение температуры замерзания смеси пластовой воды с концентрацией метанола.

Определим потери метанола в шлейфе с газовой фазой для чисто газовых месторождений при $P=60$ *кг/см*^{2} и $t=5\ ^oC$. Температура гидрообразования газа составляет $t_{гид}=12\ ^0C$, а понижение температуры замерзания воды $\Delta T_з = 5\ ^oC$.

Для решения задачи:

1. По формуле (3) определим C:

$$C = \frac{32\cdot(12-5)}{32\cdot(12-5)+1295}\cdot 100 = 14{,}75\ \%\ масс.$$

2. Из соответствующей таблицы для $P=60$ *кг/см*^{2} и $t_г=5\ ^0C$ находим $\alpha=15{,}7$ *г/1000 м*$^3\cdot\%$ *масс*.
3. По формуле (1) находим потери метанола с газовой фазой:

$$H_г = 0{,}001\cdot 15{,}7\cdot 14{,}75 = 0{,}23\ кг/1000 м^3.$$

Теперь при этих же исходных данных определим потери метанола с газовой фазой с учетом температуры замерзания воды $\Delta T_з = 5^0C$ в следующей последовательности:

1. По формуле (3) находим:

$$C = \frac{32[(12-5)-0{,}5\cdot 5]}{32[(12-5)-0{,}5\cdot 5]+1295}\cdot 100 = 100\ \%\ масс.$$

2. Определяем:

$$\alpha = 15{,}7\ г/1000\ м^3\cdot\%\ масс.$$

3. По формуле (1):

$$H_г = 0{,}001\cdot 15{,}7\cdot 10{,}0 = 0{,}16\ кг/1000 м^3$$

В таблице представлены результаты расчетов определения потери метанола (C) по формуле (3), при различных значениях $\Delta t_{гид} = t_{р.в} - t_г$ и $\Delta T_з$, которые могут быть использованы при решении различных задач.

Таким образом, неучет степени минерализации воды искусственно увеличивает удельные нормы потери метанола с газовой фазой в данном случае примерно на 30% *(0,07 кг/м*^{3} газа*)*.

Рассмотрим теперь потери метанола с жидким конденсатом, зная, что удельные нормы потери этого ингибитора с конденсатной фазой определяются с помощью формулы (Мусаев, 1979):

$$H_к = C_к\cdot 0{,}01\ G_к\ , \qquad (4)$$

где: $C_к$ – растворимость ингибитора в конденсате, *% масс.;*

$G_к$ – удельный выход сырого конденсата, *кг/1000м*^{3}.

Растворимость метанола в конденсате по обобщенным литературным данным в зависимости от C приведены (Бухгалтер, Пустюльгой, 1979) в таблице.

Для приведенного выше примера при условии, что $G_к=10$ *кг/1000 м*^{3}, как показывают расчеты, неучет степени минерализации пластовой воды приводит к потере метанола с конденсатом в количестве примерно:

$H_к = 0{,}05\cdot 0{,}01\cdot 10 = 0{,}005$ *кг/1000 м*^{3} газа.

Таким образом, учет степени минерализации пластовой воды, а также количества потери метанола в конденсате способствует увеличению удельной нормы расхода метанола на *0,075 кг/1000 м*^{3}, или же на *35 %.*

Растворимость метанола в конденсате в зависимости от С, % масс.

C	$G_к$	C	$G_к$
10	0,10	50	0,70
20	0,22	60	0,90
30	0,36	70	1,12
40	0,52	80	1,36
		90	1,62

ЛИТЕРАТУРА

БУХГАЛТЕР, Э.Б., ПУСТЮЛЬГОЙ, М.Л. 1979. Методика расчета норм расхода основных химреагентов при добыче и промысловой подготовке газа к дальнему транспорту (временная). ВНИИЭгазпром. Москва. 44.

БЫК, С.Ш., ФОМИНА, В.И. 1970. Газовые гидраты. Москва. 126.

МУСАЕВ, Р.М. 1979. Об эффекте ингибирования в процессе гидратообразования. В реф. сб.: *Разработка и эксплуатация газовых и газоконденсатных месторождений,* ВНИИЭгазпром, 9, 25 – 30.

Рецензент: член-корр. НАН Азербайджана З.Я.Аббасов

ГЕОГРАФИЯ

© Е.Н.Тагиева, 2008

ЭВОЛЮЦИЯ ПРИРОДНЫХ УСЛОВИЙ АЗЕРБАЙДЖАНА В КАЙНОЗОЕ

Е.Н.Тагиева

Институт географии НАН Азербайджана им. акад. Г.А.Алиева
AZ1143, Баку, просп. Г.Джавида, 31

В статье на основании обобщения палеоботанического, палеофаунистического и других материалов восстановлены природные условия территории Азербайджана на протяжении кайнозойской эры. Установлено, что влажные тропические леса палеогена (эоцен) в позднем олигоцене и раннем, среднем миоцене сменялись влажными лесами субтропического типа. В позднем плиоцене сформировался современный тип теплоумеренных лесов, которые в эпохи оледенений плейстоцена сократили ареал своего распространения и сохранились лишь в пределах Лянкяранской области. Реконструированные количественные показатели климата выявили климатические оптимумы для каждого периода кайнозоя Азербайджана: ранний олигоцен, ранний миоцен, ранний плиоцен. Из пяти теплых эпох плейстоцена оптимальные климатические условия имелись в период конца пойлинской и начала раннехазарской эпох (Миндель-Рисс), а в голоцене – в конце субатлантики – начале суббореала (4.5-5 тыс.л.н.).

Введение. Кайнозой, охватывающий последние 65 млн. лет, является важным этапом в истории развития Земли и ее природы. На эту эпоху приходятся последняя, альпийская, складчатость, активизация тектонической и вулканической деятельности на Кавказе, в результате чего здесь появились первые небольшие острова, выросли горные сооружения, усилилась общая контрастность рельефа, увеличилась площадь суши. В кайнозое оформляется современный тип горизонтальной и вертикальной ландшафтной зональности. Интерес, который проявляется в настоящее время к изучению и восстановлению природной обстановки кайнозоя обусловлен не только желанием познать эти события, но и решить главную проблему – проблему прогноза. Согласно существующим оценкам, в середине XXI века содержание углекислого газа в атмосфере удвоится, и это может привести к значительному повышению среднеглобальной температуры поверхности Земли. Степень и характер влияния этого глобального потепления на природную среду будут различными в различных регионах в зависимости от их географического положения и реально существующей в них обстановки. В одних регионах потепление может привести к созданию более благоприятных условий, в других – менее благоприятных. Для того чтобы заранее знать возможные в том или ином регионе изменения, нужно воссоздать картину природных условий, которые могут возникнуть в данном регионе в результате ожидаемого глобального потепления. Поэтому выявление в геологической истории Земли отрезка времени с аналогичными ожидаемым условиями климата и восстановление природной обстановки данного отрезка времени, как сценария природы будущего, являются одним из путей решения этой задачи.

Эоцен (53,5-36,5 млн.л.н.). Территория Азербайджана, как и всего Южного Кавказа, на ранних этапах кайнозоя имела островной характер с волнисто-холмистым низменным рельефом. Растительность была слабо дифференцирована и представлена влажными вечнозелеными лесами тропического типа и зарослями мангров по побережью. Анализ эоценовой флоры Азербайджана (Мамедов, Работина,1990) свидетельствует о том, что климат этого периода был влажный, приближенный к тропическому. В настоящее время регион Юго-Восточной Азии в пределах 20^0 –

30^0 с.ш. является районом совместного произрастания ископаемой флоры, здесь температуры самого холодного месяца января не опускаются ниже $+16^0$C, а среднегодовое количество осадков лежит в пределах 1000-2000 мм. Эти климатические показатели соответствуют климатическим условиям эоценового времени на территории Азербайджана, что подтверждают и современные ареалы ископаемых видов (*Ginkgo, Actinodaphne, Rizophora),* не выходящие за пределы тропических широт (Тагиева, 2006). Климатические показатели, восстановленные по растительности, коррелируются с палеотемпературными данными эоценового моря, определенными по Ca/Mg соотношению в раковинах морских моллюсков (24,5-28,7^0C) (Ясаманов, 1978), а распространение кораллов вокруг эоценовых островов также подтверждает эти показатели. Граница обитания кораллов не выходит в настоящее время за пределы среднегодовой изотермы $+20^0$C, то есть лежит в пределах тропических широт.

Олигоцен (36,5-24 млн. л.н.). В первой половине олигоцена крупные островные суши продолжают существовать в пределах Большого и Малого Кавказа и в восточной части Куринской впадины. В результате оживления восходящих тектонических движений площади их расширяются и на отдельных участках приобретают характер горного рельефа. В западной части центральной зоны Малого Кавказа и в южной части Талыша появляются новые островные поднятия. Все это приводит к постепенному сокращению размеров Закавказского пролива, соединяющего Черноморский и Каспийский бассейны. Связь между этими бассейнами осуществлялась посредством узких проливов между островами архипелага. Увеличение площади суши и изменение форм рельефа явились причиной появления новых родов и видов растений и соответственно новых растительных ассоциаций. Большинство видов (62%) ископаемой флоры принадлежит вечнозеленым формам. Единого географического региона, в котором произрастала бы в настоящее время вся флора раннего и среднего олигоцена, нет. Это объясняется тем, что в течение геологической истории многие из этих родов вымерли и сохранились лишь в отдельных изолированных областях. Более 40% от общего числа древесной флоры сосредоточено в тропических и субтропических широтах. Наибольшее количество родов в настоящее время приурочено к трем областям – Центральной Америке, Юго-Восточной Азии и островам Океании. Сравнив эти области с картами средних температур января, июля, с годовым количеством осадков на климатической карте «Физико-географический атлас мира» (1964), было выявлено, что эти территории лежат в области январских изотерм +15 и $+20^0$C и июльской – +25. Годовое количество осадков – в пределах 2000-2500 мм. Чтобы сравнить климатические условия различных регионов Азербайджана, были восстановлены методом климатограмм количественные показатели климата для тех территорий, где были найдены остатки ископаемой растительности (северо-восточные склоны Малого Кавказа, Нахчыванская АР, Лерикский район). Температурные показатели самого жаркого месяца – июля (24-28^0 C), самого холодного месяца – января (16-20^0 C) и среднегодовое количество осадков (1200-1600мм) оказались сходными для всех пунктов. Это свидетельствует о существовании единого влажно-субтропического климата, приближенного к тропическому, на всей территории Азербайджана в раннем и среднем олигоцене. Существование тропических форм морских беспозвоночных – нуммулитов, кораллов (Мамедов, Работина, 1990) в мелководном море Малого Кавказа также позволяет считать термический режим рассматриваемой области близким к тропическому. Среднегодовые температуры придонных вод олигоценового моря, определенные по раковинному веществу двухстворчатых моллюсков, составляли 17-18^0 C.

Во второй половине олигоцена продолжается процесс разрастания островных суш Малого, Большого Кавказа и Талыша, сопровождающийся одновременно сокращением и сужением размеров Закавказского пролива. В позднеолигоценовом морском бассейне наблюдается сокращение ареала кораллов и нуммулитов, которые широко были распространены в мелководном море Малого Кавказа. Сокращение их ареала могло быть связано с изменением термического и солевого режимов морского бассейна. Как отмечает А.В.Мамедов, именно в этот пери-

од появляются холодолюбивые и эвритермные виды моллюсков.

Состав флоры меняется, увеличивается количество панголарктических видов, появляются представители новых семейств и родов (*Betulaceae* - 4 рода, *Aceraceae, Tiliaceae, Ulmaceae)*, характерные для теплоумеренной и умеренной климатических зон и отсутствующие в составе флоры раннего олигоцена. Увеличивается разнообразие как листопадных широколиственных пород средиземноморской флоры (*Quercus, Platanus, Carpinus, Juglans)*, так и представителей вечнозеленых субтропических лесов (*Laurus, Podocarpus, Engelgardtia, Eucaliptus, Myrtaceae)*. Содержание тропических родов в составе флоры сокращается, но они продолжают играть важную роль. Четкой дифференциации растительности по высотным поясам еще не наблюдается, поэтому основным типом растительности являлись полидоминантные вечнозеленые леса с большим разнообразием хвойных пород. Характер флоры Азербайджана, преобладающей на островах в позднем олигоцене, изменяется от влажно-тропического типа к влажному субтропическому.

Климатические показатели верхнего олигоцена, определенные методом климатограмм, указывают, что понижение средних значений температур наблюдается лишь для самого холодного месяца (8-16^0 С), в среднем на 5^0 С, наряду с практически незначительными колебаниями среднеиюльских температур (22-27^0 С) и среднегодового количества осадков в пределах 1000-1500 мм (рис.1, А). Данные показатели соответствуют влажному субтропическому типу климата.

Резкое похолодание определялось и по океаническим осадкам на границе среднего и позднего олигоцена (30 – 31 млн.л.н). Оно проявилось в северных широтах сокращением площади с «субтропическим» типом климата, а на территории Кавказа, и Азербайджана в частности, − переходом климата от тропического к субтропическому. Северная граница последнего типа климата в позднем олигоцене находилась как раз на 45-40^0 северной широты (Борзенкова, 1992).Кроме этого, в это время происходит аридизация внутренних регионов территории Кавказа, но большая часть территории продолжает оставаться в зоне влажного субтропического климата с некоторыми изменениями в режиме температур и осадков. Таким образом, наиболее теплые климатические условия на территории Азербайджана в течение олигоцена наблюдались в период раннего и среднего олигоцена **(36-30 млн.л.н.)**

Миоцен (24 – 5,5 млн.л.н.). Процесс изменения состава флоры и приспособления ее к изменяющимся как климатическим, так и орографическим условиям начавшийся в позднем олигоцене продолжается в раннем и среднем миоцене. Это приводит к увеличению теплоумеренных видов. В растительности продолжают преобладать прибрежные заболоченные формации и влажные субтропические леса с участием лавровых, и расширяются площади горных теплоумеренных полулистопадных лесов. Для ранних этапов миоцена характерно появление новых растительных формаций с участием *Banksia, Acacia, Cassia, Liquidambar, Ephedra,* способных выдерживать длительные засушливые периоды и формировавших редкие леса и кустарниковые заросли. Таким образом, усиление тектонических процессов, начавшееся еще в олигоцене, способствует росту Кавказских гор и приводит к усилению дифференциации ландшафтов, континентализации и аридизации климата и формированию нового типа формаций – саванн. Во флоре господствуют представители «средиземноморского» типа, крупнолистные лавровые, миртовые, гинкго. Климатические условия стабилизируются, по сравнению с поздним олигоценом среднегодовые температуры возрастают до 18-20^0 С, количество осадков остается еще довольно высоким, не менее 1000 мм. С началом миоцена связывают **климатический оптимум миоцена (19,5-15,5 млн.л.н.)**, проявившийся в четырехкратном увеличении содержания углекислого газа и наиболее теплых и влажных условиях. Как нами установлено (рис.1), такие оптимальные условия существовали на территории Кавказа вплоть до второй половины позднего миоцена.

Поздний миоцен (13,5-5,5 млн. лет) подразделяется на сарматский, мэотический и понтический века. К началу миоцена на территории Кавказа существовали небольшие островные суши в районе Большого, Малого Кавказа и Талыша, которые имели равнинно-

возвышенный рельеф с относительно однообразными и слабо дифференцированными ландшафтами из-за незначительной площади территории и отсутствия значительных высот, которые не превышали 500-700 м. Аналогичная обстановка сохраняется и в начале позднего миоцена (ранний сармат), когда значительная часть территории Азербайджана и Кавказа в целом еще залита водой. Но современные районы гор Малого Кавказа и Талыша уже представляли собой полуострова, а Большой Кавказ продолжал существовать как большой остров, окруженный единым морским бассейном Черного и Каспийского морей.

Растительность в основном состояла из лесных формаций, среди которых большое место занимали влажные вечнозеленые лавровые, влажные низинные леса вдоль побережья, а также приречные леса на болотистых заливных почвах. В низкогорьях произрастали влажные теплоумеренные хвойно-широколиственные леса. Климатические условия, в которых существовали эти сообщества, были приближены к субтропическим, средние температуры июля составляли 20-28^{0}С, января – 10-14^{0}С, годовое количество осадков – 1000-1100 мм (Мамедов и др., 1999).

С конца среднего сармата и в **позднем сармате** активизируются процессы горообразования, происходит закрытие пролива, соединяющего Черноморский и Каспийский бассейны, значительно увеличивается площадь суши. Эти изменения отразились на климатических условиях территории Кавказа и на составе растительности. Именно в позднем сармате впервые в значительном количестве в спорово-пыльцевых спектрах отмечается пыльца травянистых растений (*Chenopodiaceae, Gramineae, Umbelliferae, Compositae, Rosaceae)*, а среди листовых отпечатков появляются типичные ксерофитные растения *(Pistacea, Celtis)*, произрастающие на открытых сухих участках. Увеличение площади суши привело к усилению континентализации климата во внутриостровных районах, т.е. к уменьшению количества осадков по сравнению с прибрежными районами, что и послужило началом формирования новых ландшафтов – редколесий саваннового типа. Подтверждением этому служит и гиппарионовая сарматская фауна, обнаруженная в отложениях этого возраста. Среднегодовые показатели температур снижаются по сравнению с ранним средним миоценом до 16-17^0 С, температуры июля составляют 25-28^{0}С, января – 8-9^{0}С, среднегодовое количество осадков – 1100-1600 мм. Несмотря на изменения климатических условий, общий тип климата позднесарматского века остается влажным субтропическим. Реконструированные по флоре количественные показатели климата совпадают с климатическими условиями, в которых обитала сарматская гиппарионовая фауна.

Анализ флористического состава **мэотической** флоры показал, что теплоумеренные и умеренные элементы из семейств *Salicaceae, Juglandaceae, Betulaceae, Fagacea.* становятся разнообразнее по сравнению с поздним сарматом и были представлены на фоне обширной группы субтропических и тропических вечнозеленых родов и видов. В это время продолжают существовать влажные вечнозеленые жестколистные леса с участием коричников, лавров, земляничного дерева, вечнозеленых дубов и других пород, влажные полулистопадные леса из теплоумеренных и умеренных пород – *Castanea, Zelkova, Quercus, Fagus, Platanus* и хвойные леса, имевшие распространение в горных областях. Широко были представлены низинные и приречные леса *(Carya, Pterocarya, Berchemia, Cryptomeria*) и др. Определенные методом климатограмм основные количественные показатели климата для января (10-12ºС) и для июля (24-26ºС) свидетельствуют о существовании еще влажного субтропического климата (Тагиева, 2005). Эти показатели совпадают с температурным режимом индикаторного монотипного рода *Cryptomeria*, произрастающего в настоящее время в Южном Китае и Японии во влажных субтропических лесах до высоты 400 м при средних значениях температур самого холодного месяца 5-15^{0}С, самого теплого месяца – 24-28^{0}С и среднегодовом количестве осадков 1200-1800 мм.

Расцвет всего разнообразия типов флоры, накапливаемых с сарматского века, достигает своего максимума именно в **понтическом веке**. Состав понтической флоры наряду с сохранившимися элементами раннемиоценовой субтропической растительности обогащается разнообразием теплоумеренных и уме-

ренных форм, обильно представлена группа голосеменных, увеличивается родовое разнообразие травянистых растений. Путем наложения климатограмм аналогов ископаемых растений, обнаруженных в Шамаха-Гобустанском районе, были определены количественные показатели климата понтического века, которые выявили два климатических центра, что подтверждает дифференциацию растительности по высотным поясам, они составили для июля – 26-27^0 С и 22-27^0 С , для января – 10-12^0 С и 2-6^0 С, среднегодовое количество осадков достигало 1200-1800 мм. Увеличение количества теплоумеренной и умеренной флоры в понтическом веке говорит о распределении этих типов растений по высотным поясам и о смене субтропического климата нижнего горного пояса умеренно-теплым с достаточно высоким количеством осадков, а в среднегорном поясе и выше в зоне хвойных лесов – влажным относительно холодным типом климата.

Реконструированная по флористическим и фаунистическим данным картина изменения климата хорошо согласуется с изменением температур морских бассейнов, полученных палеотемпературным методом (изучение Ca/Mg соотношения в раковинах морских беспозвоночных). Наиболее теплым (20-22^{0}С) был раннепонтический (между 7 и 6,4 млн.лет назад) бассейн. Судя по составу флоры, оптимум миоцена Западного Кавказа (Грузия) приходится на поздний миоцен, а именно: на первую половину понтического века; для Восточного Кавказа (Азербайджан), несмотря на довольно высокий термический режим, условия увлажнения уже менялись в сторону иссушения. И поэтому по имеющемуся палеоботаническому материалу наиболее благоприятные условия на территории Азербайджана в миоцене приходятся на первую половину сарматского века (12,5-11 млн. л.н.).

Плиоцен (5,4-5,3 млн. лет - 1,7-1,8 млн.). На основании эволюции эндемичной моллюсковой фауны в плиоцене выделяют два региояруса – ранний плиоцен (балаханский или век продуктивной толщи) и поздний плиоцен (акчагыльский). Трековым и палеомагнитным методами **балаханский региоярус** датируется интервалом **5,4-3,5 млн. лет**. В это время происходило усиление тектонической активности, абсолютные высоты гор достигали уже 2000 м. Равнины занимали значительную часть современного мелководья Каспийского моря. В Каспийском море отмечается глубокая регрессия, его уровень в начале плиоцена упал до отметки минус 500-600 м, и оно превратилось в небольшой озерный водоем, располагавшийся лишь в пределах современного Южного Каспия.

В раннем плиоцене (балаханский век) расширяется ареал сосновых лесов, в составе широколиственных лесов возрастает доля участия листопадных элементов, исчезают многие виды тепло- и влаголюбивых растений, проявляется более четкое различие в составе флоры Западного и Восточного Кавказа. Среди животных широкое распространение получают обитатели саванн. Территория Восточной части Кавказа, находившаяся под влиянием сухого континентального климата Иранского нагорья и Средней Азии испытывала усиление аридизации климата. Судя по спорово-пыльцевым спектрам Бакинского архипелага (Восточный Кавказ), на территории Азербайджана существовал умеренно теплый и аридный климат. Методом ареалограмм и климатограмм получены количественные показатели климата для января (4-6^0 С), июля (24-26^0 С) и среднегодовые (14-16^0 С), количество осадков – в пределах 1000 мм.

В конце раннего плиоцена происходит повышение уровня и расширение площади Каспийского моря, увеличивается влажность, повышаются зимние температуры. Палеоклиматические реконструкции для равнинных территорий Азербайджана второй половины раннего плиоцена показали для января 5-11^0 С, июля – 24-27^0 С, среднегодовые – 15-19^0 С, среднегодовое количество осадков составляло 1100 мм. Климатические показатели соответствуют влажному умеренно теплому типу. Сопоставление этих данных с современными показателями климата показывает, что температуры января превышали современные на 5-8^0 С, среднегодовые – на 4-5^0 С, а годовое количество осадков было больше современных почти в четыре раза. По характеру флоры и условиям, в которых она произрастала, вторая половина раннего плиоцена **(4,5-3,2 млн. лет) отвечает климатическому оптимуму** плиоцена Кавказа (рис.1, В).

Начало позднего плиоцена (**акчагыльский век, 3,5 - 1,7-1,8 млн.л.н.**) знаменует резкую грань в развитии природы Кавказа и прилегающих областей. Акчагыльская трансгрессия, затопившая большую часть депрессионных областей Азербайджана, повлекла за собой и изменения, произошедшие в растительном покрове, фауне и климате. Из состава растительности исчезают все тропические и многие субтропические элементы, широко представленные в раннем плиоцене. Сопоставление ареалов ископаемой флоры акчагыла с их современными аналогами говорит, что большинство из них (*Parriotia persica, Mahonia, Platanus)* сейчас имеют прерывистый (дизъюнктивный) ареал. В настоящее время нет единой области, где совместно бы произрастали все виды акчагыльской флоры, обнаруженной на территории Азербайджана. Наибольшее число видов (50-55%) произрастает на полуостровах Балканском и Малая Азия, в Северном Иране и Талыше. Взяв данные по достаточно густой сети метеостанций, находящихся на площади ареалов этих видов, были определены основные количественные показатели климата акчагыла для предгорной и низкогорной зон. Они составили для января – 6-7^0 С, июля – 24-25^0 С, среднегодовые – 14-15^0 С, осадки достигали 1000-1100 мм. При сравнении климатических данных балаханского и акчагыльского веков отмечается снижение январских температур, уменьшение количества осадков и появление сезонности в их распределении. Чередование в разрезах горизонтов с преобладанием бореальных и теплолюбивых комплексов фауны и флоры свидетельствует о частом колебании климата в позднем плиоцене в сторону или похолодания, или потепления. Реконструированные количественные показатели климата по палинологическим данным, фауне пресноводных моллюсков и позвоночных животных позволили установить в Азербайджане три эпохи похолодания и три эпохи потепления климата в рассматриваемом отрезке времени. Как видно из прилагаемой температурной кривой (рис.1, В), каждая последующая фаза потепления уступает по термическому режиму предшествующей, а максимум похолодания приходится на период 2,4-2,8 млн. лет назад, когда на Большом Кавказе появились первые горные ледники. Важно также отметить, что эта фаза похолодания совпадает в основном с эпохой наиболее интенсивного вулканизма на Кавказе. Картина изменения климата хорошо согласуется с температурным режимом Каспийского бассейна, полученным палеотемпературным методом (изучение Ca/Mg соотношения в раковинах морских беспозвоночных). Наиболее теплым (20- 22^{0}С) был позднебалаханский (между 4,5 и 3,2 млн.л.н.) бассейн, а наиболее холодным (8-10^0 С) – акчагыльский бассейн в интервале времени между 2,4 и 2,8 млн.лет назад. Таким образом, начиная со второй половины плиоцена, возрастает частота и увеличивается амплитуда термических колебаний.

Эоплейстоцен - абшеронский век (1,7млн.л.н. – 700 тыс.л.н.) фаунистически подразделяется на ранний, средний и верхний абшерон. В раннем и среднем абшероне геоморфологические условия горных и равнинных областей испытывали весьма слабые изменения. Горы постепенно увеличивали свои высоты, море постепенно покидало территорию Куринского прогиба. Береговая линия максимального распространения моря в абшеронском веке отступила по сравнению с акчагыльской трансгрессией с запада на восток примерно на 50-60 км. Восточно-Кавказский залив вдавался вдоль направления Куры на 600 км до окрестностей Тбилиси. На севере Абшеронский бассейн соединялся Манычским проливом-рекой с Азово-Черноморским бассейном. На востоке доходил до современного Аральского моря. В верхнем абшероне тектонические движения значительно усиливаются, абсолютные высоты гор на Б.Кавказе превышают 3000 м. Увеличение абсолютных высот гор на 500-1000 м усилило степень континентализации климата на равнинах и значительно увеличило площадь высокогорных ландшафтов. К концу абшеронского века море покидает значительную часть депрессионных областей (Велиев и др., 2002).

Флора абшеронского века по сравнению с предыдущим акчагыльским характеризуется уменьшением теплолюбивых, увеличением умеренных холодоустойчивых (*Rododendron luteum, Salix apoda, Betula)* и ксероморфных представителей (*Capparis spinosa, Punica granatum)*. Но в сравнении с современной флорой теплоумеренные виды имели еще ши-

рокий ареал распространения. Исследования спорово-пыльцевых спектров, а также данных по листовой флоре из разрезов абшеронских отложений позволили выделить 7 климатических фаз. Мы составили график изменения среднегодовых температур и среднегодового количества осадков на протяжении абшеронского и бакинского веков (рис.1 В). Этот график ясно показывает, что наряду с колебаниями температур и количества осадков, проявляется направленное понижение тех и других. Реконструированные количественные показатели для января составили 1-6^0 С, для июля – 19-23^{0}С, осадки достигали 1100 мм.

Во флоре среднего абшерона отмечается увеличение наряду с ксерофильными летнезелеными видами (*Amigdalus communis, Robinia regelli)* и представителей вечнозеленой средиземноморской флоры (*Arbutus cledans, Quercus lemplenensis)* и восточноазиатских видов (*Citrophillum apscheronicum*, *Mahonia fortunei)*. Большая часть аналогов среднеабшеронской флоры (43%) произрастает в настоящее время в Западном Средиземноморье. Реконструированные количественные показатели климата свидетельствуют о потеплении климата в среднем на 2-3^0 С и уменьшении среднегодового количества осадков на 200-300мм. Средние температуры января составляли 5-6^0 С, июльские – 21-23^0 С, годовые – 13-14^0 С, среднегодовое количество осадков достигало 900 мм. Повышение температур во второй половине абшерона вскоре вновь сменяется снижением их, достигает в верхнем абшероне наименьших за весь абшеронский век значений.

Плейстоцен. Во второй половине позднего абшерона наступает перелом и новое повышение температур, которое продолжалось все **тюркянское** время и начало **бакинского** века (Велиев, Тагиева, 1999). На протяжении **раннего плейстоцена** (**бакинский век**) по спорово-пыльцевым спектрам пещерной стоянки Азых было выделено 4 климатические фазы: две теплые – начало раннего и среднего баку и две холодные – вторая половина раннего и граница между средним и поздним баку (рис.1, С). Средние показатели температур самого холодного месяца в периоды потеплений составляли 4-6^0 С, а самого теплого месяца – 20-23^0 С, среднегодовое количество осадков было не ниже 1000 мм. Холодная фаза второй половины раннего баку характеризуется январскими температурами (-2)-(-4)^0 С, июльскими – 18-20^0 С. После очередного потепления температура и количество выпадаемых осадков резко уменьшили свои значения и в позднем Баку достигли наименьших за исследуемый период значений: среднеянварские температуры составляли (-4)-(-6)^0 С, среднеиюльские – 16-18^0 С. В самом конце бакинского времени началось новое увеличение и температур, и количества выпадаемых осадков, и они достигли значений, которые имели в начале бакинского века.

Начало **среднего плейстоцена** характеризуют слои (пойлинские), лежащие между бакинскими и хазарскими отложениями. Они хорошо представлены в разрезе Мишовдаг (Мамедов и др., 1998), содержат пресноводную фауну, но, к сожалению, не охарактеризованы палинологически. Одновозрастные им отложения выявляются в разрезе отложений пещеры Азых, где спорово-пыльцевая зона «с» характеризует слои, находящиеся между ранним и средним плейстоценом. Эта зона характеризуется преобладанием пыльцы трав (в основном пыльцы полыней и маревых), группа древесных представлена пыльцой *Quercus, Carpinus, Alnus*, а также *Pterocarysa, Juglans, Zelkova*. Спектры свидетельствуют об установлении теплого и влажного климата. Количественные показатели климата превосходили современные на 1,5^o, а осадки – на 600 мм в год (Мамедов и др., 1992).

Флора среднего плейстоцена (ранний хазар) характеризуется распространением теплоумеренной и субтропической флоры Лянкяранского типа далеко за пределы ее современного ареала, на Северо-Восточные склоны Большого (гор. Сиазань) и Малого Кавказа (разрез Пирили Газахского района). Методом ареалограмм нами были реконструированы основные палеоклиматические показатели. Они показывают, что в районе города Сиазань температуры тогда были близки к современным, среднеянварские температуры составляли 2-5^0 С, среднеиюльские – 22-25^0 С, количество осадков достигало 600-800 мм, что в 2 раза выше современных. Последнее можно объяснить и влиянием вод Каспийского моря, которое простиралось вглубь территории Азербайджана, а территории гор.Сиазань и разреза Пи-

рили располагались в прибрежной полосе и одновременно у высоких хребтов. Поэтому высокая влажность, позволявшая здесь произрастать гирканским лесам, была вызвана близостью морской акватории к высоким горам, аналогично тому, что мы ныне наблюдаем у Лянкяранского побережья Каспийского моря.

Климатические условия второй половины раннего хазара были выявлены по палинологическим данным стоянки Азых. Здесь раннему хазару соответствуют палинозоны f и g. Обе зоны бедны по флористическому составу, в обеих господствует *Betula, Ostrya.* Это обстоятельство и ряд других указывают на значительное понижение нижней границы субальпийского пояса (на 1100-1300 м ниже современного), а значит и на сильное похолодание, когда температуры были на 1-2^{o} ниже современных. В то же время условия увлажнения были выше современных (рис.1,С).

Климат **позднего плейстоцена** (начало раннего хвалына) восстанавливался по палинологически исследованным разрезам Шабранчай, Алинджачай и стоянки Таглар. Сравнение реконструированных температур с современными показывает, что в раннем хвалыне как на Большом, так и на Малом Кавказе среднеиюльские температуры были ниже современных на 1-2^{o}С, а среднегодовые – на 1-4^{o}С. Только в отношении среднеянварских температур наблюдается большая разница. Если по стоянке Таглар раннехвалынская температура января была близка к современной, то по разрезу Алинджачай эта температуры была ниже современной на 2^{o}С, а по Шабранчаю – даже на 6^{o}С. Суровые (по сравнению с разрезом Алинджачай и стоянкой Таглар) зимы по разрезу Шабранчай объясняются тем, что данный район был открыт северным холодным воздушным массам, в то время как более южные районы были прикрыты от них Главным Кавказским хребтом. Количество осадков в раннем хвалыне также различается. В холодный период по разрезам Шабранчай и Алинджачай отмечается современное количество осадков, а в теплый период по стоянке Таглар – 700 мм, что больше, чем сейчас.

Вторая половина раннего хвалына совпадает с раннехвалынской трансгрессией Каспийского моря (Валдайское потепление). Реконструкция количественных показателей климата проводилась как методом климатограмм по спорово-пыльцевым спектрам разрезов Алибейли и бывшего Буйволоводческого совхоза (палинозоны I, III), так и на основании смещения границы лесного пояса, которая находилась в относительно «теплый» период формирования этих зон на 500 м ниже современной. Климат был более холодным, чем сейчас. Реконструированные количественные показатели климата были ниже современных: января – на 1^{o}С, июля – на 2-3^{o}С, года – на 1-2^{o}С, а годовая сумма осадков была немного выше современной.

Палинозона II разрезов Алибейли и бывшего Буйволоведческого совхоза свидетельствует о наибольшем за весь период позднего плейстоцена снижении границы растительных поясов, более чем на 1500 м ниже современного. На уровне 600 м проходил пояс березового редколесья, что говорит о суровых и сухих климатических условиях. Реконструкция климатических условий показала, что температуры были ниже современных: январские – на 5^{o}, июльские – на 10-11^{o}С, годовые – на 7-8^{o}С, а годовое количество осадков на 200 м меньше, чем сейчас.

В итоге изложенного, в истории климата Азербайджана в плейстоцене выделяется 10 фаз – пять относительно холодных, соответствующих раннебакинскому, позднебакинскому, середине раннего и концу позднего хазара, и началу раннего хвалына этапам, и пять теплых, приходящихся на конец тюркянского, начало среднебакинского периодов, начало и конец раннего хазара, конец раннего хвалына. Оптимальными за весь период плейстоцена были климатические условия конца пойлинской и начала раннехазарской эпох (Миндель-Рисс), а наиболее холодными соответственно – условия конца позднебакинской эпохи (Миндель).

Голоцен. Переход от **раннего к позднему хвалыну** характеризуется прежде всего изменением соотношения границ суши и моря. В результате крупной позднехвалынской трансгрессии Каспийского моря (15-8 тыс. л. н.), проходившей по нулевой изотерме, большая часть Кура-Аразской низменности была покрыта морем. Анализ спорово-пыльцевых спектров **новокаспийских** отложений Ганых-Айричайской долины позволил скоррелировать их между собой (Мамедов и др., 1998) и

через корреляцию с датированными разрезами Иорской низменности определить их абсолютный возраст. Реконструкция климатических показателей голоцена производилась по разрезу Мюджикафтаран с использованием метода смещения границ высотных поясов.

Древний голоцен, **пребореал** (12-10 тыс. л. н.) представлен на спорово-пыльцевых спектрах разрезов Кишчай и Агричай. Этот период наиболее приближен в климатическом отношении к современному и по климатическим показателям и близок к бореальному периоду голоцена.

Отложения разреза Мюджикафтаран согласно корреляции формировались в период от 10-8 тыс. лет назад до 4-2 тыс. лет назад. **Бореальный** период (10-8 тыс. л.н.) – первая спорово-пыльцевая зона разреза Мюджикафтаран и других разрезов Ганых-Айричайской долины, характеризуется преобладанием (55%) пыльцы древесных (*Quercus, Carpinus, Fagus)*. Распространение бука в предгорном и низкогорном поясах в конце бореала и начале атлантики свидетельствует о влажных и умеренно теплых климатических условиях. Температуры января составляли –1,0°С, июля – +22,7°С, года – 10,5°С, что на 1°С ниже современных по всем показателям. Годовое количество осадков превышало нынешние на 300 мм (рис.1, D).

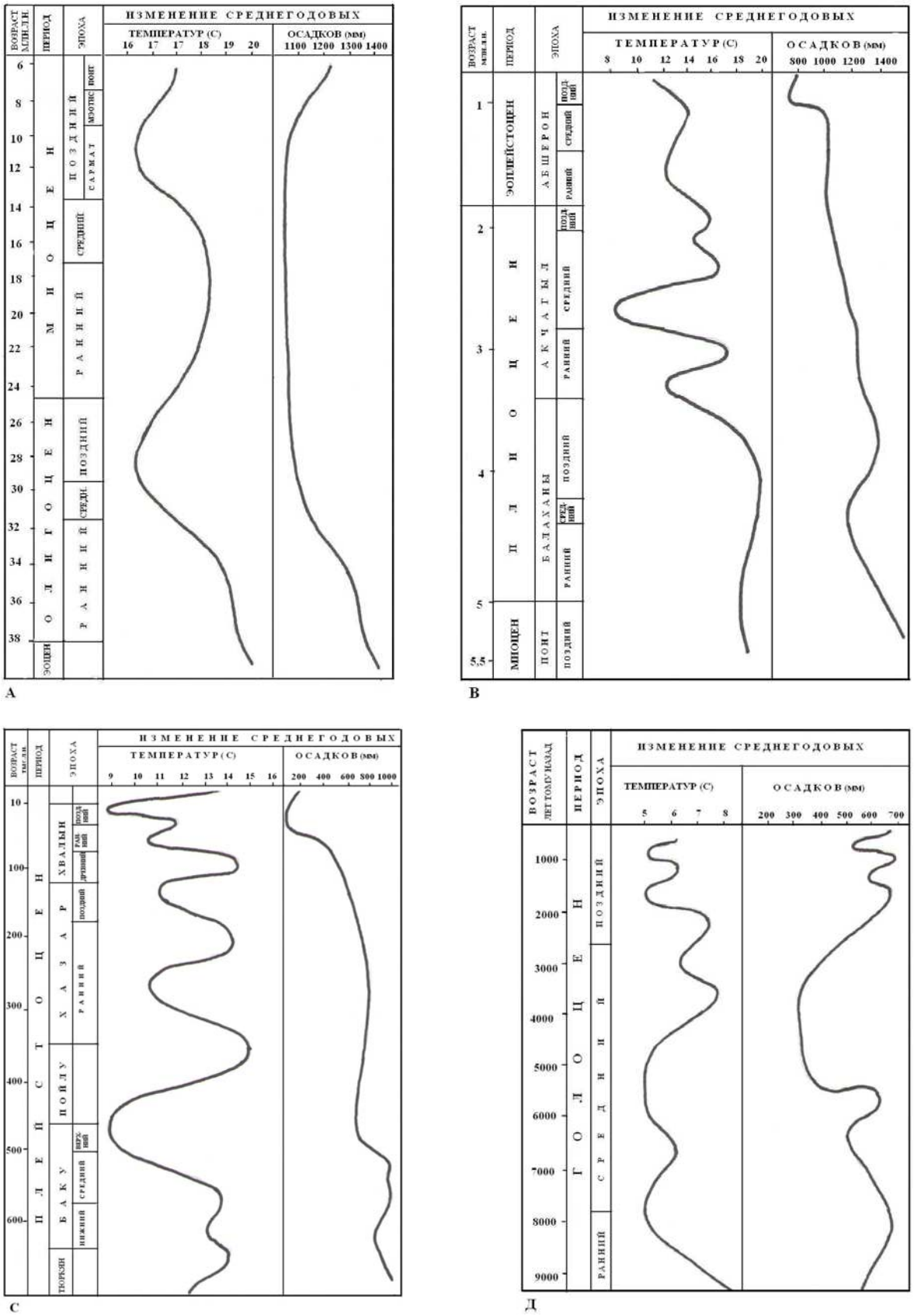
Первая половина **атлантического** периода (8-6 тыс. л.н.) – палинозона II, характеризуется уменьшением содержания пыльцы теплоумеренных древесных пород до 33% (*Quercusç Fagus ,Acer)* и увеличением содержания пыльцы *Alnus, Betula, Juniperus*. Происходит похолодание и иссушение климата и соответственно снижение высотных поясов на примерно 300-400 м. Средние температуры января понизились до 1,5°С, июля – до 20°С, года – до 9,1°С, среднегодовое количество осадков понизилось до 500 мм.

Для первой половины атлантического периода в нашем распоряжении имеется датированный разрез из поселения Чалагантепе (предгорья Малого Кавказа), подтверждающий сделанные климатические реконструкции для аналогичного пояса Большого Кавказа. В разрезе на глубине 2,4 м сделана радиоуглеродная датировка, соответствующая 6,580+60 л.н. (ТБ-318). Спектры этой зоны свидетельствуют о холодных климатических условиях, реконструированные основные климатические показатели составляли для января –1,5°С, июля – 18,9°С, года – 8,6°С, среднегодовое количество осадков – 485 мм. Конец атлантического периода (6-5 тыс. л.н.), характеризуется потеплением климата, в спектрах (палинозона III) опять увеличивается содержание пыльцы широколиственных пород, пыльца березы и ольхи выпадает из состава спектра. Климат был теплее современного в среднем на 0,5°С по всем показателям, осадки близки к современным – 650 мм.

Первая половина **суббореального** периода (5-4 тыс. л.н.) – палинозона IV, сходна с палинозоной II, содержание пыльцы древесных снова уменьшается в холодных и сухих климатических условиях. Во второй половине суббореального периода (4-2 тыс. л. н.) – палинозона V, содержание пыльцы древесных достигает своих максимальных значений (58-60%). Пыльца каштана, присутствующая в этой зоне практически во всех разрезах, свидетельствует о потеплении климата. Температуры января были выше современных на 1,5°С, июля – на 1°С, годовое количество осадков немногим (на 50 мм) превышало современные.

В первой половине **субатлантического** периода (2-1 тыс. л. н.) уменьшается содержание пыльца дуба, бука, граба с одновременным увеличением содержания пыльцы березы, ольхи и можжевельника, что свидетельствует о похолодании климата, но уже не таком сильном, как в начале атлантики и суббореале. Затем в результате опять таки колебательного характера климата происходит снижение температур, и они приобретают современные значения в период примерно 1 тыс. л. н. (рис.1, D).

Анализ имеющихся спорово-пыльцевых спектров показал, что в истории развития растительного покрова в голоцене выделяется шесть периодов, соответствующих шести климатическим периодам (рис.1). Для территории Азербайджана климатический оптимум голоцена наблюдался после атлантического периода (последние 5 тыс.л.н.) а именно: в конце суббореала – начале субатлантики, когда повышение температур достигло максимальных значений за весь период голоцена (температуры января – –1,5º С, июля – 25º С, годовые – 13º С, годовое количество осадков – 490 мм).



Графики изменения среднегодовых значений температур и осадков в кайнозое

Выводы. Анализ изменения температур и осадков на территории Азербайджана в кайнозое позволил выявить на фоне общего неоднократного колебания температур и осадков уменьшение количества осадков и нарастание аридизации и континентализации климата, что повлекло за собой и изменение типа растительного покрова от тропического к теплоумеренному современному.

Влажно-тропические климатические условия эоцена с растительностью влажных тропических лесов во второй половине олигоцена сменялись влажно-субтропическими. Этот тип климата был характерен для территории Азербайджана на протяжении раннего и среднего миоцена, в течение которого наибольшего распространения достигли влажные субтропические леса.

В позднем миоцене начался процесс аридизации климата, проявившийся в континентализации внутренних регионов Азербайджана и приведший к появлению нового типа ландшафтов – саванн.

В плиоцене аридизация климата усиливается, и субтропический тип климата сменяется умеренно-теплым климатом, в условиях которого формируется высотная поясность гор и появляются ландшафты степей и полупустынь на равнинах. В позднем плиоцене – эоплейстоцене (абшеронский век) устанавливается современный тип теплоумеренных лесов, которые в эпохи оледенений плейстоцена сократили ареал своего распространения и сейчас сохраняются лишь в пределах Лянкяранской области.

Реконструированные количественные показатели климата выявили климатические оптимумы для каждого периода кайнозоя Азербайджана: ранний олигоцен, ранний миоцен, ранний плиоцен. Из пяти теплых эпох плейстоцена оптимальные климатические условия имелись в период конца пойлинской и начала раннехазарской эпох (Миндель-Рисс), а в голоцене – в конце субатлантики – начале суббореала (4.5-5 тыс.л.н.).

ЛИТЕРАТУРА

БОРЗЕНКОВА, И.И. 1992. Изменение климата в кайнозое. Гидрометеоиздат. Санкт-Петербург. 247.

ВЕЛИЕВ, С.С., ТАГИЕВА, Е.Н. 1999. Этапы развития растительности Восточного Азербайджана в тюркянское и бакинское время. Тезисы докл. IX Всероссийской конференции палинологов: *Актуальные проблемы палинологии на рубеже третьего тысячелетия*. Москва. 357-358.

ВЕЛИЕВ, С.С., ТАГИЕВА, Е.Н., АТАКИШИЕВ, Р.М., АЛЕКПЕРОВА, Х.А. 2002. Палеоботаническая обстановка побережья Каспийского моря в апшеронском веке. *Вестник Бакинского Университета. Серия естественных наук*, 1, 216-224.

МАМЕДОВ, А.В, АЛЕСКЕРОВ, Б.Д., ВЕЛИЕВ, С.С., ТАГИЕВА, Е.Н. 1998. Корреляция голоценовых отложений Азербайджана по данным спорово-пыльцевого анализа. *Доклады АН Азербайджана*, 54, 1, 65-69.

МАМЕДОВ, А.В., МУСЕИБОВ, М.А., АЛЕСКЕРОВ, Б.Д., ТАГИЕВА, Е.Н. 1992. Основные этапы развития растительности Азербайджана в среднем плейстоцене. *Вестник Бакинского Университета. Серия естественных наук*, 1, 133-139.

МАМЕДОВ, А.В., РАБОТИНА, Е.Н. 1990. Ландшафтно-климатические условия эоцена и олигоцена Азербайджана. *Известия АН СССР. Серия наук о Земле*, 5, 79-87.

МАМЕДОВ, А.В., ТАГИЕВА, Е.Н., АЛЕКПЕРОВА, Х.А. 1998. Реконструкция климатических условий Азербайджана в раннем, среднем плейстоцене (по разрезу Мишовдаг). *Известия АН Азербайджана. Науки о Земле*, 3, 3-8.

МАМЕДОВ, А.В., ТАГИЕВА, Е.Н., ГОДЖАЕВА, Р.А. 1999. Растительность территории Закавказья в сарматском веке. *Известия АН Азербайджана. Науки о Земле*, 3, 56-65.

ТАГИЕВА, Е.Н. 2005. Ландшафты и растительность Закавказья в позднем миоцене. *Известия НАН Азербайджана. Науки о Земле*, 1, 92-100.

ТАГИЕВА, Е.Н. 2006. Некоторые аспекты эволюции растительности Кавказа в палеоцене и эоцене. *Известия НАН Азербайджана. Науки о Земле*, 3, 114-118.

ЯСАМАНОВ, Н.А. 1978. Ландшафтно-климатические условия юры, мела и палеогена Юга СССР. Наука. Москва.

Рецензент: д.г.н. Э.К.Ализаде

© С.И.Султанлы, 2008

ЭКОТУРИСТИЧЕСКИЙ ПОТЕНЦИАЛ ОСОБО ОХРАНЯЕМЫХ ПРИРОДНЫХ ТЕРРИТОРИЙ АЗЕРБАЙДЖАНА

С.И.Султанлы

Азербайджанский Государственный Экономический Университет
AZ1001, Баку, ул. Истиглалийят, 6

Статья посвящена вопросам развития экологического туризма в заповедниках и государственных национальных парках, как особо охраняемых природных территориях (ООПТ). Проанализированы современные ресурсы, специфика, проблемы развития заповедников и национальных парков страны. Даны рекомендации для успешного развития экологического туризма и более полного использования экотуристического потенциала ООПТ. Подчеркнуто, что сохранение отдельных природных комплексов в Азербайджане в качестве эталонных природных ландшафтов имеет большое научное и практическое значение.

Актуальность проблемы. Несмотря на развитие туризма в Азербайджане, многие тенденции мирового туризма остаются незамеченными в нашей стране. Это в значительной степени относится и к такому направлению, как экологический туризм, получившему большое признание за рубежом несколько десятилетий назад.

В Азербайджане 8 национальных парков, 11 заповедников, 19 заказников (см. таблицу). В целом, территория особо охраняемых зон составляет 594 939, 1 га, что составляет 7 % общей территории. В будущем планируется довести эту цифру до 9 %. К сожалению, под оккупацией находятся два заповедника – Басутчай и Гарагельский.

Экотуризм при научной организации способен принести существенный доход в государственный бюджет, а при условии успешного развития он может сыграть свою роль и в разрешении современных социально-экологических проблем.

Основными объектами экотуризма в Азербайджане, в первую очередь, являются заповедники, заказники, национальные и природные парки. Сохранение отдельных природных комплексов в Азербайджане в качестве эталонных природных ландшафтов имеет большое научное и практическое значение.

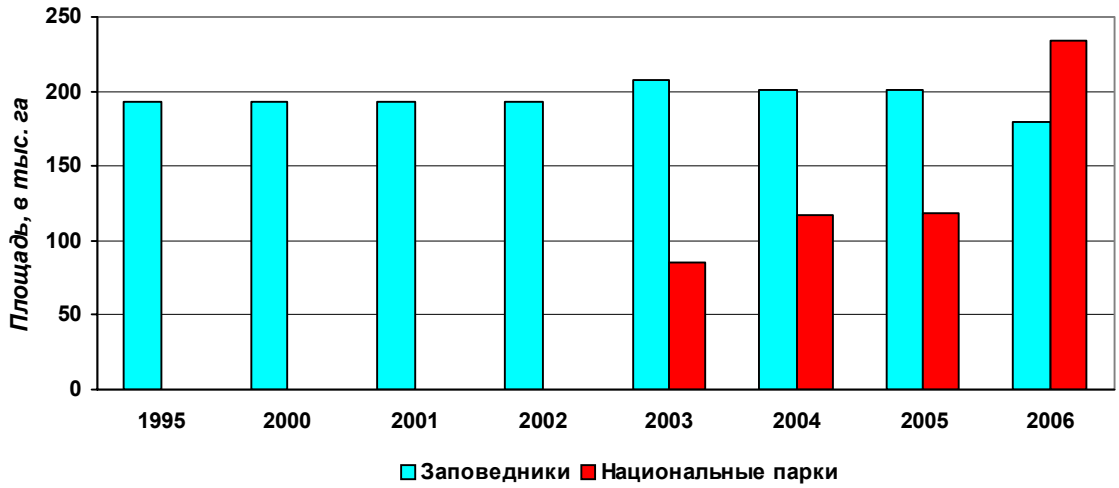
Результаты исследований. В последнее время все большее внимание национальных парков и ряда заповедников страны обращено на развитие экотуризма, что является свидетельством хороших перспектив данного направления.

Первые заповедники Азербайджана – Гейгельский, Загатальский и Гызылагачский организованы в 1925-1930 годах; затем в 1936 году был организован Гирканский, а в 1958 году – Турианчайский заповедники (Алиев, 1987). В 1959 году было организовано еще 8 заповедников общей площадью 46.8 тыс.га (Гобустанский, Пиргулинский, Ширванский, Гараязский, Аггельский, Исмаиллинский и Илисуинский). Итак, на Большом Кавказе было создано 7 (общей площадью 58.28 тыс.га), на Малом Кавказе – 3 (7.09 тыс.га), в Лянкяранских горах – 1(2.9 тыс.га), в Кура-Аразской и Лянкяранской низменностях – 4 (123.4 тыс.га) государственных заповедников (см. рисунок).

В заповедники Азербайджана входят не только территории суши, но и водные пространства, особое внимание уделяется охране залива Каспийского моря – (Гызылагачский), равнинных озер (Аггельский и Ширванский), горных озер (Гейгельский, Гарагельский), рек (Гараязский, Гейгельский, Загатальский, Пиргулинский, Исмаиллинский, Гирканский, Басутчайский и Турианчайский). На территории некоторых заповедников (Гызылагачский, Аггельский, Ширванский, Гараязский) охраняются также водно-болотные ландшафты.

Заповедники и национальные парки Азербайджана (Azərbaycanın statistik…,2007)

	1995	2000	2001	2002	2003	2004	2005	2006
Число заповедников	14	14	14	14	14	13	13	11
Площадь заповедников, тыс.га	192,2	192,2	192,2	192,2	206,9	200,9	200,9	179,9
Число национальных парков	0	1	1	1	4	6	7	8
Площадь национальных парков, тыс.га	0	0,07	0,07	0,07	84,5	117	117,8	233,6



Динамика изменения площадей особо охраняемых природных территорий по годам

В Гирканском, Гейгельском, Загатальском, Пиргулинском, Исмаиллинском, Илисуинским, Гараязском, Басутчайском и Турианчайском заповедниках, помимо проведения комплексных мероприятий по охране природы, особое внимание уделяется охране различных редких и ценных видов растений (железное дерево, лянкяранская акация, кавказская хурма, самшит, дзелькова, тис, сосна (крючковатая, эльдарская), кевовое дерево, можжевельник, бук, дуб (каштановый, восточный, иберийский), рододендрон и др.

В Ширванском, Гирканском, Гейгельском, Загатальском, Исмаиллинском, Пиргулинском, Илисуинском и других заповедниках охраняются млекопитающие (джейран, косуля, кавказский олень, пятнистый олень, безаровый козел, восточно-кавказский тур, бурый медведь, кабан, заяц и др.), в Гызылагачском, Аггельском, Ширванском, Загатальском, Гараязском, Пиргулинском и других заповедниках – пернатые (куропатка, фазан, турач, султанка, лысуха, стрепет, фламинго, дрофа, разные утки, гуси, цапли, лебеди и др.), а также и рыбы (дрень, кутум, лещ, шамайка, белуга, сом, сазан, форель и др.). Гобустанский Национальный парк входит в состав Международного туристического маршрута. Также создается биосферный заповедник на базе Загатальского заповедника.

В настоящее время рассматривается возможность создания единой заповедной зоны на приграничных с Россией (заповедник расположен на территории Дагестана) и Грузией (расширение Лагодехского заповедника) территориях. Международные организации предлагают Азербайджану, Грузии и России расширить территории своих заповедников до границы с каждой из этих стран и таким образом создать единую заповедную зону. В Азербайджане для этой цели предлагается расширить территорию Загатальского заповедника. Если каждая из трех стран расширит территорию своих заповедников на 50 тыс. га, территория заповедной зоны составит свыше 500 тысяч гек-

таров, что создаст комфортные условия для флоры и фауны этой зоны.

В Гобустане планируется создать первый в Азербайджане заповедник грязевых вулканов. В Азербайджане насчитывается более 300 грязевых вулканов, из которых 23 получили статус природного памятника.

Государственные природные заповедники являются природоохранными, научно-исследовательскими и эколого-просветительскими учреждениями, имеющими целью сохранение и изучение естественного хода природных процессов и явлений, генетического фонда растительного и животного миров, отдельных видов и сообществ растений и животных, типичных и уникальных экологических систем.

Территории (акватории) национальных парков включают в себя природные комплексы и объекты, имеющие особую экологическую, историческую и эстетическую ценность, и предназначены для использования в природоохранных, просветительских, научных и культурных целях, а также в регулируемом туризме.

Особо охраняемые природные территории (ООПТ) относятся к объектам общенационального достояния и представляют собой участки земли, водной поверхности и воздушного пространства над ними, где располагаются природные комплексы и объекты, имеющие особое природоохранное, научное, культурное, эстетическое, рекреационное и оздоровительное значение (Соболев, 1999). Эти территории полностью или частично изъяты из хозяйственного использования, и для них установлен режим особой охраны. Рекреационные возможности ООПТ могут использоваться только, как дополнительные и подчиненные ее природоохранным функциям. Развитие здесь туристской инфраструктуры может происходить только при приоритетном учете природоохранных ограничений, и уровень удовлетворения потребностей туристов должен определяться именно этими ограничениями.

Экологический туризм (в особенности в форме биосферного туризма) является самым экологически безопасным видом природопользования (Эйтингон, 2001). В его рамках познание может идти в русле либо образовательного процесса, либо простого ознакомления. Ознакомление может происходить в пассивной (стационарное нахождение в природной среде), активной (связанной с переходами туриста от одного интересующего природного объекта к другому) и спортивной (преодоление естественных препятствий при прохождении маршрутов) формах.

Таким образом, особо охраняемые природные территории являются наиболее важным звеном в развитии экологического туризма, так как имеют целый ряд преимуществ:

– располагаются в наиболее живописных, привлекательных, интересных с познавательной точки зрения местах;

– обладают сложившейся системой обслуживания туристских групп, отработанной системой туристских маршрутов, опытом организации просветительской работы;

– располагают определенной инфраструктурой и подготовленным персоналом;

– формируют отношение местного населения к конкретному природному резервату и существующим на его территории экологическим ограничениям на хозяйственную деятельность.

Существует два неофициальных направления развития и функционирования национальных парков – парки широкомасштабного туризма и парки дикой природы. В этом плане в Азербайджане выделяются следующие 5 направлений использования особо охраняемых природных территорий:

1) Природные заповедники (государственные заповедники);

2) Санаторно-курортные зоны (долгосрочное лечение и отдых);

3) Рекреационные зоны (краткосрочная прогулка и отдых);

4) Туристические маршруты;

5) Заказники.

Основными характерными видами туристских услуг и товаров для национальных парков могут являться: разработанные, обустроенные и контролируемые парком постоянные маршруты; образовательные и консультационные услуги самых разных типов; организация спортивного, приключенческого, зеленого сельского, лечебного и реабилитационного туризма; специальные экологические и эколого-культурные туры; экскур-

сионные услуги, в том числе экскурсии по окрестностям парка; проведение специальных мероприятий и акций (ярмарок, аукционов, фестивалей, конкурсов, выставок и т. п.); контролируемая заготовка туристами «даров природы»; продажа экологически чистых местных продуктов питания; экотехнологичные услуги размещения и транспортные услуги; прокат туристского снаряжения; изготовление и продажа сувениров, в том числе и почтовых марок; продажа торговых знаков с экологической символикой парка; рекламные услуги; изготовление и продажа специальной аудио-, видео-, фото- и кинопродукции.

В сохранении редких, ценных видов растений, лесных пород, диких зверей и пернатых, рыб, эталонных ландшафтов особое место отводится государственным природным и биосферным заповедным территориям и государственным национальным паркам. Необходимо учесть, что в Азербайджане функционируют, как особый вид ООПТ, 8 государственных национальных парков: Абшеронский, Ордубадский, Гирканский, Ширванский, Алтыагачский, Агтельский, Приморский и Гобустанский. Следовательно, наибольшим потенциалом для развития экологического туризма обладают именно они, основной задачей которых, наряду с охраной экосистем, является экологическое просвещение отдыхающих. Особо следует отметить, что такие известные национальные природные парки, как Йеллоустонский и Большой каньон в США, Сагарматха (Эверест) в Непале, парк мира «Хуаньшань» в Китае и целый ряд национальных парков в других государствах, являются объектами всемирного природного наследия, что делает их еще более привлекательными для туристов. Идеальным местом для нашего Национального природного парка может стать район, охватывающий высокогорья четырехтысячников Шахдага и Тфана (Туфан). Здесь формируется Шахдагский национальный парк площадью в 113 тысяч гектаров. В этот парк войдут Исмаиллинский и Пиргулинский заповедники, а также территории 65 сел. В этих местах отдыхающих привлекла бы экзотика края – величественные горы, перевалы сложных категорий, ледниковые озера, нетронутые леса, бурные реки, разные виды диких животных – туры, серны, косули, бурые медведи.

Экологический туризм может развиваться на ООПТ всех видов, однако режим заповедников, как наиболее строгий, накладывает максимальные ограничения на организацию экологического туризма. Специфика заповедников как резерватов, созданных для решения ряда научно-исследовательских задач, дает возможность использовать их для научного экологического туризма. Однако для его развития требуется выделение специальных зон, строгое соблюдение принятой природоохранной системы и четкое нормирование числа посетителей.

Ресурсами экологического туризма являются и объекты материальной и духовной культуры, неразрывно связанные с окружающей природной средой. Например, каменные сооружения древней столицы Кавказской Албании (г. Габаля), крепости «Гюлистан», «Гялярсян-Герарсан», башня «Чырах-Гала» и т.д.

Включение в программы экологических туров посещение историко-культурных памятников является в настоящее время мировой тенденцией. На территориях заказников рекреационная деятельность также должна регламентироваться требованиями охраны природных комплексов. С эколого-туристской деятельностью неразрывно связана и работа в области музейного дела, ориентированная исключительно на посетителей заповедников.

Основными проблемами, затрудняющими развитие экологического туризма в ООПТ Азербайджана, по мнению экспертов, являются:

– отсутствие единых методов определения рекреационных нагрузок и мониторинга, а также четкого правового обеспечения рекреации в государственных природных заповедниках;

– отсутствие или низкая комфортность инфраструктуры: условия проживания, транспортные средства, организованные туристские маршруты, оборудованные экотропы, наблюдательные вышки и пр.;

– отсутствие подробной информации о районах проведения туров и эколого-позна-

вательных программ, а также специализированной информации, такой как списки видов растений и животных с комментариями, перечни редких и исчезающих видов и др.

– отсутствие маршрутов и программ, разработанных для разных категорий туристов, туристского продукта, соответствующего стандартам международного туристского рынка;

– отсутствие у персонала ООПТ опыта и знаний, необходимых для успешной организации туризма, особенно в области маркетинга, познавательных программ для разных категорий посетителей, ценообразования, обеспечения адекватного качества услуг;

– отсутствие достаточного разнообразия платных услуг, продукции и единых цивилизованных стандартов формирования цен на услуги, предоставляемые туристам;

– отсутствие качественных рекламно-информационных материалов и возможности выхода на международный рынок экотуризма;

– отсутствие механизмов, при которых часть финансовых поступлений от экотуризма направлялась бы на нужды региона, а также недооценка необходимости участия местного населения в развитии экотуризма.

Для успешного развития экологического туризма и наиболее полного использования экотуристского потенциала ООПТ необходимы следующие действия:

Во-первых, поток туристов в заповедники и национальные парки должен ограничиваться и тщательно регулироваться. Это подразумевает выбор оптимальных категорий посетителей (для многих заповедников наиболее перспективным представляется развитие научного туризма). Вместо массовых видов туризма для заповедников представляется более приемлемой организация длительных, специализированных (соответственно и более дорогих) туров для небольшого количества групп.

Во-вторых, для развития экотуризма должны, прежде всего, использоваться охранные зоны заповедников. Большая часть экотуристских маршрутов может пролегать на сопредельных с заповедниками территориях и включать главные местные природные достопримечательности. В этом случае заповедники могут получать доход, выступая в качестве организаторов экотуристских программ на местах, обеспечивая посетителей гидами, проводниками и научными консультантами из числа своих сотрудников и местных жителей, организуя экскурсионное и транспортное обеспечение, продажу сувениров и т. д.

В-третьих, в случае, если создание экотуристских маршрутов непосредственно на территории заповедника возможно, поскольку не противоречит целям его создания и связано с выполнением заповедником поставленных перед ним задач в области экологического просвещения населения, необходимо так спланировать маршруты на охраняемой территории, их обустройство и режим использования, чтобы обеспечить сохранность природных комплексов и контроль за их состоянием (Steck, 1999).

В-четвертых, развитие экотуризма не требует строительства новых гостиниц на охраняемой территории. Размещение экотуристов следует организовывать не на охраняемых территориях, а в окружающих их населенных пунктах. Все эти мероприятия к тому же позволят свести к минимуму негативное воздействие экотуризма на охраняемые территории.

Прибыль от развития экотуризма можно будет направить не только на поддержание научной и природоохранной деятельности охраняемых природных территорий, но и на социально-экономические нужды местного населения (Поздеев, 2000). Важный социальный эффект развития экотуризма будет и в том, что все большее число людей, в том числе и тех, кто может оказать существенную поддержку и повлиять на общественное мнение, смогут посетить ранее недоступные для них территории.

Заключение. С учетом проанализированного, можно утверждать, что развитие экологического туризма в Азербайджане поможет сделать следующее:

1) сохранить природную красоту уникальных территорий;

2) снизить прессинг на природную среду в целом;

3) повысить грамотность населения и других природопользователей в части эксплуатации природной среды;

4) создать и систематически пополнять базы данных о состоянии природной среды, экологических нарушениях;

5) получать прибыль, которую можно направлять на поддержание научной и природоохранной деятельности охраняемых природных территорий, а также на социально-экономические нужды регионов.

ЛИТЕРАТУРА

AZƏRBAYCANIN STATISTIK GÖSTƏRICILƏRI. 2007. Bakı. 728.

АЛИЕВ, Г.А. 1987. Природно-ресурсный потенциал Большого Кавказа (в пределах Азербайджанской части). Элм. Баку.

ПОЗДЕЕВ, В.Б. 2000. Экологический туризм в контексте регионального развития. В материалах междунар. науч.-практ. конф.: *Проблемы и перспективы развития туризма в странах с переходной экономикой*. Смоленск, 139.

СОБОЛЕВ, Н.А. 1999. Концепция ООПТ. Москва. 48.

ЭЙТИНГОН, А.И. 2001. Экологический туризм: Курс лекций. Москва. 12.

STECK, B. 1999. Sustainable tourism as a development option. Practical guide for local planners, developers and decision makers. Washington D.S. 41.

Рецензент: к.г.н. Н.Г.Эйюбов