ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА

© И.С.Гулиев, Р.И.Рустамов, А.А.Фейзуллаев, 2006

АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ И ПЕРСПЕКТИВЫ ПОИСКОВ НЕФТИ И ГАЗА В ЮЖНОМ КАСПИИ

И.С.Гулиев[1], Р.И.Рустамов[2], А.А.Фейзуллаев[1]

1 - Институт геологии НАН Азербайджана
AZ 1143, Баку, просп. Г.Джавида, 29A

2 - АзГосНИПИнефтегаз
AZ 1039, Баку, ул. Ага-Нейматуллы, 39

В статье дан анализ результатов поисково-разведочных работ на контрактных площадях Южного Каспия. Установлено, что успешность поиска по числу выявленных продуктивных ловушек составляет около 25%, а по числу продуктивных скважин - около 35%. Несмотря на относительно невысокую эффективность поисково-разведочных работ, утверждается наличие большого УВ потенциала в Южном Каспии. Некоторые негативные результаты поисков нефти в ЮКБ в последние годы связываются в основном со стратегическими и технологическими (методологическими) просчетами. Для снижения экономического риска и необоснованных затрат рекомендуется тщательная ревизия всех ранее полученных специалистами широкого профиля данных и проведение дополнительных более детальных и более целенаправленных комплексных исследований.

Введение

Южный Каспий в 90-е годы привлек внимание западных компаний высокой эффективностью поисково-разведочных работ, в особенности проводимых в Абшероно-Прибалханской зоне, а также большими потенциальными ресурсами ПТ, которые вначале оценивались в 20-30 млрд.т в нефтяном эквиваленте, а некоторыми геологами и в 50 млрд.т. Столь внушительные ресурсы, высокая эффективность разведочных работ и возможность открытия гигантских и крупных месторождений дали толчок для подписания на море 15 соглашений типа «раздела продукции», включая «контракт века». Этими соглашениями были охвачены 26 структур, расположенных в различных частях азербайджанского сектора Каспия (см. рис.).

Стратегия освоения ресурсов Южного Каспия западными компаниями базировалась в основном на: 1) вовлечении в разведку в первую очередь структур с ресурсами нефти более 50 млн.т; 2) результатах геолого-геофизических исследований акватории, которыми она была охвачена неравномерно, к тому же, при недостаточном использовании новых методов сейсморазведки; 3) выявлении значительного количества нефтяных и нефтегазоконденсатных месторождений в мелководной части Каспия и представлениях о том, что геологические условия их формирования в пространстве существенно не меняются; иначе говоря, что перспективы нефтегазоносности различных частей бассейна примерно сопоставимы; 5) представлении о том, что в глубоководных участках моря структуры должны быть заполнены углеводородами (УВ) до замка ловушки и т.д.

Однако поисково-разведочные работы в Южно-Каспийском бассейне (ЮКБ), выполненные в последние годы различными нефтяными компаниями мира, опровергли многие существующие представления. Несмотря на то, что было открыто гигантское газоконденсатное месторождения Шах-Дениз и обнаружены небольшие залежи углеводородов на структурах Гарабаг и Ашрафи, оказалось безуспешным бурение поисковых скважин на структурах Талыш-Дениз, Кюрдаши, Араз-Дениз, Огуз, Абшерон, Нахчыван и Зафар-Машал. В связи с этим последовательно закрыли свои офисы в Азербайджане операционные компании Пензойл, Аджип, Тоталь-Фина-Эльф, Винтерсхелл, Шеврон-Тексако.



Схема размещения контрактных структур

Исходя из технологии поисково-разведочных работ, можно выделить 4 основные возможные причины недостаточной их эффективности в ЮКБ в целом:

1. Неверный прогноз наличия промышленных скоплений и фазового состояния углеводородов (УВ) в поисковом объекте;

2. Ошибочность оценок ожидаемых запасов УВ;

3. Неправильный выбор места заложения первых поисковых скважин;

4. Неправильный выбор технических и технологических параметров бурения и опробования скважин, их несоответствие конкретным геологическим условиям.

В соответствии с указанными выше причинами в данной статье сделана попытка проанализировать результаты поисково-разведочных работ для каждого конкретного случая.

Следует отметить, что конфиденциальность геолого-геофизических материалов по всем контрактным площадям затрудняет выполнение этого анализа достаточно детально. Поэтому в данном сообщении приведены лишь обобщенные соображения относительно этих результатов, базирующиеся в основном на опубликованных данных, выступлениях ответственных сотрудников компаний на международных конференциях и собственных научных исследованиях. Ранее отдельные аспекты такого анализа рассмотрены в работах (Гулиев, 2005; Feyzullayev, Guliyev, 2002 и др.).

Анализ результатов

Первые поисковые скважины были пробурены в 1997 и 1998 гг. на трех контрактных структурах (Гарабаг, Ашрафи и Дан Улдузу), расположенных в северо-восточной части Абшеронского архипелага. На первых двух структурах были выявлены промышленные скопления УВ, а третья структура, Дан Улдузу, оказалась непродуктивной.

В скв.2 на структуре Гарабах из ПК свиты продуктивной толщи (ПТ) был получен газ с дебитом 846 тыс.м^3/сут и конденсат – 24,6 м^3/сут, а из НКП свиты ПТ – 700 тыс.м^3/сут газа и 83 м^3/сут конденсата. В скв.3 из НКП свиты был получен фонтан нефти с дебитом около 300 т/сут (Халилов и др., 2000).

На структуре Ашрафи в первой поисковой скважине из ПК свиты был получен промышленный приток газа с дебитом 640 тыс.м^3/сут и 70 м^3/сут конденсата, а из НКП свиты – 556 т/сут конденсата и 27 тыс.м^3/сут газа (Халилов и др., 2000).

Выполненные оценки запасов жидких УВ, выявленных в 1997-1998 гг. на структурах Гарабаг и Ашрафи, при существовавших в то время очень низких ценах на нефть (10-12 дол/бар) не обеспечивали высокую рентабельность их освоения. Однако резкий рост (почти в 5-6 раз) цен на нефть в последние годы позволяет в нынешних условиях предположить рентабельность освоения этих месторождений.

Что касается перспектив структуры Дан Улдузу, то по данным только двух скважин (причем одна из них заложена на СЗ крыле структуры далеко от свода), в которых к тому же не были проведены опробовательные работы, трудно делать серьезные и однозначные выводы. Анализ каротажных диаграмм показывает на наличие здесь потенциально продуктивных объектов (Халилов и др., 2000), и поэтому здесь должны быть продолжены детальные исследования.

Поисковые работы проводились также на Бакинском архипелаге и прилегающих к нему участках.

В блоке Кюрдаши на структуре Араздениз пробуренная первая поисковая скважина АД-IX оказалась непродуктивной и была ликвидирована по геологическим причинам.

Поисковая скважина, пробуренная в прилегающем районе на площади Лянкярандениз, также оказалась непродуктивной. Ритмичность осадконакопления, характерная для Абшеронского нефтегазоносного района, на этих площадях не выдерживается, и разрезы пробуренных скважин выражены в основном в глинистой литофации. Итоги поисков подтвердили ранее существовавшее мнение большинства азербайджанских геологов о низких перспективах плиоценовых отложений этого района, и в связи с этим дальнейшие работы здесь были прекращены.

Дальнейшие поиски были перемещены в район Абшероно-Прибалханской зоны, на площадь Огуз. Эта зона, как известно, является одним из высокоперспективных районов, поэтому данная контрактная площадь оценивалась как потенциально нефтегазосодержащая (Багирзаде и др., 1988). После детальных сейсморазведочных работ здесь была пробурена разведочная скважина, вскрывшая все перспективные объекты, но они оказались слабо нефтегазонасыщенными. Вероятнее всего, это связано с поздним временем образования этой структурной ловушки, и поэтому основная масса УВ мигрировала и была аккумулирована в близлежащей приподнятой структуре Нефт Дашлары.

После площади Огуз поиски были продолжены на высокоперспективной структуре Шах-дениз, которая еще в 1967 г. была подготовлена сейсморазведкой. Поднятие является продолжением известной антиклинальной зоны Фатмаи – Зых – Гум-дениз – Бахар. В 1974 г. АзНИПИнефтью был составлен проект разведки и дана оценка запасов газа и конденсата площади Шах-дениз. На структуре согласно этому проекту было начато глубокое поисковое бурение 3-х скважин. Две из них (4 и 5), достигнув глубин соответственно 2172 и 906 м, были ликвидированы по техническим причинам, а скв.6 была пробурена до глубины 5500 м, вскрыв VII горизонт балаханской свиты.

Из-за отсутствия финансовых и материально-технических средств дальнейшее бурение на структуре не было продолжено. После подписания контрактного соглашения здесь были проведены детальные сейсморазведочные работы (2Д и 3Д) и в 1998 г. начато бурение первой поисковой скважины SDX-1, заложенной на СВ крыле складки вблизи ликвидированной скв.4. Скважина SDX-1 при забое 6316 м вскрыла перспективные объекты: VIII, X горизонты балаханской свиты и свиту перерыва (СП). При освоении интервала 6225-6289м (СП) было получено 1,5 млн.м^3 газа и около 400 т/сут конденсата, VIII и X горизонты балаханской свиты не были опробованы по техническим причинам. По предварительным подсчетам VIII и X горизонты содержат не менее 700 млн.м^3 газа и 70 млн.т конденсата (Халилов, 2000).

Заложенная вблизи свода структуры вторая скважина SDX-2 при забое 5892 м вскрыла всю СП. При испытании интервала 5730-5815 м было получено 1,8 млн. м^3/сут газа и 400 т конденсата (Мирзоев, 2000). Третья скважина SDX-3 была заложена на далекой северной периклинали складки, что представляло значительный геологический риск. Надо полагать, что при выборе местоположения этой скважины наряду с дальнейшей разведкой залежи намечалось определить наличие нефтяной оторочки. Однако, учитывая, что от месторождения Гум-дениз к Бахар ширина нефтяной оторочки резко уменьшается, на структуре Шах-дениз она может составлять в лучшем случае несколько десятков метров. Такую узкую нефтяную оторочку сложно выявить одной разведочной скважиной. Определенный риск был связан также с тем, что скважина располагалась вблизи (севернее) активно действующего грязевого вулкана. Действующий грязевой вулкан имеется и на юго-восточной периклинали соседней структуры Бахар. Согласно представлениям некоторых геологов, эти грязевые вулканы располагаются на продольном разломе. Существует мнение, что активно действующие грязевые вулканы разрушают залежи, и поэтому в пределах юго-восточной периклинали структуры Бахар разведочные работы не проводились. Однако имеется и противоположное мнение о перспективах нефтегазоносности этой части структуры (Багирзаде и др., 1988). Во всяком случае, пробуренная скважина SDX-3, по мнению Р. Джеваншира (выступление на конференции Нефтегаз, Баку, 2001г.), оказалась за контуром газоносности. Мы полага-

ем, что северо-западная периклиналь складки характеризуется более сложным строением, чем предполагается и, видимо, скважина SDX-3 оказалась в водонасыщенном тектоническом блоке.

Проведенный предварительный подсчет запасов газа на структуре Шах-дениз по результатам бурения скважин оценен в 625 млрд.м^3 и 101 млн.т конденсата (Интервью с президентом…, 2003). Прогнозы по нефти, оценивавшиеся в 190 млн.т, не подтвердились.

После выявления гигантского газоконденсатного месторождения Шах-дениз поиски были начаты на более крупной по размерам структуре Абшерон. Длина структуры – 30-35 км, ширина – 7,7 км, что почти в два раза больше структуры Шах-дениз. Эта структура в юго-восточной периклинали осложнена крупным, активно действующим грязевым вулканом. Здесь 3Д сейсморазведкой выделены ряд продольных и поперечных нарушений и зоны, опасные для заложения скважин (Коннор и др., 1999). Запасы нефти первоначально оценивались в объеме 100-150 млн.т, а запасы газа – более чем в 2,1 трлн.м^3 (Халилов, 2000).

Поисковая скважина здесь была пробурена до глубины 6506 м и по данным ГИС не вскрыла продуктивные объекты СП. В забое скважины была выявлена газонасыщенная пачка, не имеющая промышленного значения, и поэтому она не была опробована. Скважина ликвидирована по геологическим причинам.

Первые поисковые скважины на структурах Инам и Нахчыван были заложены на их периклиналях. Скв. 1 на площади Нахчыван, вскрыв перспективные объекты (V и VII гор,), была остановлена в отложениях НКГ на глубине 6747 м. Скважина предположительно оказалась за контуром газонефтеносности указанных объектов и без опробования в 2002 г. была ликвидирована по геологическим причинам.

Таким образом, идея о полном (до замка) заполнении ловушки углеводородами и бурении на ее основании первых поисковых скважин в ее «критических» точках себя не оправдала.

Бурение скв. 1 на площади Инам из-за аномально высоких давлений столкнулось с серьезными осложнениями и в 2001 г. на глубине 4442 м было остановлено по техническим причинам. Бурение на ней не возобновлено, видимо, в связи с переоценкой существующих мнений об ожидаемом фазовом состоянии УВ на этой площади, а также из-за сложных технологических условий бурения, требующих значительных дополнительных затрат. Скважина находится в консервации и, вероятно, бурение новой скважины в ближайшей перспективе не планируется.

Бурение скважины JTX-1 на площади Янан Тава по техническим причинам в 2001 г. на глубине 4715 м было остановлено, не вскрыв полной мощности основного VII горизонта.

Скважина AT-1 на площади Аташгях вскрыла VII горизонт, не подтвердив наличия залежей нефти и газа. Она была ликвидирована в 2003 г. После выполнения JAOC своих контрактных обязательств проект был закрыт.

В ноябре 2003г. с самой мощной на Каспии буровой установки (ППБУ) «Гейдар Алиев» было начато бурение сверхглубокой скважины на площади Зафар-Машал. Однако из-за мощного фонтана воды из отложений абшерона скважина была ликвидирована по техническим причинам. В 2004 г. начато бурение новой поисковой скважины, которая была заложена на крутом юго-восточном крыле складки. Скважина при глубине 7088 м. должна была вскрыть объекты СП. Из-за отсутствия информации у авторов нет возможности однозначно утверждать о вскрытии этих объектов. Операторами проекта (Эксон—Мобил) по причине отсутствия промышленных запасов нефти и газа контракт был закрыт.

Последующие поисковые работы с этой ППБУ были начаты ЛУКОЙЛом на крупной структуре Ялама-Самур. Извлекаемые запасы нефти оценивались в 180-200 млн.т, а газа – 150 млрд.м^3 (Интервью с президентом…, 2003). Проектная глубина скважины – 4500 м, проектный горизонт – юра-триас. Пробуренная первая поисковая скважина вскрыла эти отложения, однако нефтегазоносные рифогенные объекты не были встречены. Скважина вскрыла мощную толщу (более 1000 м) терригенных осадков триаса. Планируется бурение новой скважины.

Обобщенные результаты поискового бурения на контрактных структурах приведены в таблице.

Результаты поискового бурения на контрактных структурах (Н-нефть, Г-газ, К-конденсат)

Структуры	Прогнозные запасы Н,млн.т/Г,млрд.м^3	Кол-во скв., пробуренных на структурах	Результаты бурения	Оценка запасов нефти по данным ВР, млн.т	Причины неудач	Текущее состояние на 01.01.2005
Гарабаг	130/-	3	В 3-х скв. получ. Н, Г, К	Н, 20-40	+	Контракт закрыт из-за невысокой рентабельности
Ашрафи	150/30-50	1	Н, Г, К	Н, 20-40	+	«-»
Дан Улдузу	«-»	1	Отриц.	-	Отсутствие условий для скоплений УВ	Контракт закрыт из-за отсутствия запасов нефти
Лянкяран-дениз	80-100/-	1	Отриц.	-	Отсутствие благоприятной литофации для скоплен.УВ	«-»
Шах-дениз	190/500	3	В 2-х скв.- Г, К	Г, 625 млрд.м^3 К, 110 млн.т	+	Начаты работы по первой стадии разработки
Араз-дениз	95/-	1	Отриц.	-	Отсутствие благоприятной литофации для скоплен.УВ	Контракт закрыт из-за отсутствия запасов нефти
Нахчыван	110/85	1	Отриц.	-	Скв. заложена не в оптимальных условиях	«-»
Инам	170/100	1	-	-	Скв. остановлена, ввиду осложнений, связанных с АВПД	Бурение новой скв. не планируется
Огуз	100/-	1	Отриц.	-	Ловушка образовалась после миграции УВ	Контракт закрыт из-за отсутствия запасов нефти
Абшерон	120/3000	1	Отриц.	-	Скв. заложена не в оптимальных условиях	«-»
Янан-Тава	100-120/-	1	Отриц.	-	Скв.не вскрыла все объекты VII и VIII гор.	«-»
Аташгях	«-»/-	2	Отриц.	-	Отсутствие условий для скоплений УВ	«-»
Зафар-Машал	140/-	1	«-»	-	Предположительно скважина не вскрыла СП	«-»
Ялама	200/150	1	«-»	-	Скв.не вскрыла рифогенные нефтегазонос.объекты	Планируется бурение новой скв.

Обсуждение результатов и заключение

Обобщая результаты проведенного анализа, следует отметить, что за время освоения западными нефтяными компаниями ресурсов Южного Каспия поисковые работы проводились на 14 площадях, получены результаты на 12 площадях (по площади Инам результатов нет, а на площади Ялама поиски продолжаются), из которых только 3 (Гарабах, Ашрафи и Шах-дениз) оказались промышленно нефтегазоносными. На площади Шах-дениз вместо ожидаемого нефтегазоконденсатного месторождения выявлено газоконденсатное. Успешность поиска по числу выявленных продуктивных ловушек составила таким образом 25%. На этих площадях было пробурено 19 скважин, из которых до проектных объектов доведены 17 скважин, а в 6 из них получена промышленная продукция. Исходя из этого, успешность поисков по числу продуктивных скважин составляет около 35%.

На первый взгляд, низкий коэффициент успешности, высокая степень экономического риска, связанная с крайне высокими поисковыми расходами, достигающими иногда 75 млн. дол. на одну морскую площадь, не могут способствовать повышению оптимизма относительно перспектив нефтегазоносности региона. По имеющимся ретроспективным оценочным данным разведанных и извлекаемых запасов в регионе осталось около 6-8 млрд. баррелей (На Яламе ждут…, 2002).

Терри Адамс в своем докладе, представленном на конференции «Нефть и деньги» (Лондон, 2001 г.) и перепечатанном в журнале «Нефтегаз» (Адамс, 2002), утверждает, что «единственные морские коллекторы, которые способны поддержать перспективную в промышленном отношении продуктивность скважин, весьма четко привязаны к южной оконечности подводного Абшеронского Хребта. Данный хребет служит своеобразной геологической цепью между Баку на западе и Туркменбаши на востоке». Далее он считает, что «нефтяной потенциал глубоководных месторождений на Южном Каспии (включая Иран) крайне низок, если о нем вообще можно вести речь. Этот момент следует учитывать в ходе ожесточенных разногласий между Ираном и Азербайджаном по поводу спорных территориальных вод». Наконец, он дает рекомендации для западных нефтяных компаний: «при любом стратегическом планировании разработки нефти на Южном Каспии целесообразно исходить из разведанных существующих запасов, поскольку наличие дополнительных запасов представляется весьма маловероятным».

Что же послужило основанием для такой пессимистической оценки УВ потенциала Южного Каспия? Прежде всего, следует отметить, что первые неудачи всегда вызывают пессимизм, и в первую очередь у менеджеров в области энергетики. Аналогичная ситуация была и при поисках в Северном море, когда один из зарубежных пессимистов пообещал выпить всю нефть, которая здесь будет найдена (Перродон, 1994).

Однако, на наш взгляд, сложившаяся в настоящее время ситуация нисколько не опровергает высокий УВ потенциал Каспийского региона в целом и Южного Каспия в частности. В Азербайджане (суша и море) уже добыто более 1 млрд.400 млн. тонн нефти и 450 млрд. куб. метров газа, причем открыто несколько гигантских месторождений. Оценки запасов дают величины от 4 до 8-10 млрд. тонн условного топлива. Последние оценки начальных потенциальных ресурсов углеводородов, выполненные совместно с российскими специалистами (Гулиев и др., 2003), дают величины, превышающие 20 млрд. тонн условного топлива. Близкие данные были получены группой ученых из ГНКАР (Керимов и др., 1999).

Что же касается некоторых негативных результатов поисков нефти в ЮКБ в последние годы, то в их основе лежат в основном стратегические и технологические (методологические) просчеты, среди которых можно отметить такие, как:

1. Отсутствие анализа структуры запасов нефтегазоносных бассейнов по классам крупности месторождений; фазовой структуры запасов, выраженной соотношениями нефть/газ и другие. Учет этих показателей для отдельных газонефтеносных районов должен быть основой при выборе направлений поисковых работ и прогнозе их результатов.

2. Отсутствие четкого представления о газонефтеносности различных фациальных

типов осадков, слагающих главный резервуар и нефтематеринские толщи Южного Каспия. Высокая продуктивность структур и низкая степень риска, как известно, связаны в основном с абшеронским типом осадков ПТ, характеризующимся как весьма благоприятными емкостно-фильтрационными свойствами, так и весьма слабым развитием аномально-высоких давлений. Вторым по площади распространения является куринский тип осадков, приуроченный к южным и юго-восточным погруженным участкам Бакинского архипелага. Этот тип осадков представлен преимущественно глинами с высокими аномальными давлениями ($К_{ан}$=1,5-1,9) и характеризуется более высокой степенью риска (Багирзаде и др., 1988; Rustamov, 2005). Ареалы фациальных изменений в нефтегазоматеринских толщах пока достоверно не установлены.

3. Отсутствие анализа закономерностей развития аномально высоких давлений и причин резких перепадов давлений в зонах, характеризующихся высокой аномальностью. Обычно полагают, что значительные перепады связаны с различными рода барьерами (литологическими, тектоническими, гидродинамическими и т.д.), которые играют важную роль в заполнении структур углеводородами. Выявление этих барьеров с помощью сейсморазведки не всегда удается, поэтому они обычно устанавливаются после бурения скважин. Одной из причин неполного заполнения ловушек углеводородами (на структурах Южного Каспия коэффициент заполнения ловушки чаще всего не превышает 0,7) может быть наличие таких барьеров.

4. Недооценка роли разломов, диапиров и грязевых вулканов в формировании и сохранении скоплений нефти и газа. Многие месторождения нефти и газа в Южном Каспии приурочены к локальным и региональным узлам напряжений, которые создают тектонические разломы. Эти узлы (зоны разгрузки) определяют направление миграционных потоков и характер заполнения ловушек углеводородами. Кроме того, при выборе места заложения поисковой скважины очень важны учет блокового строения структур и возможность неравномерного в связи с этим их нефтегазонасыщения.

5. Уделение недостаточного внимания исследованию соотношения между временем формирования ловушки и началом процессов генерации и миграции УВ.

Важными факторами, определяющими величину запасов и перспективность структуры, является также ее положение и расстояние относительно ближайших областей генерации УВ.

Анализ распространения месторождений в Южном Каспии показывает, что, если крупная структура окружена несколькими прогибами, в которых развиты нефтегазогенерирующие толщи, то запасы УВ тем больше, чем меньше сумма расстояний от структуры до этих отрицательных элементов (Rustamov, 2005).

Выполненный анализ поисковых работ позволяет утверждать, что на сегодняшний день наиболее перспективной структурой, характеризующейся минимальным экономическим риском, является структура Абшерон. Это первоочередной поисковый объект и здесь, несомненно, следует возобновить поисковые работы. Местоположение новой скважины следует выбрать после детального анализа и ревизии материалов бурения первой скважины.

Что же касается решения задачи снижения экономического риска и необоснованных затрат при дальнейших поисковых работах, то необходимым условием в связи с этим является тщательная ревизия всех ранее полученных специалистами широкого профиля данных и проведение дополнительных более детальных и более целенаправленных комплексных исследований (а, возможно, и коренное переосмысление теоретических основ формирования месторождений нефти и газа).

ЛИТЕРАТУРА

АДАМС, Т. 2002. Каспийские надежды и иллюзии. *Нефтегаз*, 1, 13-23.

БАГИРЗАДЕ, Ф.М., НАРИМАНОВ, А.А., БАБАЕВ Ф.Р. 1988. Геолого-геохимические особенности месторождений Каспийского моря. Недра, Москва 208.

ГУЛИЕВ, И.С., ЛЕВИН, Л.Э., ФЕДОРОВ, Д.Л. 2003. Углеводородный потенциал Каспийского региона. Нафта-Пресс, Баку.

ГУЛИЕВ, И.С. 2005. Результаты бурения нефти и газа в Южно-Каспийском бассейне. *АНХ*, 11, 9-17.

Интервью с президентом Государственной нефтяной компании Азербайджанской республики. 2003. *Нефть и капитал,* 5, 61-66.

КЕРИМОВ, К.М., ГАДЖИЕВ, Ф.М., ГАСАНОВ, И.С. 1999. Углеводородные ресурсы Куринско-Южно-Каспийской мегавпадины. *АНХ,* 7, 1-11.

КОННОР, Д.А., КУЛИЕВА, Р.П., КИКХЕФЕР, Р.М. 1999. Интерпретация результатов сейсморазведки 3В с целью выделения зон, потенциально опасных для бурения на банке Абшерон. Материалы семинара, посвященного 50-летию освоения месторождения Нефт Дашлары, Баку, 250.

МИРЗОЕВ, М. 2000. Шах-дениз. *Вышка*, 25 февраля.

На Яламе ждут буровую. 2004. *Нефть и капитал*. 5, 61-63.

ПЕРРОДОН, А. 1994. История крупных открытий нефти и газа. Мир, Москва,180.

РУСТАМОВ, Р.И. 2003. Зависимость аномально высоких давлений и перспектив газонефтеносности от фациальных типов осадков (на примере Южного Каспия). *АНХ*, 10, 5-11.

ХАЛИЛОВ, Н.Ю. 2000. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности крупных структур Шах-дениз и Абшерон, расположенных в Каспийском море. *АНХ*, 11-12, 7-14.

ХАЛИЛОВ, Н.Ю., ХЫДЫРОВА, Р.А., КЕРИМОВ, А.А. 2000. Нефтегазоносность структур ЮВ части Северо-Абшеронской зоны поднятий. *АНХ,* 3, 1-7.

FEYZULLAYEV, A.. GULIYEV, K. 2002. Analysis of recent exploration activity in Azerbaijan. *Geophysics news in Azerbaijan*, 3-4, 49-51.

RUSTAMOV, R.I. 2005. Prospect of discovery of deeply buried pools in South Caspian basin. *Geophysics news in Azerbaijan*, 2, 30-33.

© А.И.Алиев, 2006

ОЦЕНКА ПОЛОЖЕНИЯ ЮЖНО-КАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ В РЯДУ КРУПНЫХ И КРУПНЕЙШИХ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ МИРА

А.И.Алиев

Государственная Нефтяная Компания Азербайджанской Республики
AZ 1000, просп. Нефтяников, 73
Факс: (99412) 492-05-93
E-mail:xaver@socar.gov.az

Важнейшими критериями оценки перспектив нефтегазоносности осадочных бассейнов являются объем осадочного выполнения и частота открытия крупных и крупнейших месторождений нефти и газа. Южно-Каспийский нефтегазоносный бассейн по величине начальных потенциальных ресурсов углеводородов относится к категории крупных и может сравниваться с Маракаибским (Венесуэла), Центрально-Европейским и Пермским (США) нефтегазоносными бассейнами. Объем осадочного выполнения ЮКВ составляет порядка 3,25 млн. км^3. На начало 2006 г. в пределах ЮКВ выявлено 88 месторождений нефти и газа, из них 4 отнесены к категории крупнейших с начальными геологическими запасами более 500 млн. т у.т. (Балаханы-Сабунчи-Раманы, Азери-Чираг-Гюнешли, Шах-дениз и Котуртепе). На этих месторождениях сосредоточено более 50% доказанных (разведанных) начальных геологических запасов углеводородов. К категории крупных месторождений с начальными геологическими запасами 100-500 млн. т у.т. отнесены 14 месторождений, в которых сконцентрировано более 28% начальных геологических запасов углеводородов.

Таким образом ЮКВ, имея значительный объем осадочного выполнения, характеризуется высокой частотой открытия крупных и крупнейших месторождений нефти и газа, в которых сосредоточено порядка 80% доказанных начальных геологических запасов углеводородов. Это указывает на высокие перспективы открытия новых крупных месторождений нефти и газа на десятках неохваченных поисково-разведочным бурением структурах в акватории Южного Каспия.

Южно-Каспийская впадина (ЮКВ) представляет собой крупную область прогибания земной коры в системе альпийского складчатого пояса с мощностью осадочного выполнения до 22-24 км. На западе она ограничена Талыш-Вандамским погребенным выступом субмеридионального простирания, сложенным вулканогенными, вулканогенно-осадочными и терригенно-карбонатными образованиями мезозоя, а на востоке – Аладаг-Мессерианской ступенью Западного Копетдага, также сложенной погребенными мезозойскими поднятиями. Северная граница впадины проходит по Северо-Абшеронской зоне поднятий, где размытая поверхность сильнодислоцированных мезозойских образований трансгрессивно перекрывается сокращенной мощностью палеоген - миоцена. С юга она ограничена северными предгорьями складчатой системы Эльбурса.

Особенности условий палеотектонического развития этой впадины и интенсивное прогибание ее преимущественно в неоген-четвертичное время обусловили накопление мощной толщи молассовой формации и формирование крупных залежей нефти и газа в её пределах.

Основным нефтегазоносным комплексом в ЮКВ является продуктивная - красноцветная толща среднего плиоцена[1], с которой связаны крупные и крупнейшие нефтяные и газовые (газоконденсатные) месторождения в Азербайджане, Юго-Западной Туркмении и акватории Южного Каспия. Этот комплекс характеризуется наибольшей удельной плотностью доказанных (разведанных) запасов, перспективных и прогнозных ресурсов нефти и газа. Область развития этих отложений с установ-

[1] За последние годы стратиграфическое положение этого комплекса определено как нижний плиоцен. Вместе с тем, чтобы не создать путаницу в геологической литературе, оставляем принятый во всем мире в течение более 100 лет среднемиоценовый возраст продуктивной-красноцветной толщи ЮКВ.

ленной нефтегазоносностью по удельным плотностям потенциальных ресурсов углеводородов относится к высшей категории перспективных территорий (акваторий).

Согласно классификации по величинам начальных потенциальных ресурсов (НПР) углеводородов (Моделлевский и др.,1983) нефтегазоносные бассейны (НГБ) подразделяются на уникальные (ресурсы превышают 100 млрд. т у.т.), крупнейшие (50-100 млрд. т у.т.), крупные (10-50 млрд. т у.т.), средние (1 - 10млрд. т у.т.), мелкие (менее 1 млрд. т у.т.).

К уникальным относятся НГБ Персидского залива, Западной Сибири и Мексиканского залива. Южно-Каспийский НГБ по величине НПР углеводородов относится к категории крупных и может сравниваться с Маракаибским (Венесуэла), Центральноевропейским и Пермским (США) нефтегазоносными бассейнами. Из более чем 150 известных на Земном шаре НГБ с установленной промышленной нефтегазоносностью в 4-х крупнейших и уникальных (НГБ Персидского залива, Западной Сибири, Мексиканского залива и Сахара-Восточносредиземноморский) сосредоточено порядка 60% НПР углеводородов. Крупные НГБ составляют 8% известных НГБ мира. В них сосредоточено 25% НПР углеводородов. Средние и мелкие НГБ составляют почти 90% известных НГБ, в которых сосредоточено 15% НПР углеводородов Земного шара.

Важнейшим критерием оценки перспектив нефтегазоносности осадочных бассейнов являются объем осадочного выполнения и частота открытия крупных и крупнейших месторождений нефти и газа. В работе (Моделлевский и др.,1983) на основании анализа данных по основным НГБ мира установлена зависимость величины начальных геологических ресурсов углеводородов (НГР) от объема осадочного выполнения (рис.1) и частоты открытия крупных и крупнейших месторождений нефти и газа (рис.2).

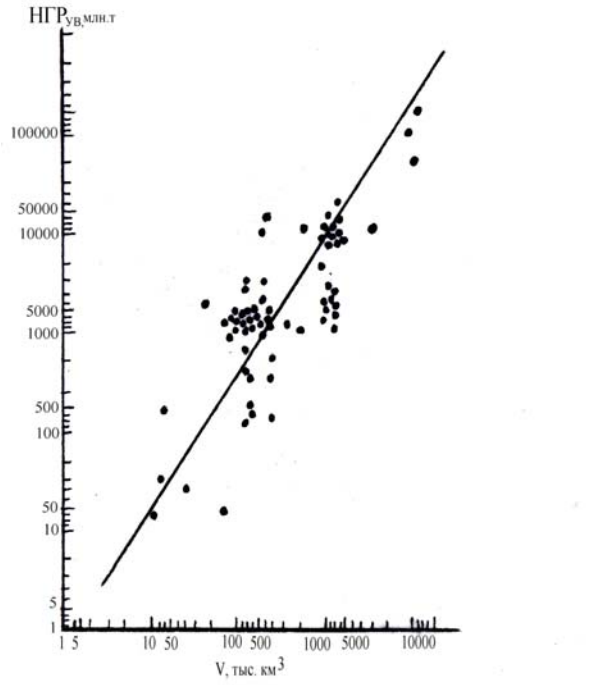


Рис. 1. Зависимость величины начальных геологических ресурсов углеводородов (НГР$_{УВ}$) бассейна от объема (V) его осадочного выполения

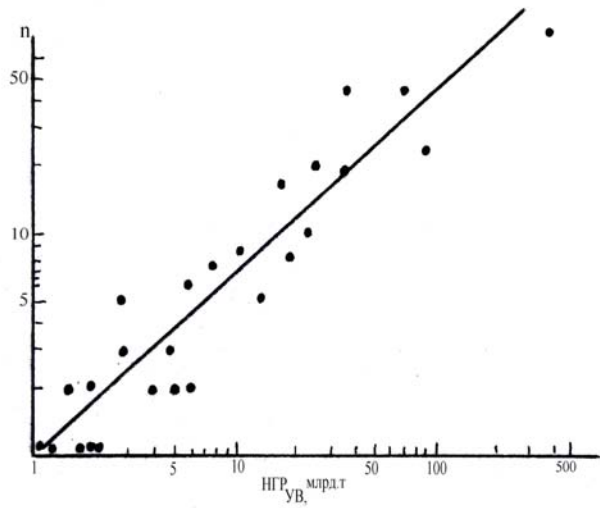


Рис. 2. Зависимость величины начальных геологических ресурсов углеводородов (НГР$_{УВ}$) бассейна от числа (n) содержащихся в нем крупных месторождений нефти и газа

Количество крупных, крупнейших и уникальных месторождений составляет 2,5% открытых во всем мире месторождений нефти и газа, в то же время в этих месторождениях сосредоточено более 85% начальных геологических запасов нефти и газа (Нестров и др., 1975). Добыча нефти из этих месторождений составляет более 70% всей мировой добычи нефти.

На начало 2006 г. в пределах ЮКВ выявлено 88 месторождений нефти и газа (газоконденсата), в том числе 50 на западном и 38 на восточном бортах впадины (рис. 3,4).

Следует отметить, что при ведении поисково-разведочных работ в Азербайджане каждая новая нефтеносная площадь вводилась в кадастр как месторождение, и в последующем оказалось, что выявленные нефтеносные площади в ряде случаев характеризуются единым контуром нефтеносности (Бинагади – Чахнагляр – Сулутепе, Аташгях-Шабандаг, Локбатан – Пута – Гушхана, Гарачухур – Зых, Сангачалы – Дуванный-море – о.Хара-Зиря, Азери – Чираг – Гюнешли и др.). В то же время известно, что месторождением называется совокупность залежей нефти и газа, характеризующихся единым контуром нефтегазоносности, как это принято в других нефтегазоносных бассейнах. Это имеет принципиальное значение при классификации месторождений по начальным геологическим запасам углеводородов, оценке частоты встречаемости крупных и крупнейших месторождений и обосновании перспектив нефтегазоносности осадочных бассейнов.

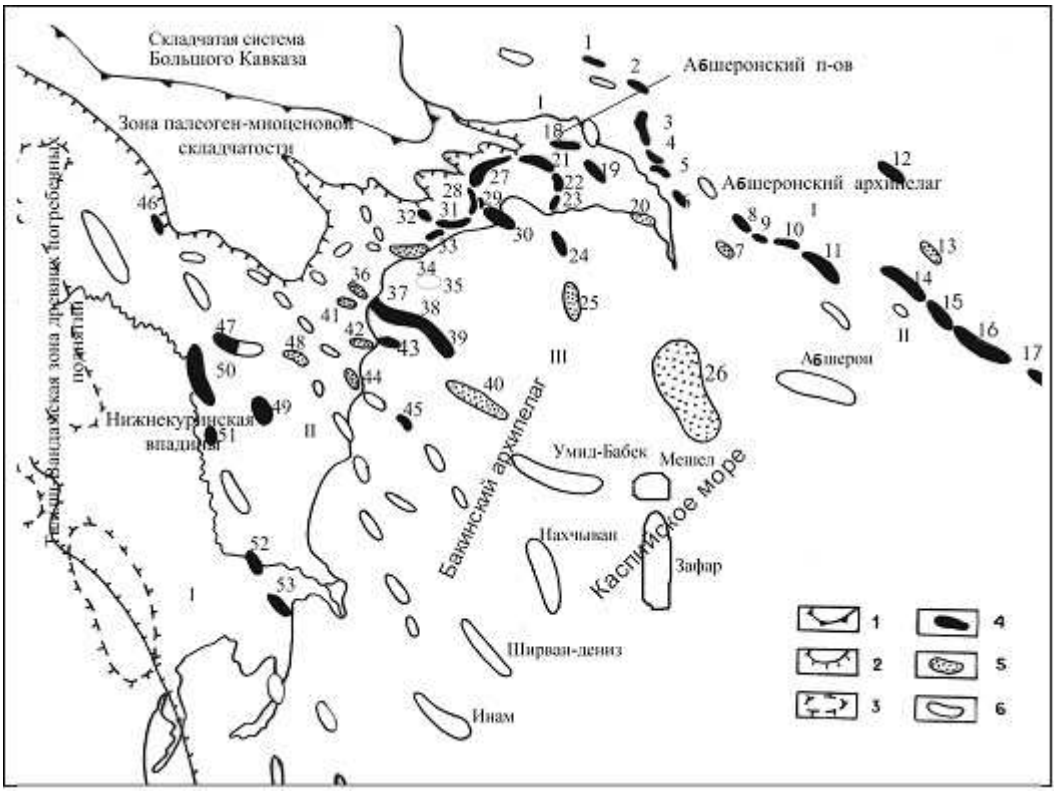


Рис. 3. Схема размещения нефтяных и газовых (газоконденсатных) месторождений на западном борту Южно-Каспийской впадины

1- складчатая система Большого Кавказа; 2 – линии выклинивания нефтегазоносной продуктивной толщи; 3 – локальные гравитационные максимумы силы тяжести; месторождения: 4 – нефтяные 5 – газовые (газоконденсатные); 6 – перспективные структуры. Месторождения: 1 – Абшеронская западная; 2 – банка Абшеронская; 3 – банка Дарвина; 4 – о.Пираллахи-северная; 5 – о.Пираллахи-южная; 6 – Гюргян-дениз; 7 – Джануб; 8 – о.Чилов; 9 – Ази Асланова; 10 – Палчыг пилпилясы; 11 – Нефт Дашлары; 12 – Ашрафи; 13 – Гарабаг; 14 – Гюнешли; 15 – Чираг; 16 – Азери; 17 – Кяпаз; 18 – Бузовна-Масштаги; 19 – Гала; 20 – Зыря; 21 – Балаханы-Сабунчи-Раманы; 22 – Сураханы; 23 – Гарачухур-Зых; 24 – Гумдениз; 25 – Бахар; 26 – Шах-дениз; 27 – Бинагади-Чахнаглар-Сулутепе; 28 – Аташгях-Шабандаг; 29 – Ясамальская долина; 30 – Биби-Эйбат; 31 – Локбатан-Пута; 32 – Кергез; 33 – Гушхана; 34 – Гарадаг; 35 – 8 Марта; 36 – Кяниздаг; 37 – Сангачал-дениз; 38 – Дуванный-море; 39 – о. Хара-Зиря; 40 – Булла-дениз; 41 – Дуванный; 42 – Дашгиль; 43 – Аляты-дениз; 44 – Пирсагат; 45 – Гарасу; 46 – Каламадын; 47 – Мишовдаг; 48 – Галмаз; 49 – Кюрсангя; 50 –Кюровдаг; 51 – Гарабаглы; 52 – Хыллы; 53 –Нефтчала



Рис. 4. Схема размещения нефтяных и газовых (газоконденсатных) месторождений на восточному борту ЮКВ (усл.обозначения см. рис.3)
Месторождения:1-Ливанова западная; 2-Ливанова центральная; 3-Ливанова восточная; 4-Баринова; 5-им. Губкина; 6-ЛАМ; 7-б-ка Жданова; 8-Пригелекенский купол; 9-Челекен; 10-Восточный Челекен; 11-Комсомольская; 12-Котуртепе; 13-Барса-Гельмас; 14-Бурун; 15-Небитдаг; 16-Урунджук; 17-Каратепе; 18-Кумдаг; 19-Кызыл-Кум; 20-Эрдекли; 21-Кобек; 22-Боя-даг; 23-Гогрань-даг; 24-Экизак; 25-Бугдайлы; 26-Бугдайлы южная; 27-Корпедже; 28- Камышлджа; 29-Камышлджа южная; 30-Окарем северная; 31-Саттар; 32-Окарем; 33-Хангулу; 34-Миасер; 35-Кеймир; 36-Агпатлаук; 37-Чикишляр; 38-Гасанкули

На западном борту Южно-Каспийской впадины к категории крупнейших месторождений с начальными геологическими запасами углеводородов более 500 млн. т у.т. отнесены 3 месторождения (Балаханы – Сабунчи – Раманы, Азери – Чираг – Гюнешли и Шах-дениз). На этих месторождениях сконцентрировано более 60,0% начальных доказанных геологических запасов нефти и газа (см. табл.1).

К категории крупных с начальными геологическим запасам углеводородов 100-500 млн. т у.т. отнесены месторождения Нефтяные Камни, Сураханы, Биби-Эйбат, Гала, Бинагади – Чахнагляр – Сулутепе, Локбатан – Пута – Гушхана, Гарачухур – Зых, Бахар, Сангачалы – Дуванный-море – о. Хара-Зиря (о.Булла), Кюровдаг, Кюрсангя. На этих месторождениях сосредоточено 27% начальных геологических запасов углеводородов. Таким образом, из выявленных на западном борту ЮКВ 50 месторождений нефти и газа в 14 крупных и крупнейших месторождениях сконцентрировано 87,2% доказанных (разведанных) геологических запасов нефти и газа. На эти же месторождения приходится 81,3% добытой нефти и газа на западном борту ЮКВ (рис.5).

Глубоководная часть крупнейшего месторождения Азери – Чираг – Гюнешли находится на начальном этапе разработки, и на начало 2006 года из этого месторождения добыто всего лишь 51 млн. т нефти при начальных геологических запасах более 2,0 млрд.т.

Таблица 1

Категории месторождений	Мелкие	Средние		Крупные		Крупнейшие		Всего
Начальные геолог. запасы УВ, млн. т у.т.	<10	10-50	50-100	100-200	200-500	500-1000	>1000	
К-во месторождений	15	12	9	7	4	1	2	50
Начальные геолог. запасы УВ, млн.т у.т. в %	45 0,6	278 3,7	642 8,5	923 12,3	1116 14,8	716 9,5	3800 50,6	7517 100
Добыча УВ, млн.т у.т. в %	4 0,2	114 5,9	241 12,6	512 26,6	545 28,4	334 17,4	171 8,9	1921 100

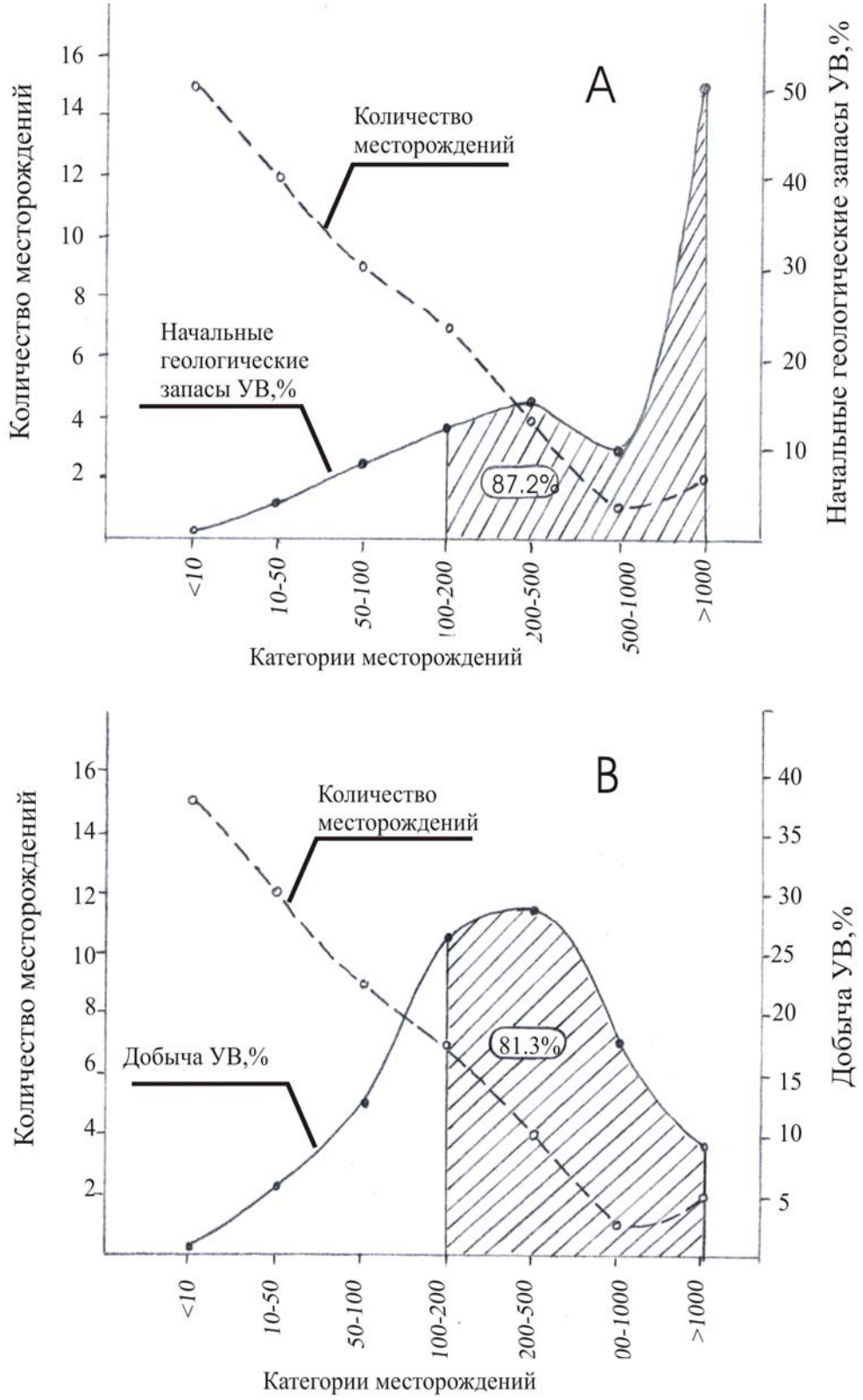


Рис. 5. Распределение начальных геологических запасов (А) и количества добытых УВ (В) по категориям месторождений на западном борту Южно-Каспийской впадины (по А.И.Алиеву)

Крупнейшее газоконденсатное месторождение Шах-дениз с предварительной оценкой доказанных геологических запасов более 1,0 трл. $м^3$ газа и 300 млн. т конденсата еще не введено в разработку. В прилегающих к месторождениям Шах-дениз и Азери – Чираг – Гюнешли крупных перспективных структурах Абшерон, Нахчыван, Зафар-Машал и другие, находящихся в идентичных структурно-фациальных условиях и на путях миграции углеводородов, предполагается открытие таких же крупнейших газоконденсатных месторождений, как Шах-дениз, со значительным содержанием конденсата в газовой фазе на глубинах более 6000-6500м. Пробуренные зарубежными компаниями на этих структурах первые поисковые скважины в связи с коммерческими интересами компаний были заложены на далеких периклиналях структур и оказались за контурами нефтегазоносности. В результате дальнейшие работы здесь были приостановлены.

Таким образом, по частоте открытых крупных и крупнейших месторождений западный борт Южно-Каспийской впадины относится к категории высокоперспективных регионов. В глубоководной части Южного Каспия выявлены десятки крупных структур, не охваченных поисковым бурением. В этой связи значительный интерес представляют крупные структуры Араз – Алов – Шарг (бывший Вал Абиха), где могут быть открыты такие же крупнейшие газоконденсатно-нефтяные месторождения, как Азери – Чираг – Гюнешли.

К категории средних месторождений с начальными геологическими запасами углеводородов 10-100 млн.т у.т. отнесено 21 месторождение, в том числе с запасами 50-100 млн.т у.т. – Бузовны-Маштаги, Мишовдаг, Гарабаглы, Нефтчала, о. Пираллахы (о.Артема), б-ка Дарвина, Палчыг Пилпиляси (Грязевая сопка), Гум адасы (Песчаный-море), Булла-море. На этих месторождениях сконцентрировано 12,2% начальных геологических запасов углеводородов. На долю этих месторождений приходится более 18,5% добытой нефти и газа (см. табл.1).

На восточном борту ЮКВ к категории крупнейшего месторождения с начальными геологическими запасами более 500 млн.т у.т. отнесено месторождении Котуртепе. На этом месторождении сосредоточено более 30% начальных геологических запасов углеводородов Западной Туркмении. Более 45% добытой нефти здесь приходится на долю этого месторождения (см. табл.2).

К категории крупных месторождений на восточном борту ЮКВ с начальными геологическими запасами 200-500 млн.т у.т. отнесено месторождение Барса-Гельмес, а с запасами 100-200 млн.т у.т. – месторождения Небитдаг и Кумдаг. Эти месторождения содержат почти 34% начальных доказанных запасов нефти и газа. На долю этих месторождений приходится более 26% добытой нефти в Западной Туркмении.

Таким образом, на восточном борту ЮКВ из выявленных 38 месторождений 4 отнесены к категории крупных и крупнейших и содержат 64% доказанных запасов углеводородов. На долю этих месторождений приходится 72,3% добытых в Западной Туркмении нефти и газа (рис.6).

Таблица 2

Категории месторождений	Мелкие	Средние		Крупные		Крупнейшие	Всего
Начальные геолог. запасы УВ, млн.т у.т.	<10	10-50	50-100	100-200	200-500	>500	
Колич-во месторождений	14	12	8	2	1	1	38
Начальные геолог. запасы УВ, млн.т у.т. в %	26 1,3	228 11,2	478 23,4	291 14,2	403 19,7	617 30,2	2043 100
Добыча УВ, млн.т у.т. в %	3,1 0,7	24,4 5,7	91,4 21,3	30 7,0	84,1 19,6	196 45,7	429 100

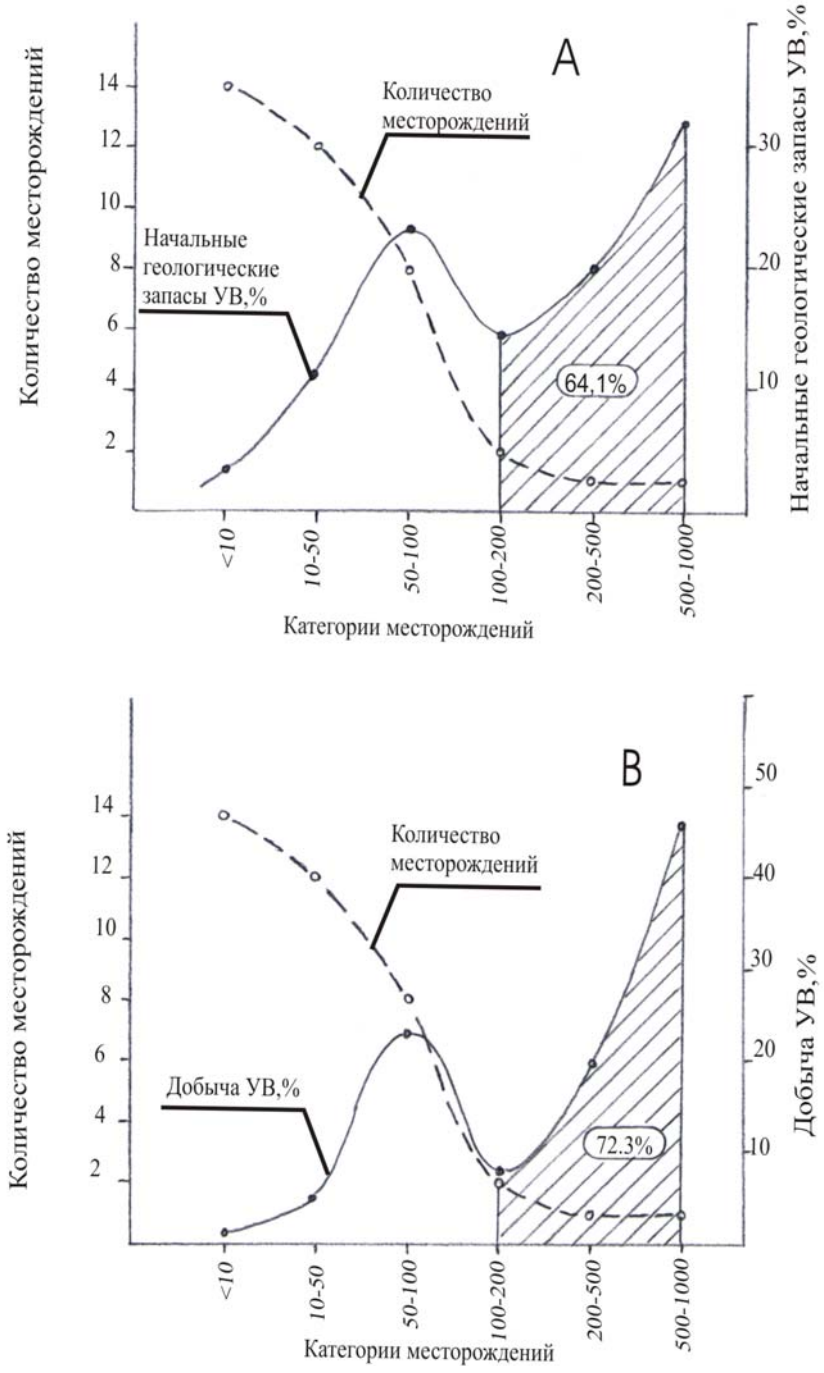


Рис. 6. Распределение начальных геологических запасов (А) и количества добытых УВ (В) по категориям месторождений на восточном борту Южно-Каспийской впадины (по А.И.Алиеву)

На восточном борту ЮКВ наиболее крупные и крупнейшие, а также средние месторождения с запасами УВ 50-100 млн.т у.т. (Котуртепе, Барса-Гельмес, Кумдаг Бурун, Небитдаг, Челекен, Лам и др.) открыты в Прибалханской зоне поднятий, где сосредоточено 87% доказанных запасов углеводородов Западной Туркмении.

Как следует из приведенных данных, западный и восточный борта ЮКВ сущест-

венно отличаются по степени нефтегазонасыщенности разреза среднего плиоцена. Доказанные начальные геологические запасы углеводородов на западном борту впадины более чем в 3,5 раза превышают геологические запасы на восточном борту, что связано прежде всего с развитием по сравнению с красноцветной толщей наиболее благоприятной фации коллекторов продуктивной толщи с высокими емкостными и фильтрационными свойствами, особенностями геологического строения западного борта ЮКВ (развитием наибольшей мощности осадочного выполнения, в том числе и продуктивной толщи, резковыраженных высокоамплитудных крупных структур, высокой скоростью накопления осадков и др.), благоприятными для генерации и аккумуляции углеводородов.

Значительная часть (88%) выявленных в продуктивной толще Азербайджана залежей нефти и газа (газоконденсата) приурочена к ее «абшеронской фации» (Алиев, 2004), образованной за счет дельтовых осадков Палеоволги. Ритмическое чередование песчаных коллекторов и глинистых покрышек и благоприятные структурно-тектонические условия обусловили насыщение всего разреза «абшеронской фации» продуктивной толщи, где выделяется до 40 нефтегазоносных объектов. (Балаханы-Сабунчи-Раманы, Сураханы, Биби-Эйбат, Гала др.). С «абшеронской фацией» продуктивной толщи связаны такие крупные открытия в ЮКВ, как Азери – Чираг – Гюнешли, Шах-дениз (Шахово-море), Нефт дашлары (Нефтяные камни), Бахар, Биби-Эйбат, Балаханы – Сабунчи – Раманы, Сураханы и др.

«Абшеронская фация» продуктивной толщи имеет широкое развитие в ЮКВ, охватывая Абшеронский п-ов и приабшеронский шельф до месторождения Кяпаз на востоке. На месторождении Кяпаз развита смешанная фация продуктивной и красноцветной толщи. На юге «абшеронская фация» продуктивной толщи по данным глубокого бурения на перспективных структурах Абшерон, Нахчыван, Зафар-Машал охватывают значительную часть глубоководных структур Южного Каспия, распространяясь на юге до поднятия Умид.

На восточном борту ЮКВ красноцветная толща в отличие от продуктивной толщи характеризуется неоднородностью разреза, более полимиктовым составом песчано-алевритывых пород, относительно низкими емкостными и фильтрационными свойствами. Структуры на восточном борту ЮКВ более пологие и мелкие. На значительной части туркменского шельфа, соответствующей выступу Година, развиты пологие субплатформенного типа структуры, не охваченные в подавляющем своим большинстве глубоким поисковых бурением. Пробуренные на структурах Огурчи (Огурчинская), Западный Эрдекли и Ферсмана скважины глубиной более 5000м при высокой песчанистости разреза не выявили промышленных скоплений нефти и газа (Алиев, 1988).

Открытые на восточном борту ЮКВ месторождения в подавляющем большинстве газонефтяные, что связано с относительной глинистостью и большей прогретостью разреза красноцветной толщи. Температура на одних и тех же глубинах на восточном борту ЮКВ на 8-10^{o}C больше, чем на западном борту (Мехтиев и др., 1972).

Нами еще в 1975 году (Алиев, 1975) была рассмотрена вертикальная зональность распределения нефти и газа в Южно-Каспийской впадине и установлено, что значительная часть выявленных залежей и начальных геологических запасов нефти сконцентрирована на глубинах до 3500 м и ниже этой глубины количество открытых нефтяных залежей и запасов нефти ничтожно, хотя глубины свыше 3500 м к тому времени в достаточной степени были разбурены. Наряду с этим более 80% выявленных запасов природного газа на западном борту ЮКВ было сосредоточено на глубинах ниже 3500 м.

Начиная с 80-х годов прошлого столетия, на западном борту ЮКВ были открыты крупнейшие газоконденсатно-нефтяные месторождения Азери-Чираг-Гюнешли и в конце 90-х годов – газоконденсатное месторождение Шах-дениз, что внесло существенное изменение в зональность распределения начальных геологических запасов нефти и газа с глубиной (рис.7).

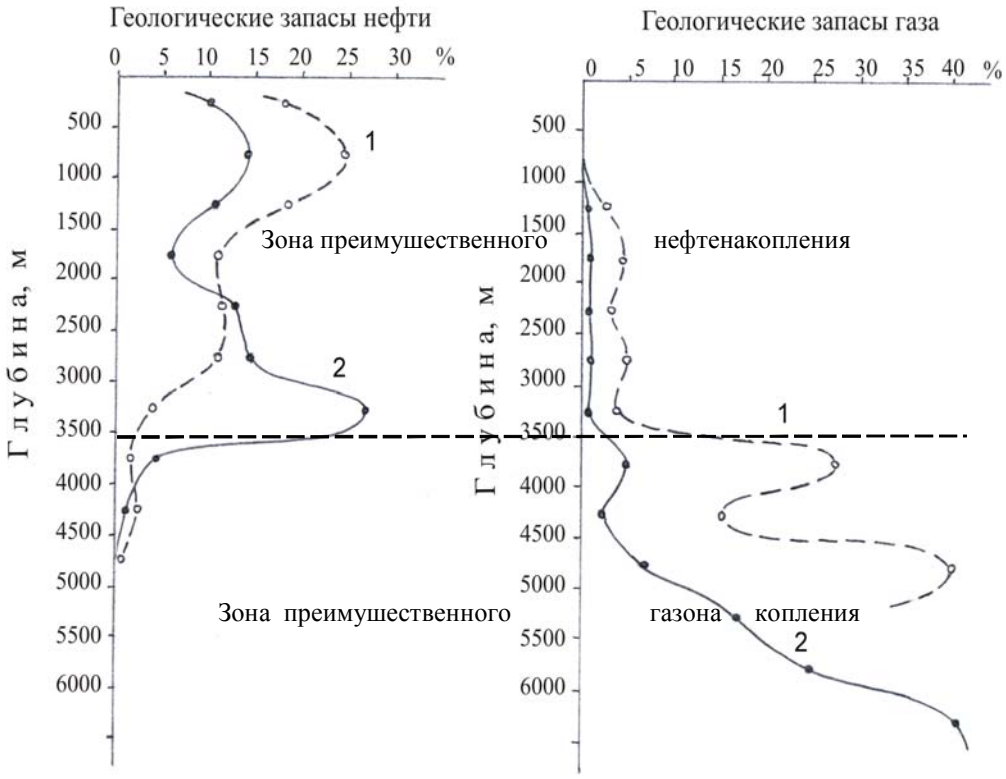


Рис. 7. Распределение начальных геологических запасов нефти и газа с глубиной на западном борту Южно-Каспийской впадины до (1) и после (2) открытия месторождений Азери-Чираг-Гюнешли и Шах-дениз (по А.И.Алиеву)

Наряду с этим сохранилась установленная более 30 лет тому назад закономерность преимущественного развития нефтяных месторождений в бортовых и прибортовых зонах ЮКВ на глубинах до 3500 м, а газоконденсатных - ниже этой глубины в наиболее погруженных зонах (Алиев, 1975). Эта закономерность имеет принципиальное значение при направленных поисках нефтяных и газовых (газоконденсатных) залежей, что было обосновано в работах (Алиев и др. 1973; Алиев, 1975) и подтвердилось в последующем открытием крупных газоконденсатных залежей в глубокопогруженных зонах ЮКВ (Булламоре, им. 8 Марта, Шах-дениз).

ЛИТЕРАТУРА

АЛИЕВ, А.И., КЕРИМОВА, А.А. и др. 1973. Рекомендации по направлениям поисков крупных газовых (газоконденсатных) залежей в глубокопогруженных зонах Южно-Каспийской впадины. ВНИИГаз, Москва.

АЛИЕВ, А.И. 1975. Зональность распределения нефти и газа в Южно-Каспийской впадине в связи с перспективами поисков крупных газовых (газоконденсатных) залежей на больших глубинах. В кн.: *Поиски и разведка газовых месторождений*. Тр. ВНИИГаз, Недра, Москва, 160-169.

АЛИЕВ, А.И. 1988. Результаты и перспективы поисково-разведочных работ на туркменском шельфе Южного Каспия. *Геология нефти и газа*, 3, 1-5.

АЛИЕВ, А.И. 2004. Условия формирования залежей нефти и газа в Южно-Каспийской впадине. *Изв. НАН Азербайджана.Науки о Земле*, 4, 13-24.

АЛИ-ЗАДЕ, А.А. 1961. Газовые ресурсы Азербайджана и направление их поисков и разведки. *Изв. АН Азербайджанской ССР, Серия наук о Земле*, 6.

АЛИ-ЗАДЕ, А.А., САЛАЕВ, С.Г., АЛИЕВ, А.И. 1985. Научная оценка перспектив нефтегазоносности Азербайджана и Южного Каспия и направление поисково-разведочных работ. Элм, Баку, 249.

ГУЛИЕВ, И.С. ФЕЙЗУЛЛАЕВ, А.А., КАДЫРОВ, Ф.А. 2004. Углеводородные системы неравномерных бассейнов (на примере Южно-Каспийской впадины). *Изв.НАН Азербайджана. Науки о Земле,* 4, 2004, 3-12.

ДАДАШЕВ, Ф.Г. 1970. Газоносность продуктивной толщи Юго-Восточного Кавказа. Элм, Баку.

МЕХТИЕВ, Ш.Ф., ГЕОДЕКЯН, А.А., АЛИЕВ, А.И. и др. 1972. Геотермический режим Южно-Каспийской впадины. *Советская геология*, 3, 57-72.

МЕХТИЕВ, Ш.Ф., ГЕОДЕКЯН, А.А., АЛИЕВ, А.И. и др. 1973. Влияние термодинамических параметров недр на распределение залежей нефти и газа в Южно-Каспийской впадине. *Изв. АН СССР, серия геол.* 2.

МОДЕЛЕВСКИЙ, М.С., ГУРЕВИЧ, Г.С. и др. 1983. Ресурсы нефти и газа и перспективы их освоения. Недра, Москва, 223.

НЕСТЕРОВ, И.И., ПОТЕРЯЕВА, В.В. САЛМАНОВ, Ф.К. 1975. Закономерности распределения крупных месторождений нефти и газа в земной коре. Недра, Москва, 276.

Рецензент: член-корр. НАН Азербайджана И.С.Гулиев

© М.А.Мустафаев. 2006

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ МАГМАТИЗМА И ГЕОДИНАМИКА КАВКАЗСКОГО РЕГИОНА В ЮРСКОМ ПЕРИОДЕ (АЗЕРБАЙДЖАН)*

М.А.Мустафаев

Институт геологии НАН Азербайджана
AZ 1143, Баку, просп. Г.Джавида, 29А

Регион исследования, охватывающий пространство между Каспийским и Черным морями, в пределах Азербайджана включает в себя океанические и субокеанические бассейны, юрско-меловую островную дугу со зрелой континентальной корой, рифтовые структуры, региональные разломы и сейсмофокальные зоны. Рассматриваются взаимоотношение этих структур, эволюция в них юрского магматизма и тектонический режим его формирования. Установлено, что в пределах северной палеоокраины Гейча-Акеринского океанического бассейна в мезозойский период сформирован Черноморско-Малокавказско-Каспийский вулканоплутонический пояс. Его юго-восточное окончание заходит в Нижнекуринскую впадину и раскрывается в акватории Южнокаспийской впадины, а северо-западное – уходит в акваторию Черноморского глубоководного бассейна. В обоих концах пояса формировались рифтовые структуры позднеюрского возраста с субщелочными магматическими комплексами. Выяснено, что в юрский период Черноморско-Малокавказско-Каспийский вулканоплутонический пояс являлся переходной зоной между океаническим и континентальным типами строения земной коры, подобной западнотихоокеанскому типу и представлял собой фрагмент активных континентальных окраин.

По изученности геологического строения, истории геологического развития, тектоники, магматизма и металлогении Кавказский сегмент является одним из детально исследованных объектов Альпийско-Гималайского пояса. Природа регионов Кавказского сегмента определяется сопряженным развитием тектонических, магматических и рудообразующих процессов. Реконструкция этих процессов в свое время проводилась с позиции геосинклинальной теории. Все вопросы геологии, в частности касающиеся тектономагматических процессов и обусловленной ими металлогенической зональности, тогда рассматривались на фиксистской основе, согласно которой определить природу тех или иных тектонотипов и геодинамических обстановок проявления магматизма, происходящих в их глубинах, в некоторых случаях было невозможным. Мобилистский подход к анализу этих проблем дал авторам (Гаджиев и др. 1978; Рустамов, 1987; Rustamov, 2002; Исмаил-Заде, 2004; Засеев, Абрамович, 1993; Мустафаев Г., 2002; Мустафаев, 2000a, 2002; Карякин, 1989; Остроумова, Центер, 1986; Гамкрелидзе, Шенгелиа, 2005 и др.) возможность достаточно определенно в отдельных регионах Азербайджана и Кавказа выделить различные морфогенетические структуры континентального и океанического типов и свойственные им магматические и рудные проявления, реконструировать место и положение сутурных зон Палео- и Мезотетиса. Результаты этих исследований носят в основном региональный, а иногда глобальный характер. Однако магматическим комплексам локальных зон с этой позиции уделено относительно мало внимания, хотя природа геологических событий, происходящих в них, имела сложный характер и обладала большой информативностью. В полной мере это относится к азербайджанскому сектору Кавказской ветви

* Рецензент не разделяет точек зрения автора на ряд научных положений по статье, а именно: наличие на Малом Кавказе симатической коры, океанического залива, переходной зоны океан-континент и Муровдаг-Гарабагской субдукционной зоны

Мезотетиса, отдельные зоны (северная – Гойтхско-Тфанская, южная – Нахчыванская и центральная – Малокавказская), которого, представляющие собой вулканический фронт, характеризующийся максимальной концентрацией центров извержений и наибольшей мощностью вулканического материала, стали объектом данного исследования.

Многими учеными в этих регионах проведены геологические исследования и палеотектонические реконструкции, разработаны схемы тектонического районирования, из коих в данной работе во внимание принята схема тектонического районирования Азербайджана по Э.Ш.Шихалибейли (Тектоническая карта..., 1980) (см. рис.).

В настоящем сообщении под мезозойскими магматическими комплексами Азербайджана понимаются вулканоплутонические образования, сформированные в обстановке регионального сжатия в процессе взаимодействия Евроазиатской и Афро-Аравийской литосферных плит. При этом становление вулканоплутонического пояса в северном обрамлении Кавказской ветви Мезотетиса, как фрагмент переходной зоны океан-континент, воспринимается автором как единая мезозойская тектономагматическая палеосистема (Mustafayev, 2004), где вулканические процессы проявились мощно, пестро и многоэтапно с образованием продуктов разнотипных магм в разных геодинамических обстановках (океанических, островодужных, рифтогенных) (Mustafayev, 2002). К тому же, мезозойский вулканизм в различных тектонических зонах имеет с точки зрения петрологии, геохимии и металлогении, кроме схожих, и много отличительных черт, обусловленных особенностями геодинамической их эволюции (Абдуллаев и др. 1988; Мустафаев, 2000а).

Ранняя активизация юрского вулканизма приурочена к южной активной окраине Скифской плиты и по своему пространственному положению охватывает Гойтхско-Тфанскую зону на южном склоне Большого Кавказа (Северный вулканический фронт). Здесь в начале юры в процессе нарастающего погружения и дробления кристаллического фундамента происходило заложение продольно-линейных прогибов, постепенно трансформировавшихся в единый лейассовый бассейн (Милановский, Хаин, 1963), в этих прогибах на фоне осаждения глубоководных песчано-глинистых отложений происходили массовые трещинные излияния однородных толеитовых базальтов натриевого типа с образованием серий параллельных даек и силлов, тяготеющих по химизму к таковым срединно-океанических хребтов (СОХ) (Мустафаев, 2000а). Судя по составу пород, этот вулканизм, очевидно, маркирует спрединг нижнеюрского этапа. Интенсивность вулканизма ослабевала к северу, где расположены более стабильные зоны Главного хребта и его северного склона, представлявшие собой в ранней юре островные дуги (ОД) (Борсук, 1979). Еще севернее, в эпибайкальской Бечасынской зоне, раннеюрский вулканизм резко ослабевает.

Установлено, что в Тфанской зоне юрский вулканизм, ознаменованный двумя импульсами вулканических извержений, маркирует осевую зону растяжений Большекавказского палеобассейна. Ранний импульс вулканизма совпадает с ранней юрой, а поздний – с байосом. Продукты раннеюрского вулканизма по составу соответствуют базальтам и долеритам, которые характеризуются низкой калиевой (K_2O = 0,2-0,5 %) и высокой натриевой (Na_2O / K_2O = 1,4-4,7) щелочностью (Мустафаев, 2003). По этим показателям они относятся к недифференцированной серии натриевых базальтов, а по титанистости (TiO_2 = 1,4-2,7 %) – к классу высокотитанистых толеитовых серий. По отношению K_2O/TiO_2 тренды базальтов и долеритов соответствуют трендам СОХ (Мустафаев, 2000а, 2000б, 2003; Mustafayev, 2001). Для них весьма характерно соотношение FeO / MgO (1,5-2,1), по которому они сопоставляются с океаническими толеитовыми базальтами (FeO / MgO = 0,7-2,1). По-видимому, эти однородные базальты фиксируют скорее всего океанический субстрат, на котором на более позднем этапе – в байосе – в связи с изменением геотектонической обстановки вулканизма сформировались породы протяженной серии андезит-дацит-риолитового ряда также с натриевой спецификой. Дифференциаты последнего по составу отвечают породам от низкощелочных и умеренно титанистых толеитовых базальтов до низкощелочных плагиориолитов, подобных тем, которые встречаются в современных ОД эн-

симатического типа. Таким образом, в раннесреднеюрское время на Северном вулканическом фронте – Гойтхско-Тфанской зоне – в развитии вулканизма наблюдается смена геодинамического режима от рифтогенного типа к островодужному.

В этот же период на Южном вулканическом фронте, в пределах пассивной окраины Иранского микроконтинента в Нахчыванской складчатой зоне раннеюрский вулканизм был спровоцирован рифтингом. В действительности, здесь в зоне сопряжения Шаруро-Джульфинского антиклинория и Ордубадского синклинория в результате деятельности вулканов центрального и трещинного типов формировались серии пород толеит-базальтового состава, характерные для континентальных рифтов (Карякин, 1980; Мустафаев, 2000а, 2003). Возраст вулканических продуктов первоначально определен как нижняя юра (Азизбеков, 1961), а по последним уточненным данным – как синемюр-плинсбах (Касумзаде, 2001). Эти вулканиты по составу, возрасту и сериальной принадлежности схожи с таковыми Северного вулканического фронта – Тфанского рифта, но отличаются от последних повышенной щелочностью и высокой титанистостью, довольно устойчивым химическим составом (SiO_2 = 46-52 %), все они низко- и умеренноглиноземистые и высокотитанистые (TiO_2 = 1-4 %), характеризуются узким интервалом фракционирования по кремнезему, что в совокупности определяет их рифтогенную природу.

Подобные вулканические процессы более интенсивно развиты также на Западном Кавказе, где продукты вулканизма пестрого состава в виде прерывистых выходов протягиваются вдоль южного склона Большого Кавказа. Вулканическая активность здесь соответствует раннеальпийскому тектоническому циклу, «...знаменующемуся растяжением и деструкцией эпипалеозойской континентальной коры, интенсивным погружением площади всего Большого Кавказа с возникновением обширных морских бассейнов на субокеанической коре» (Джанелидзе, Надареишвили, 1999).

Различные типы раннеюрских базальтоидов образовались из оливин-базальтовой магмы первично-мантийного генезиса, которая в процессе эволюции дифференцировалась в Тфанском троге и в Нахчыванской зоне по толеитовым трендам. Однако выявленные незначительные латеральные вариации в химизме раннеюрских пород, по-видимому, связаны с различной степенью плавления исходного субстрата и различиями в процессах фракционирования магм в малоглубинных промежуточных очагах (Мустафаев, 2003).

Юрская вулканоплутоническая ассоциация в равной мере как с вулканогенной, так и плутоногенной составляющими с наибольшей интенсивностью проявлена на Центральном вулканическом фронте – в Малокавказском фрагменте, прослеживаясь между акваториями Южнокаспийской и Черноморской впадин и имея ширину около 150-200 км. Она включает следующие геотектонические единицы (с юга на север): Гейча-Акеринский океанический залив с рифтогенным режимом; сейсмофакальную зону (СФЗ) с северонаправленной зоной субдукции, отделяющей Гейча-Акеринский океанический залив от обрамляющей его с севера мезозойской ОД с энсиалическими и энсиматическими блоками; Газах-Ходжавендскую группу задуговых и интрадуговых прогибов; Куринскую межгорную впадину (КМВ) с островодужным (в нижней-средней юре) и рифтогенным (в поздней юре-позднем мелу) развитием; Вандамскую линейно-вытянутую ОД энсиалического типа. Значительная часть этих структурных элементов вместе с окраинным морем южного склона Большого Кавказа в мезозое развивалась как активные континентальные окраины (АКО) Евразии и находилась в условиях регионального сжатия, связанного со сближением Гондваны с Евразией. Отдельные фрагменты этих структур приходят в соприкосновение с корой Гейча-Акеринской зоны непосредственно Муровдаг-Гарабагским глубинным разломом. Эта глубокопроницаемая линейная структура, заложенная еще в начале байосского периода в северном обрамлении Гейча-Акеринского океанического залива, интерпретируется нами как главная магмаконтролирующая структура мезозойского этапа, отвечающая по многим параметрам СФЗ Заварицкого-Беньоффа. Одна из примечательностей последней заключается в формировании над ней вулканического центра типа «трубки взрыва» с характерными продуктами щелочной (тефриты, субщелочные пикробазальты,

трахибазальты) и щелочно-ультраосновной (пироксеновые горнблендиты – щелочные перидотиты) магмы вулканического и интрузивного облика. Это уникальное явление впервые выявлено автором (Мустафаев, 2000a; Mustafayev, 2001, 2002, 2004) в ареале среднеюрских вулканокластических комплексов на территории Гарабагской ОД и в настоящее время является единственным. Формирование рассматриваемых ультраосновных пород в условиях ОД можно объяснить с позиции (концепции) домагматического метасоматоза (Коржинский, 1953). Согласно этой концепции, трансмагматические флюиды, поднимающиеся из глубин мантии, воздействуя на вещества больших глубин (возможно пироксенитового субстрата), преобразуют их в метасоматически измененные породы, одновременно обогащая их некогерентными элементами (K, Rb, Sr, Ba, U, Th и др.), в дальнейшем разуплотненное мантийное вещество с метасоматизированными пироксен-амфиболовыми породами, первоначально находящееся ниже границы Мохоровичича, могло передвигаться из зоны Заварицкого-Беньоффа в верхние структурные этажи литосферы в виде мантийного диапира, а затем выводиться вулканами в виде «трубки взрыва» на дневную поверхность. Не менее интересным образованием фронтальной зоны Гейча-Акеринского залива являются дугообразные разломные зоны (в Муровдагском фрагменте), маркирующие субвулканические выходы кислых пород (дациты и риолиты) более молодого (нижне- и верхнемелового), чем вмещающие их породы (среднеюрские) возраста. Данная ситуация свидетельствует о длительной и сложной эволюции мезозойского кислого вулканизма и долгой живучести СФЗ. Таким образом, в пределах АКО юрский вулканизм протекал в условиях чередующихся процессов растяжения и сжатия при дифференцированных перемещениях блоков коры. В результате сформированные вулканические комплексы в различных зонах АКО довольно разнообразны по составу, сериальной принадлежности и фациально-палеовулканическим особенностям.

Первая вспышка вулканизма в пределах Черноморско-Малокавказско-Каспийского вулканоплутонического пояса (ЧМК ВПП) совпала с началом байосского вулканизма с образованием мощной (до 2000 м) толщи продуктов основной магмы. Затем в позднебайосское время произошло массовое излияние продуктов кислой магмы дацит-риолитового ряда (700-750 м). Последние представляли собой, по-видимому, первое «гранитное звено» в ряду превращений симатической коры океанического типа в сиалическую кору континентального типа, о чем свидетельствует сформировавшийся уже «гранитно-метаморфический слой» в фундаменте ЧМК ВПП. Поэтому начальная базальтовая фаза байосского вулканизма нами интерпретируется как источник, приводящий к утолщению «базальтового» слоя, а происходящий вслед за основным кислый вулканизм – как механизм, способствующий образованию первого кислого члена «гранитно-метаморфического» слоя земной коры. Однако вулканиты бимодальной серии характерны не для вулканических образований ОД и АКО, а для рифтогенных структур, где они имеют наибольшее распространение и являются индикаторами определения природы подобных геодинамических обстановок. В связи с этим формирование вулканитов байосской контрастной базальт-риолитовой формации в Малокавказской ОД (в северном обрамлении Гейча-Акеринского океанического залива) можно объяснить следующим. В указанном регионе наблюдается пространственная сопряженность ареалов байосского вулканизма с СФЗ, непосредственно отделяющей континентальную кору от океанической. Эта зона сопряжения в начале мезозойского времени являлась наиболее активным и подвижным тектоническим элементом Кавказского региона в целом. Высокая тектоническая напряженность здесь реализовалась проявлением интенсивного и многоэтапного юрского вулканизма и сопровождалась возникновением структур сжатия и растяжения с образованием узких прогибов с активным субдукционным и, возможно, локальным рифтоподобным байосским магматизмом.

В целом, в складчатом обрамлении Кавказской ветви Мезотетиса в условиях океан-континент происходили интенсивные тектономагматические процессы (субдукция, островодужный магматизм в вулканической и интрузивной формах, метаморфические и метасоматические преобразования и др.), харак-

терные для АКО. Особенно наличие здесь сопряженной пары вулканической и (или) плутонической ассоциаций однозначно свидетельствует о существовании в юрское время в северном обрамлении Мезотетиса АКО западнотихоокеанского типа.

В батское время в обстановках, аналогичных байосскому, формировалась вулканогенно-осадочная толща, сложенная непрерывной базальт-андезит-дацит-риолитовой формацией преимущественно с толеитовой и бонинитовой серией пород. Следовательно, присутствие пород бонинитовой серии (Магакян и др., 1993; Остроумова, Центер, 1986) в ассоциации с ультрамафическими породами (Мустафаев, 2000а; Mustafayev M.A. 2001, 2002, 2004), а также пространственная близость их выходов с СФЗ, позволяют допустить формирование батских вулканитов во фронтальной части вулканоплутонического пояса на коре субокеанического типа.

Специфика батского вулканизма заключается в образовании сближенных по времени разновидностей пород в последовательности от основных к кислым в составе трех вулканических серий – толеитовой, бонинитовой и известково-щелочной. По тектонической схеме Э.Ш.Шихалибейли (Шихалибейли, 1980) (рис.) они являются составной частью трех разнохарактерных структурных зон: Лок-Агдамской (породы известково-щелочной серии), Гейча-Гарабагской, Мисхана-Гафанской (породы толеитовой и бонинитовой серий). Породы толеитовой и бонинитовой серий распространены вдоль всего вулканического фронта, а известково-щелочная серия тяготеет к промежуточной зоне вулканического ареала. Однако толеиты вблизи океанической коры более примитивные, чем таковые удаленных зон. Наличие бонинитов и широкое развитие примитивных толеитов в фрагментах Гарабагской и Лачинской ОД определяют их первичную энсиматичность. В других зонах (Лок-Агдамская ОД) толеитовый магматизм развивается в тесной ассоциации с известково-щелочным в условиях энсиалличности. Этим объясняется то, что активные палеоокраины Гейча-Акеринского океанического бассейна в среднеюрское время приобрели островодужную специфику, подобную тихоокеанскому типу.

Установлено (Мустафаев, 2000а, 2000б; Mustafayev, 2001, 2002), что батские породы являются продуктами толеитовой и бонинитовой магмы, выплавленными из перидотитового субстрата (лерцолитов и гарцбургитов) верхней мантии. В незначительном количестве имеются также продукты ультраосновной магмы – метасоматизированные ультрамафиты. Характерные черты этих образований (ультраосновной состав, их локальное развитие и РТ-условия образования) свидетельствуют о самостоятельности ультраосновной магмы. Макдональд (Macdonald, 1968) считает, что породы толеитовой и известково-щелочной магм образовались за счет единой богатой оливином магмы при её фракционировании на глубинах около 30-35 км. Позднее (Takahashi, Kushiro, 1983) исследования безводного ксенолита и шпинелевого лерцолита из гавайских щелочных базальтов показали, что близликвидусное парциальное плавление при давлениях около 15 кбар дает толеитовые базальты, а при давлениях 15-25 кбар выплавляются щелочные базальты. При увеличении степени парциального выплавления щелочные базальтоиды сменяются высокомагнезиальными толеитами, а при давлениях выше 25 кбар – щелочными пикритами. Давление для батских базальтов толеитовой магмы, согласно нашим исследованиям, варьирует от 1,1 до 2,0 ГПа, что соответствует выплавкам лерцолитового субстрата, находящегося на границе между корой и мантией. Температура ликвидуса для них по оливиновому геотермометру Л.Перчука равна 1262-1393^{0}С. Бониниты бонинитовой магмы выплавлялись по сравнению с толеитами в условиях повышенных РТ (при Р = 1,2-2,2 ГПа и Т = 1260-1386^{0}С с содержанием в магме воды до 3,5 %), находящихся в равновесии с гарцбургитом верхней мантии. Что касается магм ультраосновных пород, то их выплавление происходило в условиях относительно больших давлений и температур (Р = 2,5-3,0 ГПа; Т = 1381-1398^{0}С). Данные термодинамических параметров показывают, что глубины генерации этих магм в целом близки и свидетельствуют об их частичном (10-15 %) выплавлении из одного и того же субстрата, но из разных его участков на границе кора-мантия.

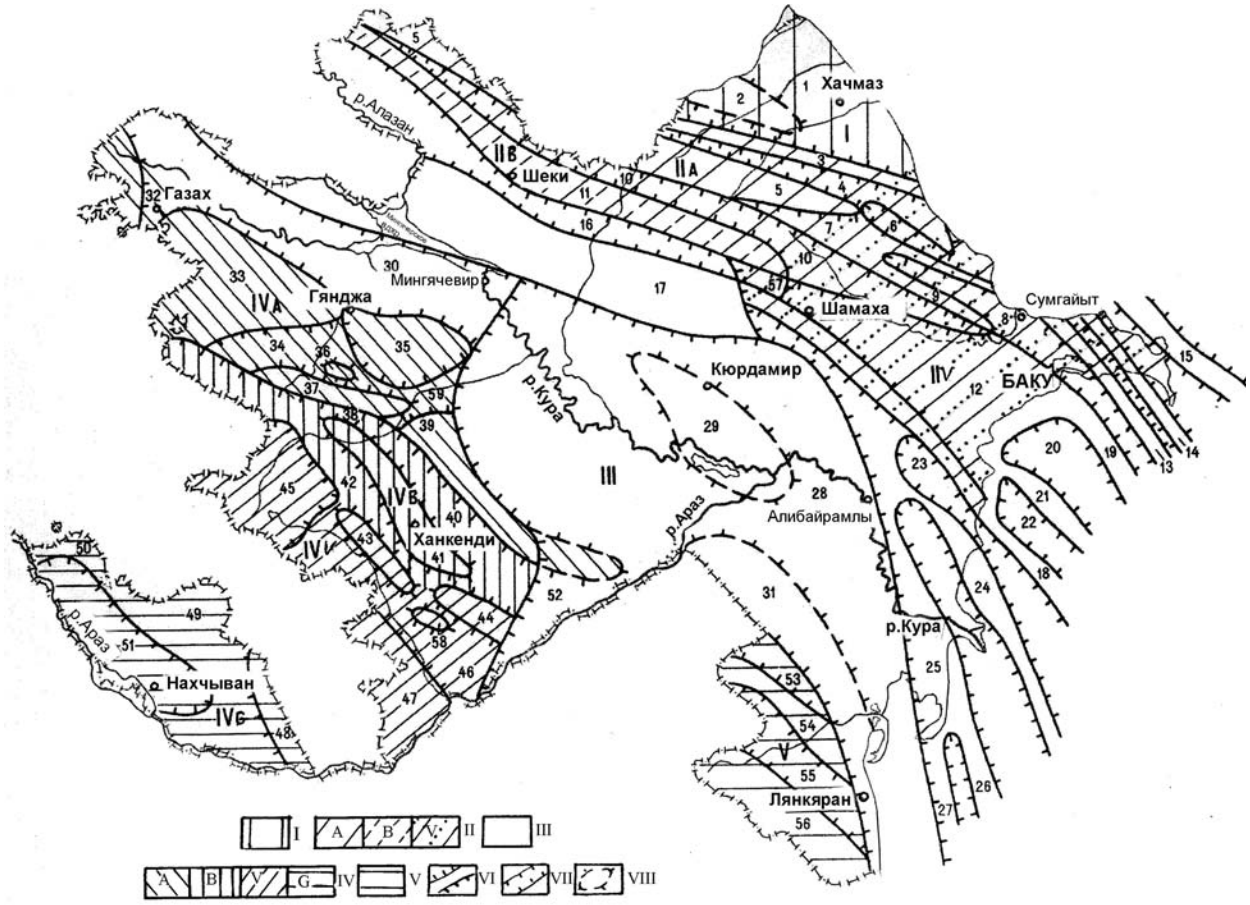


Схема тектонического районирования Азербайджана
(Шихалибейли, 1980)

1 – Предкавказский передовой прогиб; 2 – Мегантиклинорий Большого Кавказа (А – Миогеосинклинальная зона, Б – Вандамская зона, В – юго-восточный Кавказ); III – Куринская межгорная впадина; IV – Мегантиклинорий Малого Кавказа (А – Сомхито-Агдамская зона, Б – Гейча-Гарабагская зона, В – Мисхано-Гафанская зона, Г – Араксинская зона); V – Талышская складчатая зона; VI – Границы антиклинориев; VII – Границы синклинориев; VIII – Контуры крупных гравитационных максимумов. Названия структурных элементов, на которые ссылаются в статье: 5 – Тфанский антиклинорий, 11 – Вандамский антиклинорий, 28 – Нижнекуринский синклинорий, 29 – Кюрдамир-Саатлинское погребенное поднятие, 30 – Среднекуринский синклинорий, 32 – Газахский синклинорий, 33 – Шамкирский антиклинорий, 34 – Дашкесанский синклинорий, 35 – Агджакендский синклинорий, 37 – Муровдагский антиклинорий, 39 – Агдамский антиклинорий, 40 – Ходжавендский синклинорий, 41 – Гарабагский антиклинорий, 43 – Лачинский антиклинорий, 46 – Гочасский синклинорий, 47 – Гафанский антиклинорий, 49 – Ордубадский синклинорий, 50 – Шарурский антиклинорий.

Начало поздней юры повсеместно ознаменовалось изменением геотектонического режима, обусловившего перестройку плана складчатости, разрывообразование и рифтогенез, миграцию прогибов и заполнение их осадками с дальнейшим осложнением складчатости. В результате этого был создан основной структурный каркас региона (Шихалибейли, 1967). Установлено, что в различных геотектонических условиях меняется природа позднеюрского магматизма от островодужной к рифтогенной, а состав его продуктов – от известково-щелочной к субщелочной.

В современной структуре Малого Кавказа позднеюрский вулканический ареал, начиная от р. Араз, прослеживается в северо-западном направлении и через Бердский район заходит на территорию Армении, где в районе Шамлуг покрывается мощным чехлом позднемеловых вулканогенных толщ. Оттуда через Артвин-Болнисскую глыбу с перерывами прослеживается по территории Грузии до

акватории Черного моря. Начиная с позднего оксфорда, особенно в кимеридже, получают развитие процессы сжатия, в результате которых формировались комагматические ряды вулканоплутонической ассоциации, объединяющей вулканогенную базальт-андезит-дацитовую и интрузивную габбро-диорит-гранодиоритовую формации, различные фации которых являются основной рудовмещающей средой эндогенных месторождений полезных ископаемых, парагенетически связанных непосредственно как с вулканитами, так и с комагматичными им гранитоидами.

Каждая активизация тектонических процессов в оксфорд-кимериджское время превратила локальные участки вулканического поля в широкую разломную зону и привела к протеканию вулканизма главным образом в островодужной обстановке над падавшей на север палеосубдукционной зоной. Этот островодужный вулканизм к юго-востоку замыкается в районе р. Инджачай в пределах Нагорного Гарабага Азербайджана, а к северо-западу – в районе Локского выступа в пределах Грузии. Затем вулканическая активность как к северо-западу, так и к юго-востоку сопутствовала процессам зарождения и развития внутридугового рифта. Так, в пределах Грузии позднеюрские вулканиты с перерывами обнажаются от Локского выступа до Дзирульского кристаллического массива, далее в северо-западном направлении погружаются на большие глубины под мощный чехол палеогеновых отложений Аджаро-Триалетской зоны и больше на дневной поверхности не обнажаются. Лишь в Западной Грузии продолжение данных вулканитов установлено глубоким бурением в Колхидской впадине. Эта погребенная позднеюрская рифтовая структура к западу уходит в акваторию Черного моря, а к востоку замыкается в районе Дзирульского кристаллического массива (Надареишвили и др., 2002). В пределах Азербайджана, начиная от р. Инджачай, через Эльбекдашское плато позднеюрские вулканические комплексы прослеживаются к юго-востоку до р. Араз, где погружаются под новейшие отложения Нижнеаразской депрессии и, возможно, оттуда посредством трансформных разломов мигрируют к Нижнекуринской впадине, где в это время сушествовал внутридуговый рифт, уходящий к востоку в Южнокаспийскую впадину (Мошашвили, 1990). Подобное мы наблюдаем в Колхидской впадине в Грузии. Следовательно, не исключена возможность с процессами позднеюрского рифтогенеза связать образование безгранитных частей Черноморской (Джанелидзе, Надареишвили, 1999) и Южнокаспийской глубоководных впадин.

Следует отметить, что в мезозойское время вулканизм, носящий рифтогенные черты, проявился несколько раньше (в ранней юре) на южной активной окраине Скифской плиты (в Тфанской зоне) и на пассивной северной окраине Иранского микроконтинента (в Нахчыванской складчатой зоне). Затем в результате быстрого затухания рифтогенного магматизма в начале средней юры он сменяется субдукционным магматизмом, который охватывает весь среднеюрский период. В дальнейшем в позднеюрско-позднемеловой период тыловодужные юрские и меловые прогибы вновь вовлекаются в рифтообразование (Mustafayev, 2001, 2002).

Допускается, что в позднеюрское время формируются две вулканические серии, соответствующие двум типам магм – толеитовой оливин-базальтовой и щелочной оливин-базальтовой, в совокупности являющихся двумя ветвями первичной оливин базальтовой магмы. Производными толеитовой оливин-базальтовой магмы являются нормальнощелочные породы базальт-андезит-дацитовой формации и их габбро-диорит-гранодиоритовые комагматы, которые формировались на мощной коре континентального типа в условиях активной ассимиляции материалов коры. О явлениях ассимиляции свидетельствуют наличие в породах среднего и кислого состава разорбированных зёрен ксеногенного кварца и иногда его присутствие в базальтах виде вкрапленников. Производными щелочной оливин-базальтовой магмы являются субщелочные пикробазальт-трахидацитовые формации контрастного типа. В эволюции состава нормальнощелочных пород прослеживаются два последовательных тренда: толеитовый и известково-щелочной, а субщелочных пород – щелочной. Существование в позднеюрское время вулканитов различной сериальной принадлежности – толеитовой, известково-щелочной и субщелочной, указы-

вает на значительный диапазон глубин зарождения магматических очагов.

В ряде случаев при образовании позднеюрских субщелочных вулканических комплексов часть ювенильных магматических масс поступает непосредственно на поверхность, минуя периферические очаги, и формирует породы однородной толщи. Такие породы можно наблюдать в составе позднеюрской субщелочной пикробазальт-трахидацитовой формации в виде субщелочных пикробазальтов и субщелочных оливиновых базальтов (42-48 % SiO_2, 15-20 % MgO, O,9-2,O % K_2O). По многим признакам эти базальтоиды имеют большее сходство с таковыми континентальных рифтов, чем с базальтоидами других геодинамических обстановок. В составе позднеюрских вулканических комплексов субщелочные базальтоиды по сравнению с нормально щелочными содержат повышенные концентрации Mg (15-20 %), Ni (до 210 г/т) и Cr (360-490 г/т), что может указывать на различные глубины выплавления этих пород и соответственно на различную степень частичного плавления исходного субстрата при их генерации.

Базальтоиды, богатые глубинными элементами (Mg, Ni, Cr и др.), интерпретированы как первичные мантийные выплавки (Фролова, Бурикова, 1997). Среди пород островодужной базальт-андезит-дацитовой формации они редки. В рифтогенной субщелочной пикробазальт-трахидацитовой формации наиболее близкими к исходной магме следует, по-видимому, считать субщелочные пикробазальты и оливиновые базальты, в которых возможности ассимиляции ограничены. Проведенные исследования показали, что исходный расплав для базальт-андезит-дацитовой формации скорее всего был близок к той оливин-базальтовой магме, которая была исходной для пород вулканической формации предыдущего среднеюрского этапа вулканизма (Мустафаев, 2000а, 2000б). Термодинамические расчеты показывают, что при формировании позднеюрских островодужных и рифтогенных образований глубины генерации базальтовых магм несколько отличаются. PT-параметры для базальтоидов островодужной серии имеют следующие значения: P = 1,0-1,8 ГПа, T = 1200-1280^{0}C, а для рифтогенной серии – P = 2,2-2,5 ГПа, T = 1300-1400^{0}C. В первом случае глубины генерации базальтовой магмы варьируют в интервале 30-50 км, а во втором – 70-75 км. Различие термодинамических параметров, видимо, обусловлено различными геодинамическими обстановками формирования пород позднеюрских формаций.

Заключение

Территория Азербайджана характеризуется широким развитием продуктов мезозойского магматизма. Наибольшее скопление магматических продуктов отмечено в юрском периоде по северному обрамлению Гейча-Акеринского океанического бассейна, где они в виде широкого вулканического пояса (средней шириной до 40 км) прослеживаются в северо-западном направлении между акваториями Каспийского и Черного морей и охватывают почти все промежуточные регионы от Гейча-Акеринского океанического бассейна до Кахетино-Вандамской шовной зоны, которые в мезозое, по-видимому, представляли единое целое. Вдоль всего пояса в условиях океан-континент происходили интенсивные тектономагматические процессы (субдукция, островодужный магматизм в вулканической и интрузивной формах, метаморфические и метасомотические преобразования и др.), в результате в различных геодинамических обстановках сформирован ЧМК ВПП. Вдоль пояса магматические комплексы, сменяя друг друга, образуют закономерные латеральные ряды, в которых они не только сопряжены пространственно, но и в соответствии с теорией тектоники плит связаны общностью происхождения. Особенно наличие вдоль пояса сопряженной пары вулканического и (или) плутонического комплексов подтверждает существование здесь в мезозое АКО западнотихоокеанского типа.

Максимум вулканической активности проявился в юре, когда вулканиты формировались на обширной территории, от Гекча-Акеринской океанической плиты до южного склона Большого Кавказа, главным образом в островодужной обстановке. Помимо субдукционного, в пределах ЧМК ВПП проявлялся также рифтовый вулканизм с максимумами в лейасе-аалене, оксфорде-кимеридже, апте-маастрихте.

Допускаются (Засеев, Абрамович, 1993) наличие двух субдукционных зон, в результате

которого океаническая кора Кавказской ветви Мезотетиса в одних случаях подвинута к северу под Евроазийский континент, а в другом случае – к югу под Иранский микроконтинент. Нам кажется, что увязать весь мезозойский магматизм здесь одним или двумя субдукционными зонами невозможно, потому что при формировании всего мезозойского комплекса часто менялась геодинамическая обстановка, сопровождающаяся то господством сжатия, то растяжения. В этой связи, по-видимому, будет правильно связать юрский вулканизм с возникновением и оживлением зоны субдукции, позднеюрско-раннемеловой и позднемеловой обстановками рифтогенеза.

В зоне сопряжения Гейча-Акеринского океанического залива с юрской островодужной системой отмечаются частые перерывы между вулканическими извержениями и накоплением наряду с вулканитами также карбонатных пород; наблюдаются сокращенные разрезы юрских вулканических толщ; здесь же присутствуют альпинотипные гипербазиты, офиолитовые пластины, примитивные толеиты и бониниты, а также высокотитанистые базальты из зон спрединга. Формирование этих комплексов связано с развитием СФЗ, совпадающей, по нашему мнению, с системой наиболее глубинного Муровдаг-Гарабагского скола, в мезозойское время отделяющего океаническую плиту от Евразийского континента. Над СФЗ формировалась главная масса мезозойских вулканических толщ, в которой проявлена преимущественно островодужная геодинамическая обстановка западнотихоокеанского типа. В связи с этим, мезозойский вулканизм приобрёл надсубдукционный характер.

В целом, мезозойский этап развития Кавказской ветви Мезотетиса в пределах Азербайджана привел к закрытию океана Мезотетис и смещению всех активных процессов к югу в зону коллизии.

ЛИТЕРАТУРА

АБДУЛЛАЕВ, Р.Н., МУСТАФАЕВ, Г.В., МУСТАФАЕВ, М.А., АЛИЕВ, И.А., ШАФИЕВ, Х.И., ГАСАНОВ, Р.К. 1988. Мезозойские магматические формации Малого Кавказа и связанные с ними эндогенные оруденения. Элм, Баку, 160.

АЗИЗБЕКОВ, Ш.А. 1961. Геология Нахичеванской АССР. Госгеолиздат, Москва, 502.

БОРСУК, А.М. 1979. Мезозойские и кайнозойские магматические формации Большого Кавказа. Наука, Москва, 300.

ГАДЖИЕВ, Т.Г., АКСЕЛЬРОД, М.А., ПОТАПОВА, Е.И. 1978. Геотектоническое развитие и металлогения Сомхето-Кафанской структурно-формационной зоны Малого Кавказа (в пределах Азербайджана). Изд.ВИЭМС, Москва, 36.

ГАМКРЕЛИДЗЕ, И.П., ШЕНГЕЛИА, Д.М. 2005. Докембрийско-палеозойский региональный метаморфизм, гранитоидный магматизм и геодинамика Кавказа. Научный мир, Москва, 460.

ДЖАНЕЛИДЗЕ, Т.В., НАДАРЕИШВИЛИ, Г.Н. 1999. Мезозойский вулканизм Закавказской межгорной области и его индикаторная роль в геодинамике Кавказа. В кн.: *Проблемы геологии и петрологии.* Тбилиси, 168-178.

ЗАСЕЕВ, В.Г., АБРАМОВИЧ, И.И. 1993. Юрско-меловая петрохимическая зональность Сомхето-Кафанской островодужной системы (Малый Кавказ). *Геотектоника*, 2, 47-53.

ИСМАИЛ-ЗАДЕ, А.Д. 2004. Геодинамическая позиция офиолитовой аллохтонной пластины Гейча-Акеринской зоны Малого Кавказа. *Сб. труд., посвящ. 100-летию со дня рожд. П.Д. Гамкрелидзе.* Тбилиси, 64-67.

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

КАСУМЗАДЕ, А.А. 2001. Стратиграфическая классификация, номенклатура, терминология и геохронометрия (вопросы и проблемы). Nafta-Press, Баку, 80.

КОРЖИНСКИЙ, Д.С. 1953. Проблемы петрографии магматических пород, связанные со сквозьмагматическими растворами и гранитизацией. В кн.: *Магматизм и связь с ним полез. ископаемых.* Изд. АН СССР, Москва, 220-234.

МАГАКЯН, Р., СОБОЛЕВ, А.В., ЗАКАРИАДЗЕ, Г.С., КОНОНКОВА, Н.Н. 1993. Петрология дифференцированных бонинитовых магм на примере мезозойской островной дуги. *Петрология*, 1, 4, 431-448.

МИЛАНОВСКИЙ, Е.Е., ХАИН, В.Е. 1963. Геологическое строение Кавказа. Изд. МГУ, Москва, 357.

МОШАШВИЛИ, А.Б. 1990. Сравнительный анализ геотектонического развития Южно-Каспийской (Куринско-Западно-Туркменской) и Черноморской впадин. Автореферат доктор. дисс., Тбилиси, 38.

МУСТАФАЕВ, Г.В. 2002. Основные черты металлогении Азербайджана. Nafta-Press, Баку, 231.

МУСТАФАЕВ, М.А. 2000а. Мезозойский вулканизм Азербайджана и палеогеодинамические обстановки его формирования. *Известия АН Азербайджана. Науки о Земле,* 1, 27-33.

МУСТАФАЕВ, М.А. 2000б. Особенности мезозойских вулканических серий Азербайджана в различных геодинамических обстановках. В кн.: *Геология и минерально-сырьевая база Северного Кавказа. Мат.1Х Межд. науч. практ. геол. конф*. Ессентуки, 182-191.

МУСТАФАЕВ, М.А. 2003. Раннеюрский вулканизм зоны растяжения Большекавказской системы Мезотетиса. *Известия НАН Азербайджана. Науки о Земле*, 1, 40-49.

НАДАРЕИШВИЛИ, Г.Ш., ДЖАНЕЛИДЗЕ, Т.В., ДЖРБАШЯН, Р.Т., МУСТАФАЕВ, Г.В., МУСТАФАЕВ, М.А. 2002. Фанерозойский вулканизм южного Кавказа. В Сб. труд., посвящ. 90-летию со дня рожд. Г.С. Дзоценидзе. Тбилиси, 39-52.

ОСТРОУМОВА, А.С., ЦЕНТЕР, И.Я. 1986. Аналоги марианит-бонинитовой серии в юрских вулканитах Карабахского хребта (Малый Кавказ). *Известия АН СССР*, 290, 2, 441-445.

РУСТАМОВ, М.И. 1987. Магматические формации Араксинской зоны и задачи их дальнейших исследований. В кн.: *Вопросы геологической петрологии Азербайджана.* Элм, Баку, 44-64.

ШИХАЛИБЕЙЛИ, Э.Ш. (под ред.). 1980. Тектоническая карта Азербайджанской ССР в масштабе 1:500000. Изд. ВСЕГЕИ, Ленинград.

ФРОЛОВА, Т.И., БУРИКОВА, И.А. 1997. Магматические формации современных геотектонических обстановок. Изд. МГУ, Москва, 320.

ШИХАЛИБЕЙЛИ, Э.Ш. 1967. Геологическое строение и история тектонического развития Восточной части Малого Кавказа (в пределах Азербайджана).Изд. АН Азерб. ССР, Баку, 3, 235.

MACDONALD, G.A. 1968. Composition and origin of Hawaiien lavas. *Contrib. Hawaii Geophys.*Year. 477-522.

MUSTAFAYEV, M.A. 2001. Petrology and geodynamic conditions of formation of the early Alpine stage magmatic series of the East Caucasus (Azerbaijan). *Proceedings, 4-th International Symposium on Eastem Mediterranean Geology*. Isparta, Turkey, 165-180.

MUSTAFAYEV, M.A. 2002. Types and conditions of mesozoic volcanism manifestation of Azerbaijan. *Proceedings dedicated to 90-th birthday anniversary G. Dzotsenidze's*. Tbilisi, 94-104.

MUSTAFAYEV, M.A. 2004. Petrology of magmatic series of contact zones of island arc and riftogenic structures in the Lesser Caucasus (Azerbaijan). *Proceedings, 5th Internat. Sympos. on Eastern Mediterr. Geology.* Thessaloniki, Greece, 1187-1189.

RUSTAMOV, M.I. 2002. Geodynamic evolution of the South-Caspian Basin and its oil and gas-bearing system. *Conference Proceedings 6-th International Oil and Gas Conference*. Tashkent, 161-176.

TAKAHASHI, E., KUSHIRO, I. 1983. Melting of a dry peridotite at high pressures and basalt magma genesis. *Am.Mineral. Vol*. 68, 9/10, 859-879.

Рецензент: член-корр. НАН Азербайджана А.Д.Исмаил-Заде

© Г.Г.Кулиев, Н.М.Ширинов, 2006

К ОПРЕДЕЛЕНИЮ ТРЕТЬЕГО ПОРЯДКА МОДУЛЕЙ УПРУГОСТИ НАПРЯЖЕННЫХ НЕЛИНЕЙНЫХ ИЗОТРОПНЫХ СРЕД

Г.Г.Кулиев, Н.М.Ширинов

Институт геологии НАН Азербайджана
AZ 1143, Баку, просп. Г.Джавида, 29А

На основе неклассической линеаризованной теории с использованием упругого потенциала типа Мурнагана в рамках различных вариантов теории начальных деформаций и представлений формул гармонических колебаний получены расчетные формулы для модулей упругости третьего порядка нелинейных изотропных сред. Рассмотрен случай произвольных однородных напряженных состояний. Для ряда магматических пород Малого Кавказа приведены конкретные численные результаты.

Различные аспекты определения линейных и нелинейных модулей упругости деформированных сред на основе неклассической линеаризованной теории (НЛТ) исследованы в (Гузь, 1986; Кулиев, 2000; Кулиев и Джаббаров, 1998; Кулиев и Ширинов, 2005; Ширинов, 2005; Kuliev, 1998a, 1998b; Kuliyev, Djavanshir, 2000). К вопросам экспериментального определения модулей упругости третьего порядка горных пород посвящены работы (Александров и др., 2001; Бакулин и Протосения, 1982; Yin and Rasolofosaon, 1994 и др.).

В НЛТ различают (Гузь, 1986) три варианта теории начальных деформаций: 1. В первом варианте теории малых начальных деформаций принято считать, что сдвиги и удлинения являются малыми по сравнению с единицей; 2. Во втором варианте теории малых начальных деформаций дополнительно к первому варианту учитывается также то, что компоненты тензоров напряжений и деформаций подчиняются закону Гука; 3. В теории больших (конечных) начальных деформаций указанные в предыдущих вариантах ограничения не соблюдаются. В НЛТ также различаются два случая представления плоской гармонической волны. В первом – изменения расстояний между материальными частицами за счет начальной деформации не учитываются, и скорость распространения волны называется «естественной» или «натуральной» скоростью (Thurston and Brugger, 1964). Во втором – изменения расстояний между материальными частицами за счет начальной деформации учитываются, и скорость распространения волны называется «истинной» скоростью.

Исходя из результатов НЛТ, полученных в (Гузь, 1986), для определения третьего порядка модулей упругости нелинейно деформированных изотропных сред (пород) при произвольно напряженном состоянии выводим следующие расчетные формулы:

$$
\begin{aligned}
a &= \frac{1}{a_3}\left[\rho C_{LX_1} - a_1 - (2a_2 + a_3)b - a_2 c\right] \\
b &= -\frac{3K_0}{\sigma_{11}^0 + \sigma_{22}^0 + \sigma_{33}^0} \times \\
&\quad \times \left[\mu + \sigma_{11}^0 - \frac{4\mu\rho\left(c_2 C_{SX_2}^2 - b_2 C_{SX_3}^2\right)}{\sigma_{33}}\right] \\
c &= \frac{1}{b_2}\left(\rho C_{SX_2}^2 - \mu - \sigma_{11}^0 - 4\mu b_2 - b_3 b\right),
\end{aligned}
\qquad (1)
$$

где ρ – плотность среды; $K_0 = \lambda + \frac{2}{3}\mu$; $\sigma_{ii}^0 (i = 1,2,3)$ – нормальные компоненты тензора начальных напряжений; C_{LX_1} – «истинная» скорость продольных волн вдоль оси ox_1; C_{SX_2}, C_{SX_3} – «истинные» скорости поперечных волн соответственно вдоль осей ox_2 и ox_3. В случае использования «натуральных» скоростей формулы (1) формально сохраняют внешний вид, но в них необходимо сделать замену: $C_{LX_1} \to V_{LX_1}$; $C_{SX_1} \to V_{SX_1}$; $C_{SX_3} \to V_{SX_3}$. Кро-

ме того, необходимо иметь в виду, что в этом случае отличаются также численные значения второго порядка модулей упругости μ и λ. Здесь приняты также следующие обозначения:

I. Случай использования «истинных» скоростей:

а) В теории больших и первом варианте теории малых начальных деформаций:

$$
\begin{aligned}
&a_1 = \lambda + 2\mu + \sigma_{11}^0 + 2(\lambda + 2\mu)a_2;\\
&a_2 = \frac{1}{3K_0\mu}\left[2(\lambda+\mu)\sigma_{11}^0 - \lambda\left(\sigma_{22}^0 + \sigma_{33}^0\right)\right]\\
&a_3 = \frac{2}{3K_0}\left(\sigma_{11}^0 + \sigma_{22}^0 + \sigma_{33}^0\right);\\
&b_1 = \mu + \sigma_{11}^0 + 4\mu b_2\\
&b_2 = \frac{1}{12K_0\mu}\left[(\lambda+2\mu)\left(\sigma_{11}^0 + \sigma_{22}^0\right) - 2\lambda\sigma_{33}^0\right];\\
&b_3 = \frac{1}{2}a_3;\ c_1 = \mu + \sigma_{11}^0 + 4\mu c_2\\
&c_2 = \frac{1}{12K_0\mu}\left[(\lambda+2\mu)\left(\sigma_{11}^0 + \sigma_{33}^0\right) - 2\lambda\sigma_{22}^0\right];\\
&c_3 = b_3
\end{aligned}
\qquad (2)
$$

b) Во втором варианте теории малых начальных деформаций:

$$
\begin{aligned}
&a_1 = \lambda + 2\mu + \sigma_{11}^0 + a_2(\lambda + 2\mu);\\
&a_2 = \frac{1}{3K_0\mu}\left[2(\lambda+\mu)\sigma_{11}^0 - \lambda\left(\sigma_{22}^0 + \sigma_{33}^0\right)\right]\\
&a_3 = \frac{2}{3K_0}\left(\sigma_{11}^0 + \sigma_{22}^0 + \sigma_{33}^0\right);\ b_1 = \mu + \sigma_{11}^0;\\
&b_3 = \frac{1}{2}a_3\\
&b_2 = \frac{1}{12\mu K_0}\left[(\lambda+2\mu)\left(\sigma_{11}^0 + \sigma_{22}^0\right) - 2\lambda\sigma_{33}^0\right];\\
&c_3 = b_3\\
&c_1 = \mu + \sigma_{11}^0 + \frac{1}{3K_0}\left[2(\lambda+\mu)\sigma_{11}^0 - \lambda\left(\sigma_{22}^0 + \sigma_{33}^0\right)\right];\\
&c_2 = \frac{1}{12\mu K_0}\left[(\lambda+2\mu)\left(\sigma_{11}^0 + \sigma_{33}^0\right) - 2\lambda\sigma_{22}^0\right].
\end{aligned}
\qquad (3)
$$

II. Случай использования «натуральных» скоростей:

а) В теории больших и первом варианте теории малых начальных деформаций:

$$
\begin{aligned}
&a_1 = \lambda + 2\mu + \sigma_{11}^0 + (\lambda + 2\mu)a_2;\\
&a_2 = \frac{1}{3K_0\mu}\left[2(\lambda+\mu)\sigma_{11}^0 - \lambda\left(\sigma_{22}^0 + \sigma_{33}^0\right)\right]\\
&a_3 = \frac{2}{3K_0}\left(\sigma_{11}^0 + \sigma_{22}^0 + \sigma_{33}^0\right);\\
&b_1 = \mu + \frac{1}{3K_0}\left[(\lambda+2\mu)\left(\sigma_{11}^0 + \sigma_{22}^0\right) - 2\lambda\sigma_{33}^0\right] + \\
&\quad + \frac{1}{2}\lambda a_3\\
&b_2 = \frac{1}{12\mu K_0}\left[(\lambda+2\mu)\left(\sigma_{11}^0 + \sigma_{22}^0\right) - 2\lambda\sigma_{33}^0\right];\\
&b_3 = \frac{1}{2}a_3;\ c_3 = b_3\\
&c_1 = \mu + \frac{1}{2}\lambda a_3 + 4c_2;\\
&c_2 = \frac{1}{12K_0}\left[(\lambda+2\mu)\left(\sigma_{11}^0 + \sigma_{33}^0\right) - 2\lambda\sigma_{22}^0\right]
\end{aligned}
\qquad (4)
$$

б) Во втором варианте теории малых начальных деформаций:

$$
\begin{aligned}
&a_1 = \lambda + 2\mu + \sigma_{11}^0;\\
&a_2 = \frac{1}{3K_0\mu}\left[2(\lambda+\mu)\sigma_{11}^0 - \lambda\left(\sigma_{22}^0 + \sigma_{33}^0\right)\right];\\
&a_3 = \frac{2}{3K_0}\left(\sigma_{11}^0 + \sigma_{22}^0 + \sigma_{33}^0\right);\\
&b_1 = \mu + \sigma_{11}^0;\\
&b_2 = \frac{1}{12\mu K_0}\left[(\lambda+2\mu)\left(\sigma_{11}^0 + \sigma_{22}^0\right) - 2\lambda\sigma_{33}^0\right];\\
&b_3 = \frac{1}{2}a_3;\\
&c_1 = b_1;\\
&c_2 = \frac{1}{12\mu K_0}\left[(\lambda+2\mu)\left(\sigma_{11}^0 + \sigma_{33}^0\right) - 2\lambda\sigma_{22}^0\right];\\
&c_3 = b_3.
\end{aligned}
\qquad (5)
$$

Формулы (1) при $\sigma_{22}^0 = \sigma_{33}^0 \neq \sigma_{11}^0$ в случае распространения волн в направлении оси ox_1 используются со следующими изменениями :

$$b_1 = c_1 = \mu + \sigma_{11}^0 + 4\mu b_2 ;$$

$$b_2 = c_2 = \frac{1}{12K_0\mu}\left[(\lambda+2\mu)(\sigma_{11}^0+\sigma_{22}^0) - 2\lambda\sigma_{22}^0\right]$$

$$b_3 = c_3 = \frac{1}{3K_0}\left(\sigma_{11}^0+\sigma_{22}^0+\sigma_{33}^0\right);\ a_3 = 2b_3; \quad (6)$$

$$a_2 = \frac{1}{3K_0\mu}\left[2(\lambda+\mu)\sigma_{11}^0 - 2\lambda\sigma_{22}^0\right];$$

$$a_1 = \lambda + 2\mu + \sigma_{11}^0 + (\lambda+2\mu)f ,$$

где для I а – $f = 2a_2$; I б – $f = a_2$; II а – $f = a_2$; II б – $f = 0$.

Естественно, что для различных вариантов теории начальных деформаций используются соответствующие величины μ и λ.

В случае всестороннего сжатия, т.е. при $\sigma_{11}^0 = \sigma_{22}^0 = \sigma_{33}^0 = -P$, формулы (1) значительно упрощаются и приобретают следующий вид:

$$n_1 = c + 3b = \frac{1}{Pa_3}\left(\mu - \rho C_S^2\right) - \frac{a_2}{a_3} ; \quad (7)$$

$$n_2 = c + 3a + 5b = \frac{1}{Pa_1}\left(\lambda + 2\mu - \rho C_L^2\right) - \frac{a_0}{a_1},$$

где C_L, C_S – «истинные» скорости продольных и поперечных волн. Здесь приняты такие обозначения:

1. Случай «истинных» скоростей:

а) $a_0 = 1 + \frac{4}{3K_0}(\lambda+2\mu);\ a_1 = \frac{2}{3K_0}$;

$$a_2 = 1 + \frac{4\mu}{3K_0};\ a_3 = \frac{1}{2}a_1 \quad (8)$$

б) $a_0 = 1 + \frac{2(\lambda+2\mu}{3K_0};\ a_1 = \frac{2}{3K_0}$;

$$a_2 = 1 + \frac{2\mu}{3K_0};\ a_3 = \frac{1}{2}a_1 . \quad (9)$$

1.Случай «натуральных» скоростей:

а) В этом случае все формулы формально совпадают с формулами (9);

б) $a_0 = 1;\ a_1 = \frac{2}{3K_0}$;

$$a_2 = 1 + \frac{2\mu}{3K_0};\ a_3 = \frac{1}{2}a_1 \quad (10)$$

В случае всестороннего сжатия в формулах для определения скоростей необходимо знать величины n_1 и n_2, поэтому формулы (7)-(10) достаточны для расчета этих комбинированных модулей упругости третьего порядка в пределах различных вариантов теории начальных деформаций и представлений формы гармонических колебаний.

В (Сафаров, 2003) приведены результаты экспериментального исследования по определению скоростей распространения упругих продольных и поперечных волн в некоторых магматических породах Малого Кавказа в зависимости от роста давления. Применяя формулы (7)-(10) и используя эти экспериментальные данные, вычислены n_1 и n_2. Результаты вычислений помещены (в ГПа) в приведенных ниже таблицах 1, 2, 3.

Полученные численные результаты показывают, что для рассмотренных пород в рамках всех вариантов теории начальных деформаций и формы упругих колебаний характер влияния роста давлений на величины комбинированных модулей упругости третьего порядка количественно и качественно одинаков. С ростом давления величины этих параметров значительно уменьшаются. Изменение давлений от 0,001 ГПа до 1,5 ГПа приводит к понижению значений этих модулей почти на три порядка. Поэтому при использовании в конкретных расчетах данных о нелинейных модулях упругости третьего порядка необходимо указать также соответствующие уровни давления.

Таблица 1

Численные значения комбинированных модулей упругости третьего порядка n_1 и n_2 в рамках теорий больших и первого варианта теории малых начальных деформаций при использовании «истинных» скоростей

P. ГПа / Среда		0,001	0,1	0,5	1,0	1,5
Серпентинит-11	n_1	$-373.92\cdot10^3$	-3983.3	-993.86	-620.86	-495.62
	n_2	$-362.9\cdot10^3$	-3857.37	-956.01	-593.34	-472.45
Андезит-12	n_1	$-314.52\cdot10^3$	-3382.8	-868.56	-554.28	-449.52
	n_2	$-495.22\cdot10^3$	-5177.14	-1217.14	-722.14	-557.14
Андезит-13	n_1	$-129.63\cdot10^3$	-1519.98	-484.7	-355.29	-321.15
	n_2	$-425.55\cdot10^3$	-4730.56	-1111.76	-659.41	-508.63

Таблица 2

Численные значения комбинированных модулей упругости третьего порядка n_1 и n_2 в рамках второго варианта теории малых начальных деформации при использовании «истинных» скоростей (Они относятся также к случаю теории больших и первого варианта теории малых начальных деформаций при использовании «натуральных» скоростей)

P. ГПа / Среда		0,001	0,1	0,5	1,0	1,5
Серпентинит-11	n_1	$-373.86\cdot10^3$	-3926.27	-936.83	-563.15	-438.59
	n_2	$-362.82\cdot10^3$	-3776.7	-875.34	-512.67	-391.78
Андезит-12	n_1	$-314.48\cdot10^3$	-3334.33	-820.01	-505.72	-400.96
	n_2	$-922.91\cdot10^3$	-1072.83	-335.71	-243.57	-212.86
Андезит-13	n_1	$-334.29\cdot10^3$	-3512.96	-840.00	-505.88	-394.51
	n_2	$-453.01\cdot10^3$	-4604.69	-981.17	-528.23	-377.25

Таблица 3

Численные значения комбинированных модулей упругости третьего порядка n_1 и n_2 в рамках второго варианта теории малых начальных деформаций при использовании «натуральных» скоростей

P. ГПа / Среда		0,001	0,1	0,5	1,0	1,5
Серпентинит-11	n_1	$-378.80\cdot10^3$	-3920.03	-890.67	-512.00	-385.78
	n_2	$-362.73\cdot10^3$	-3693.37	-792.01	-429.34	-308.45
Андезит-12	n_1	$-314.43\cdot10^3$	-3285.76	-771.44	-457.15	-352.39
	n_2	$-922.11\cdot10^3$	-992.83	-255.71	-163.57	-132.87
Андезит-13	n_1	$-129.52\cdot10^3$	-1411.75	-376.47	-247.06	-203.92
	n_2	$-452.99\cdot10^3$	-4588.22	-964.70	-511.76	-360.78

ЛИТЕРАТУРА

АЛЕКСАНДРОВ, К.С., ПРОДОЙВОДА, Г.Т., МАСЛОВ, Б.П. 2001. Метод определения нелинейных упругих свойств горных пород. *Докл. РАН*, 380, 1, 109-112.

БАКУЛИН, В.Н., ПРОТОСЕНИЯ, А.Г. 1982. О наличии нелинейных эффектов при распространении упругих волн в горных породах. *Докл. АН СССР*, 263, 2, 314-316.

ГУЗЬ, А. Н. 1986. Упругие волны в телах с начальными напряжениями. Общие вопросы, 1. Закономерности распространения, 2. Науков. думка, Киев, 376, 536.

КУЛИЕВ, Г.Г. 2000. Определение коэффициента Пуассона в напряженных средах. *Докл. РАН*, 370, 4, 534-537.

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

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

САФАРОВ, И.Б. 2003. Анизотропия упругих свойств горных пород при высоких термодинамических условиях и петрофизические модели Литосферы. Автореф. дисс.на соиск. уч. степ. д.г.-м.н. Баку, 47.

ШИРИНОВ, Н.М. 2005. О линейных физико-механических свойствах нелинейно-деформированных пород. *Труды Института Геологии*, 33, 216-225.

KULIEV, G.G. 1998a. To a dynamic method of poisson's coefficient determination. Extended volume 1 abstracts, 60th EAGE Conference and Technical Exhibition, 8-12 June, Leipzig, Germany, 081.

KULIEV, G.G. 1998b. To physical-mechanical properties of strained slightly anisotropic media. *Proceedings the sciences of Earth of academy of sciences Azerbaijan*, 4, 134-140.

KULIEV, G.G. DJEVANSHIR, R.D. 2000. On real and virtual values of rocs elasticity's modules. *Abstracts 31st Intern. Geological Congress*, 4-17 august, Rio-de-Janeiro, Brazil.

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

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

© П.З.Мамедов, 2006

ОСОБЕННОСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЮЖНО-КАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ В СВЕТЕ НОВЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ

П.З.Мамедов

Азербайджанская Государственная Нефтяная Академия
AZ 1010, Баку, просп. Азадлыг, 20

В статье рассматриваются особенности земной коры Южно-Каспийской впадины в свете новых геофизических данных. Составлены двумерные сейсмостратиграфические модели земной коры по материалам сверхглубинной сейсмометрии в модификации ОГТ (СГ-ОГТ) и ГСЗ, которые сопоставлены с томографическими и плотностными моделями. Показана высокая эффективность СГ-ОГТ при изучении консолидированной коры и базальных толщ осадочного чехла. Выявлены концептуально важные особенности КК и обоснована необходимость составления единой пространственно-временной схемы (историко-геологической модели) по представительной сети сейсмических наблюдений.

На базе высокоинформативных данных СГ-ОГТ и сейсмостратиграфических моделей с учетом ряда геолого-геофизических критериев обсуждаются особенности субдукционной модели погружения консолидированной коры впадины под эпигерцинскую платформу в области Абшерон-Прибалханской складчатой зоны, которая является одной из составляющих плейттектонической модели эволюции региона.

Южно-Каспийская впадина (ЮКВ) является наиболее глубокопогруженной тектонической впадиной мира. Она, как и другие впадины внутренних морей Альпийско-Гималайского подвижного пояса (АГПП), сформировалась после закрытия окраинного моря и столкновения литосферных плит типа континент – дуга (микроконтинент) (Кучерук, 1990; Мамедов, 1991). До приобретения современных структурных форм и размеров ЮКВ и ее центриклинали – межгорные Куринская и Западно-Туркменская впадины – пережили сложную историю тектонического развития (Зоненшайн и др., 1990; Mamedov et al., 1997; Rustamov et al., 2000; Golonka, 2000).

Одной из важнейших проблем геологии ЮКВ остается выяснение структуры и типа ее земной коры. Традиционно в земной коре впадины выделяли два генетически и вещественно разнородных этажа, а именно: осадочный чехол (ОЧ) и консолидированную кору (КК), именуемую часто метаморфическим или кристаллическим фундаментом, субстратом, цоколем. В последнее время делаются попытки выделить еще один этаж, а именно: подкоровую мантию до астеносферы, которая вместе с ОЧ и КК составляет литосферу.

Важными границами в земной коре впадины являются кровля и подошва КК, т.е. поверхность фундамента (Ф) и поверхность Мохоровичича (М). Необходимость их выявления и трассирования определяется прежде всего тем, что обе эти поверхности соответствуют геодинамическим границам. Их положения в разрезе маркируют время начала и конца геологических процессов, при которых была сформирована КК, и поэтому выдерживаются на определенном стратиграфическом уровне. Поверхность М определяет время начала формирования земной коры новой генерации, которая образовалась в результате рифтинга и раскрытия в среднеюрское время Большекавказского окраинного моря (БК ОМ), остатком которого является изучаемая впадина. Стратиграфический уровень поверхности Ф отвечает времени завершения в бассейне активных магматических, метаморфических и тектонических процессов, приводящих к формированию КК океанического типа.

Другими чрезвычайно важными параметрами КК являются ее генетический тип, мощность и структура, с ними связаны амплитуда и скорость тектонического прогибания и, следовательно, мощность осадочного чехла и скорость осадконакопления. Изучение этих параметров необходимо также и для выявления благоприятных зон дегазации земли и подъема глубинных флюидов, где происходит

подогрев органики и «приготовление» углеводородов. Такие зоны, как правило, сосредоточены в геодинамически напряженных, сильно деформированных и прогретых областях растяжения и разламывания КК, столкновения и дивергенции плит (области спрединга, рифтогенеза, субдукции и обдукции плит) (Perrodon, 1985; Кучерук, 1990 и др.).

Длительное время основным и единственным источником информации о КК впадины служили материалы ГСЗ, полученные в конце 50-х годов прошлого века (Аксенович и др., 1962). Большинство из 11 профилей были отработаны в переходной зоне от Среднего в Южный Каспий и в Приабшеронской акватории. Только два профиля (ГСЗ – 1 и ГСЗ – 9) пересекли среднюю часть Южного Каспия до иранских вод. По встречным системам годографов преломленных волн было установлено, что граничные скорости в кровле и подошве КК очень высокие (6,4-6,7 км/с и 7,2-7,7 км/с соответственно), что типично для «базальтового» слоя. На скоростных моделях ГСЗ относительно надежно было определено положение кровли КК. Положение же раздела Мохо удалось установить на отдельных профилях и то фрагментарно. Оказалась, что КК в западной части ЮКВ тонкая (8-10 км) и она опущена на большие глубины (ниже 22 км). Мощность осадочного чехла в ЮКВ оказалась сравнимой с толщиной КК в прилегающей Скифско-Туранской платформе. Эти данные свидетельствовали об аномальной структуре коры ЮКВ. КК впадины первыми исследователями материалов ГСЗ относилась к коре (суб)океанического типа (Аксенович и др., 1962; Косминская, 1968; и др.), и в тектоническую карту юга СССР (1975) Южный Каспий включался как область отсутствия «гранитного» слоя коры.

Вывод о субокеаническом типе КК в ЮКВ, безусловно, имел большое научное значение. Он правильно был оценен и принят на вооружение большинством исследователей, занимающихся изучением глубинного строения и эволюции региона. В ряде опубликованных в 1970-80 годах работ глубоководные впадины Южного Каспия и Черного моря рассматривались как реликты БК ОМ на активной окраине океана Мезотетис (Адамия и др., 1974; Зоненшайн и др., 1990, Гамкрелидзе, 1989; и др.) либо ранне-мезозойского океана Тетис (Амурский и др., 1968). Формирование и эволюция впадин, а также окаймляющих их горных сооружений в центральной части АГПП трактовались с позиции тектоники литосферных плит (ТЛП).

В 1980 годы анализ материалов ГСЗ показал, что из них извлечена неполная информация. Поэтому материалы двух профилей 1 и 9 были переинтерпретированы с использованием вычислительной техники, и были составлены новые уточненные модели (Баранова и др., 1990). По ним сделан вывод о том, что граница Мохо под впадиной образует мегасвод на глубинах 30-34 км. КК в большей части впадины тонкая – 6-8 км (рис.1). Ее верхняя часть характеризуется типичными для океанический коры (с мафическим составом пород) значениями гранитных скоростей V_p=6,5-6,8 км/с. В низах КК значения скоростей достигают 6,8-7,9 км/с, типичных для парагенеза основных и ультраосновных метаморфических пород. Граничная скорость вдоль поверхности Мохо высокая: $V_{гр}$=8,0 км/с. В восточной части Южного Каспия КК несколько утолщена (до 12-14 км) за счет подъема здесь поверхности Ф к дневной поверхности. Здесь верхняя часть КК характеризуется «гранитными» скоростями (V_p=5,9-6,2 км/с). Получена также важная информация о скоростной модели осадочного чехла ЮКВ. Установлено, что осадочный чехол впадины в целом характеризуется аномально низкими средними скоростями продольных волн – V_p<4,8 км/с, тогда как во многих осадочных бассейнах (ОБ) уже на глубинах 5-7 км средние скорости более высокие – 5,5 км/с. Это свидетельствует о значительной пористости осадочного чехла.

Модели ГСЗ с четырьмя границами (две – в осадочном чехле, поверхность фундамента и граница Мохо), безусловно, являются грубой идеализацией неоднородной литосферы ЮКВ. Более того, из за редкой сети профилей ГСЗ, косвенного характера полученной сейсмической информации (через годографы) и низкой разрешающей способности этого метода на больших глубинах остаются проблемы неоднозначности составленных моделей.

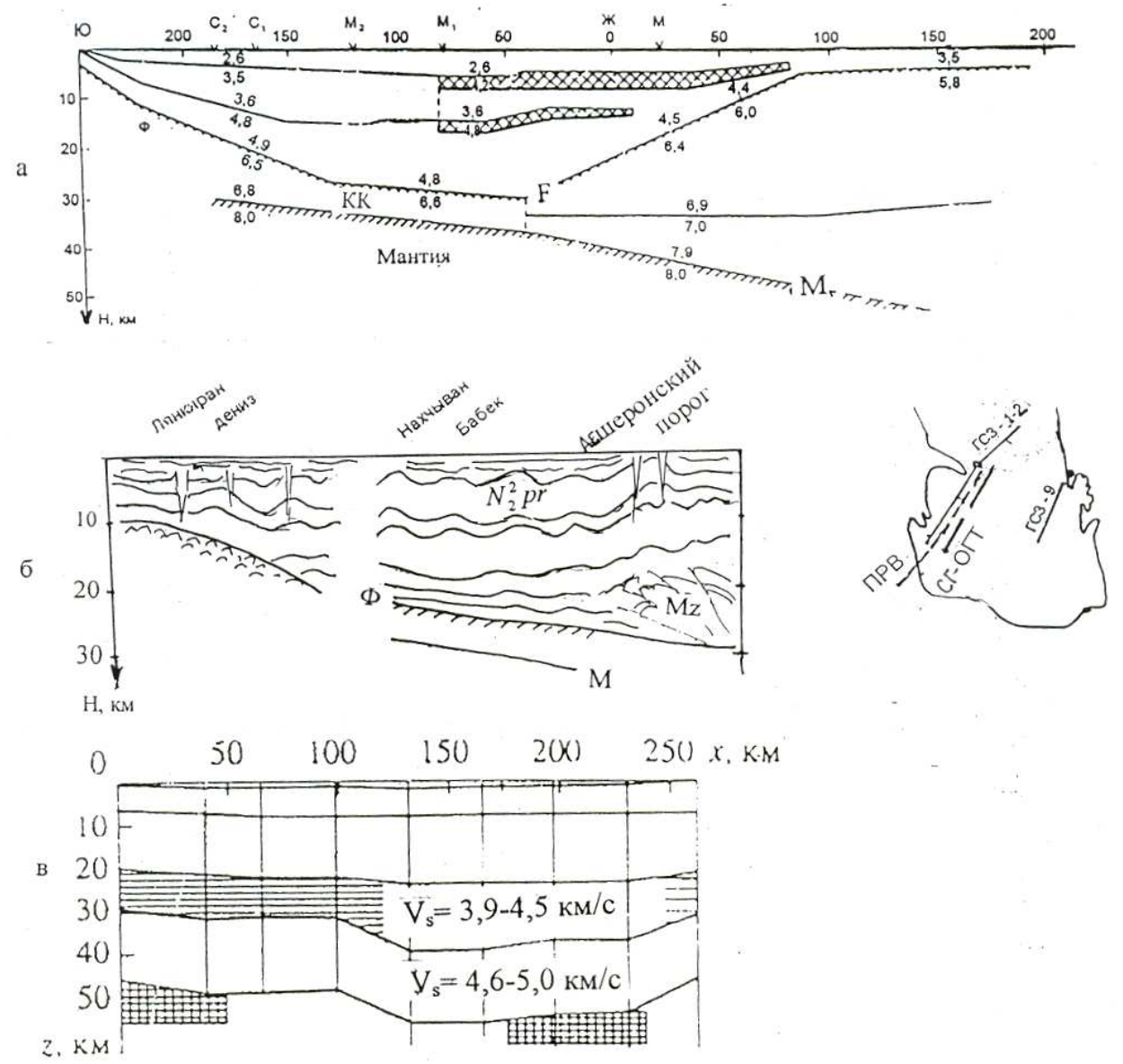


Рис. 1. Скоростная модель по профилю ГСЗ 1-2 (Баранова и др., 1990) (а) и сейсмотомографическая модель (Якобсон, 1997) (б)

В последние годы перспективы создания достоверных моделей в глубокопогруженных областях земной коры связываются с методами сейсмометрии с близвертикальными лучами. В Южном Каспии впервые в 1988 году был отработан региональный субширотный профиль Бяндован Окарем (Б-О) (~300 км) методом сверхглубинной сейсмометрии в модификации ОГТ (СГ – ОГТ) с 12-секундной разверткой записи. Разрез профиля осветил строение земной коры до 22 км. На сейсмическом разрезе мы впервые увидели поверхность фундамента Ф в западной и восточной частях впадины, которая достаточно ярко выделялась по рубежам волновых полей. Она разделяла разрез на две антиподальные части. Выше нее протяженные, в основном субпараллельные отражения отображали строение осадочных толщ. Ниже наблюдалась прерывистая, штриховая запись, характерная для отраженных волн в областях развития метаморфических и магматических субстратов. В восточной части профиля по поверхности Ф выступ фундамента выделялся как реальная

геологическая структура сводово-блочного типа, залегающая на глубинах ниже 13-15 км.

Автор настоящей работы на основе разреза регионального профиля Б-О и разрезов профилей ОГТ, отработанных в Куринской и Западно-Туркменской впадинах, с привлечением данных ГСЗ составил сводный сейсмостратиграфический разрез (протяженностью ~ 560 км), отображающий строение КК и осадочного чехла (рис.2а). Этот разрез в качестве модели земной коры Южно-Каспийской области прогибания широко используется нефтяными компаниями и исследовательскими центрами для решения ряда задач геологии и нефтегазоносности ЮКВ (Lerch et al., 1997; Tagiyev et al., 1997; Brunet et al., 2003;2005; Guliyev et al., 2003 и др.).

Начиная с 1996 года, методом СГ – ОГТ на Каспии трестом КМНГР и СП «Caspian Geophysical» отработано несколько профилей с временной разверткой 16-20 с. Разрезы этих профилей дают прямую и объективную информацию о земной коре до глубин 40-50 км, которая недоступна ни одному другому методу. В силу «закрытости» материалов сверхглубинной сейсмики, выполненной по заказу иностранных нефтяных компаний, азербайджанские исследователи не имеют возможности использовать их в полной мере для решения круга проблем геологии и геофизики ЮКВ. В последние годы временные и глубинные разрезы некоторых из профилей СГ – ОГТ иллюстрируются в отчетах международных проектов и публикациях, демонстрируются на научных конференциях. Ознакомление с сейсмическими разрезами СГ – ОГТ убедило автора, что на большинстве из них поверхности Ф и М (кровля и подошва КК) более или менее уверенно отбиваются по особенностям волновых полей и прослеживаются путем групповой корреляции отражений. Граница чехол-фундамент на 13 с (26-28 км) выделяется в виде высокоамплитудной секции прерывистых субпараллельных отражений (рис.3). Ниже 15-17 с (34-40 км) выделяется полоса скопления очень слабых низкочастотных и прерывистых осей синфазности. Эта часть разреза известна как зона «рефлективити» (Павленкова, 1996), по нижней кромке которой можно трассировать поверхность Мохо. На разрезах профилей СГ – ОГТ в западной части впадины КК имеет мощность 6-8 км, что с учетом высоких значений скоростей в ней (V_p>6,5-7,8 км/с) подтверждает выводы ГСЗ о ее океаническом типе. В пределах КК выделяются отдельные «мутные» зоны (блоки), которые сменяются относительно «прозрачными» зонами. Такая сейсмическая контрастность отображает гетерогенную структуру КК, которая, по-видимому, связана с ее блочным строением и пестрым вещественным составом. Отображение неоднородностей в волновом поле в несколько расплывчатой форме обусловлено соотношением их размеров и размеров диска Френеля. По нашим расчетам, в земной коре ЮКВ ниже 25 км неоднородности КК с диаметром меньше 5-8 км и высотой 1-3 км не могут быть отображены четко на волновом поле, а неоднородности, размеры которых превосходят эти цифры, могут обусловить «штриховое» поле отраженных волн.

В районе Абшеронского порога (АП) на временных разрезах над КК наблюдается вздутие вверх сильно деформированных базальных (мезозой-палеогеновых) толщ осадочного чехла (рис.3). Такая структура осадочных образований присуща аккреционным призмам над субдуцируемыми плитами. Временной разрез (рис.3б) трансформирован в глубинный разрез, на котором КК в центре ЮКВ залегает на глубинах 23-25 км, плавно погружается в северном направлении и в районе АП достигает глубины 30-32 км. На основе глубинного разреза (рис.3б) с привлечением данных методов ОГТ и ГСЗ в Среднем Каспии, а также данных о тектонике Центрального Эльбурса (Nazari, 2006) нами составлен региональный разрез земной коры по субмеридиональному геотраверсу длиною 520 км (рис.4). На этом разрезе хорошо отображен характер сочленения земной коры ЮКВ с континентальными блоками с юга и севера.

Погружение КК в районе Абшеронского порога наблюдается также на разрезе профиля Абшерон – 1 (длиною 70 км), отработанного по проекту “Caspian seis” (рис.3а). В работе (Knapp et al., 2004) погружение КК в северном направлении с учетом данных о гипоцентрах сильных (M>5) землетрясений трактуется в рамках субдукционной модели (рис.5б). К аналогичному выводу пришел М.Аллен с соавторами (Allen et al., 2002) по данным сейсмотомографии и гравиметрии.

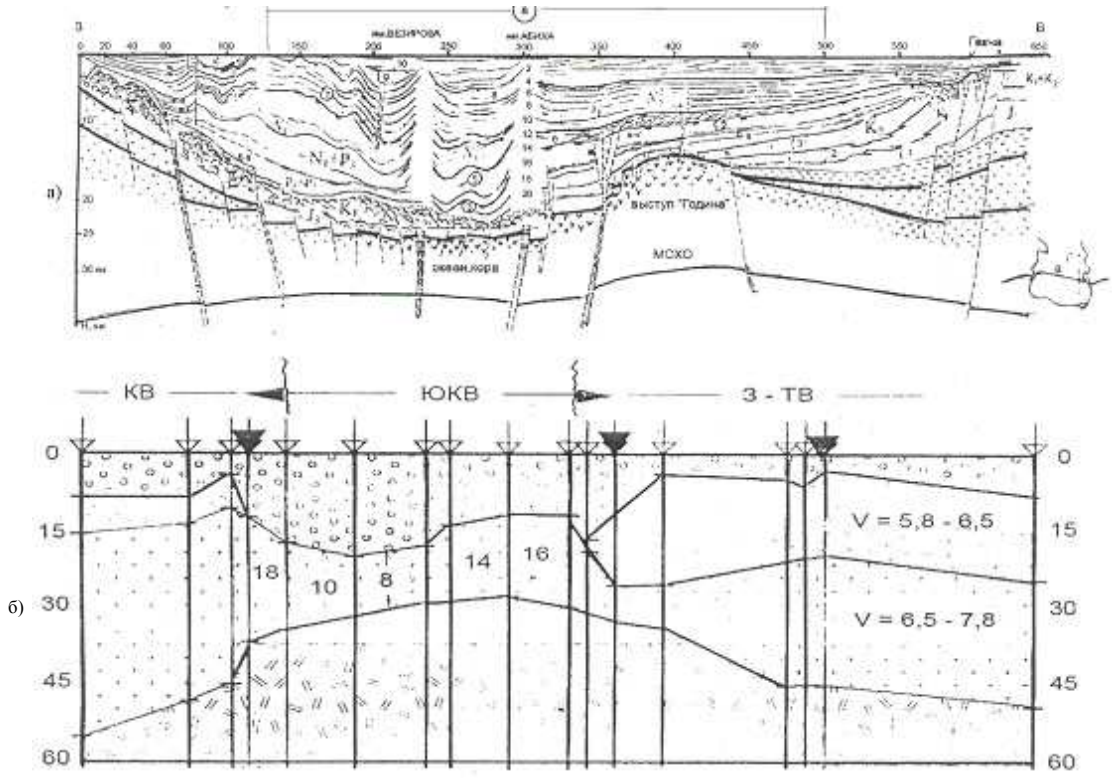


Рис. 2. Региональный сейсмостратиграфический разрез по субширотному геотраверсу (Мамедов, 1991; Mamedov, 1994) (а) и разрез литосферы, составленный по методу RFA (Mangino and Priestley, 1998) (б)

Сейсмические разрезы СГ-ОГТ являются первыми наглядными документами, на которых выделяются кровля и подошва консолидированный коры ЮКВ. На временных разрезах почти всех профилей субмеридионального направления наблюдается плавное погружение КК в северном направлении. По ним получена достоверная информация как о гетерогенной (блочной) структуре КК, так и о мощностях и структуре разновозрастных седиментационных комплексов.

Океанический тип КК подтверждается также данными сейсмической томографии, (Якобсон, 2000) путем просвечивания земной коры рэлеевской волной (ПРВ), приходящей от землетрясений. В томографической модели выделяются три слоя в осадочном чехле и слой, относящийся к фундаменту, т.е. КК (рис.1б). Фундамент характеризуется в основном «базальтовыми» (V_s>3,9-4,5 км/с) скоростями поперечных волн. На юге ЮКВ выявлены две зоны с V_s≥4.6 км/с, которые характерны для мантийного вещества. На основе этих данных сделан вывод о том, что в большей части Южного Каспия осадочный чехол подстилается базальтовым субстратом, который местами прорван мантийным веществом. Сейсмотомографией подтверждаются выводы ГСЗ и СГ – ОГТ о наличии в восточной части впадины приподнятого (до 12-14 км) блока КК, верхняя часть которого характеризуется «гранитными» скоростями (V_s≤3,9 км/с).

Известна также модель литосферы Южно-Каспийского региона по широтному профилю по данным функционального анализа волн от землетрясений методом RFA – Receiver function analysis (Jackson et al. 2001; Mangino and Priestley, 1998). Эта модель с 2 – 3 границами в общих чертах соответствует составленной нами модели (рис.2б), уступая ей в детальности освещения структуры земной коры. Модель RFA подтверждает выводы о: 1) большой мощности (более 25 км) осадочного чехла; 2) наличии тонкой (до 6-8 км) КК под осадочным чехлом в западной части ЮКВ; 3) наличии приподнятого блока КК переходного типа (мощностью 10-15 км) в восточной части впадины.

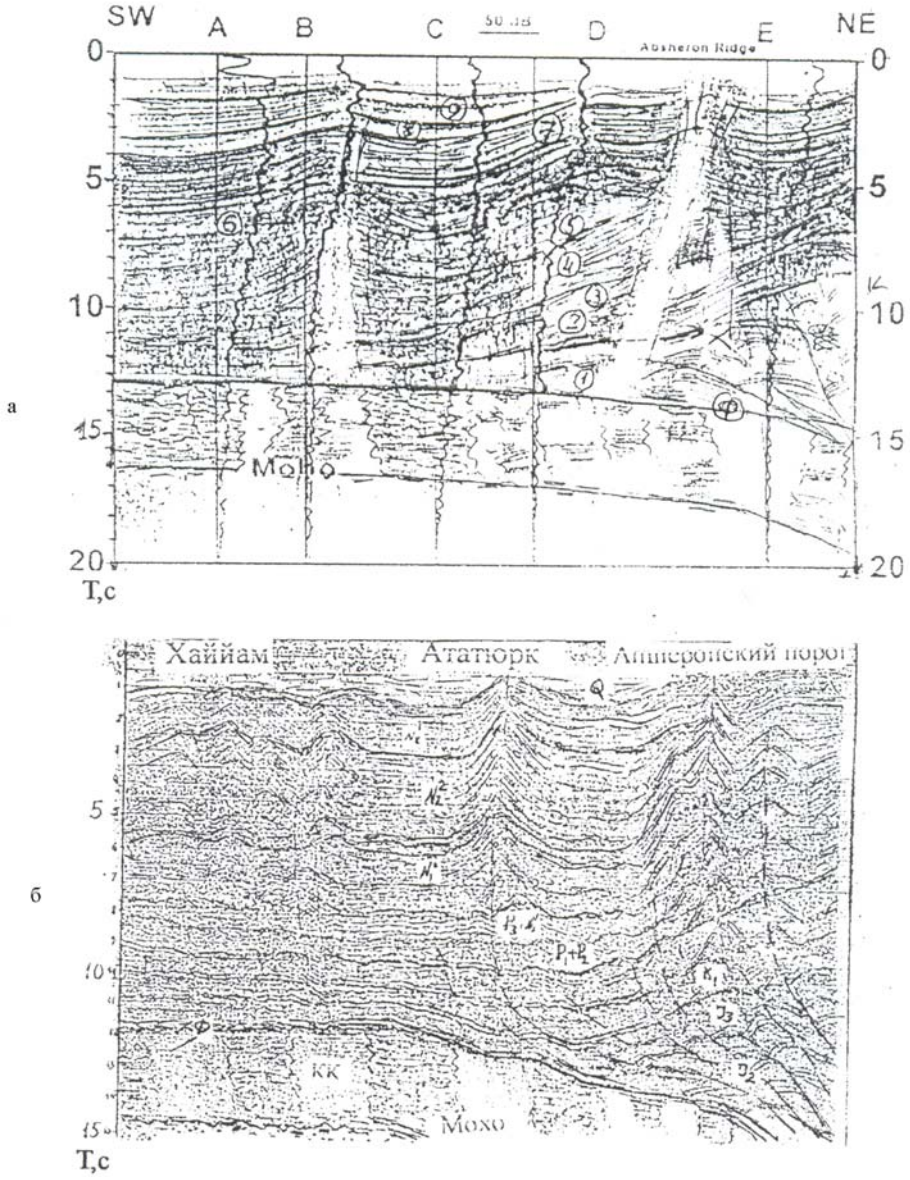


Рис. 3. Сейсмические временные разрезы профиля Абшерон-1 (а) (Knapp et al., 2004) и меридионального профиля (б) в интерпретации П.З.Мамедова

Очень мало информации о геофизических параметрах и вещественном составе нижнего этажа литосферы – подкоровой мантии. Некоторые сведения о ней дают методы ГСЗ и сейсмотомографии. Граничная скорость преломленной (или рефрагированной) волны вдоль (или ниже) границы Мохо характеризует упругие свойства верхней части мантии. Скорость здесь изменчива, меняется в пределах 7,9-8,3 км/с, что свидетельствует о неоднородном составе субстрата подкоровой мантии под ЮКВ. Ряд исследователей склонен связывать очень высокие граничные скорости под КК с ультраосновными породами типа: перидотита, пироксена, пиролита, эклогита и т.д. Однако попытки отнести различные ультраосновные породы к верхнемантийному субстрату являются весьма дискуссионными, поскольку при экспериментах значения скорости продольной волны в указанных породах оказались не более 7,2 км/с (Кунин, 1989). Вместе с тем по данным методов ПРВ и RFA в пределах верхнемантийной толщи литосферы ЮКВ выделяется волновод, то есть слой пониженной скорости (V_s=2,4-2,9 км/с), который идентифицируется с астеносферой.

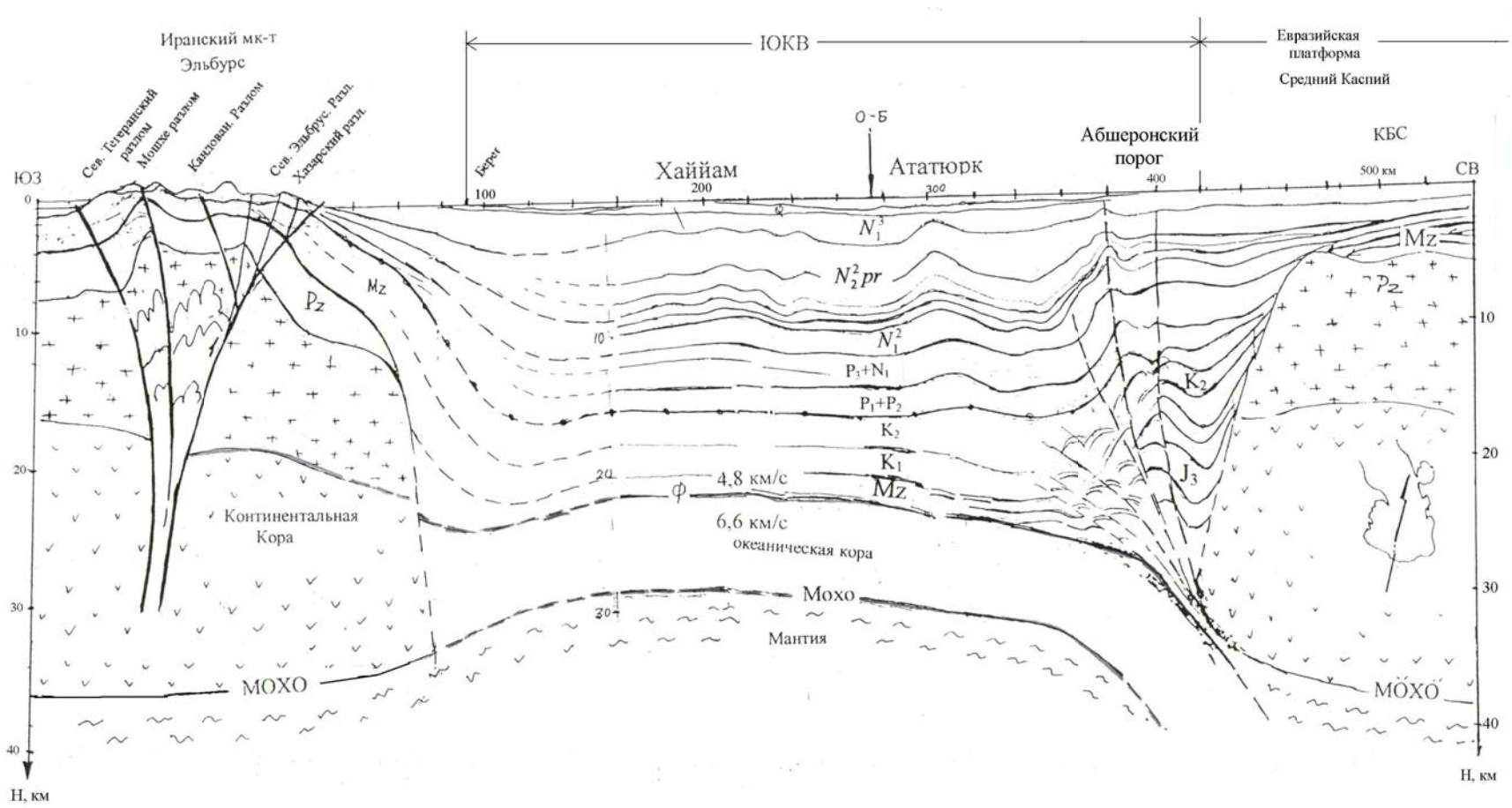


Рис. 4. Региональный разрез земной коры по субмеридиональному геотраверсу через Центральный Эльбурс, ЮКВ и Средний Каспий (составил П.З.Мамедов)

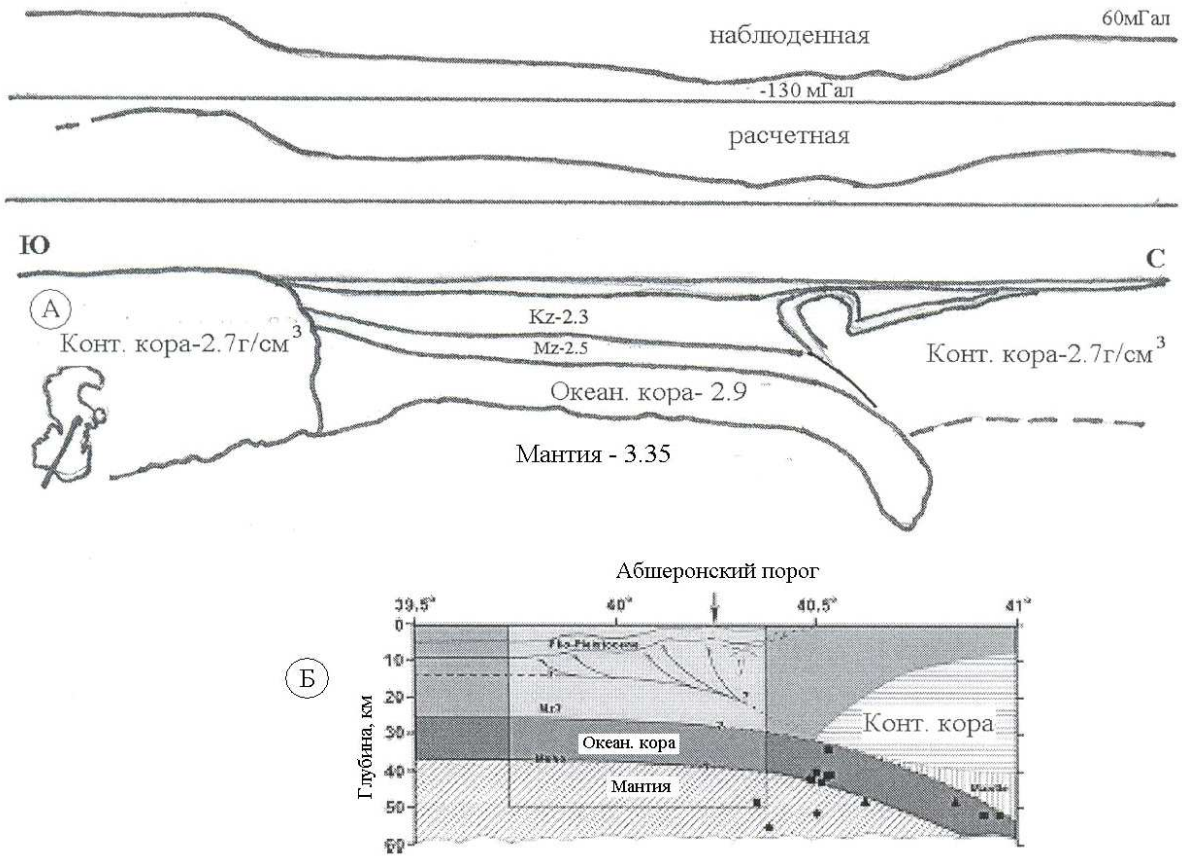


Рис. 5. Модели литосферы Южного Каспия, составленные: А – по данным спутниковых гравиметрических наблюдений (Granath et al., 2000), В – по данным сверхглубинной сейсмики и сейсмогеологии (гипоцентров землетрясений) (Knapp et al., 2004)

Волновод наиболее выражен в районе Бакинского архипелага и к юго-востоку от него. К области подъема волновода приурочены относительно низкие значения скоростей в юрско-меловом и палеоген-миоценовом осадочных комплексах. Здесь же располагается большинство выявленных в регионе подводных грязевых вулканов. В указанном районе Каспия установлена также положительная корреляция значений скоростей волн V_s в верхней мантии со значениями теплового потока и расчетными значениями температуры в подошве земной коры (Родкин, 1993).

Изучение энергии сейсмических волн показало, что при прохождении через кору ЮКВ они сильно поглощаются (Knapp et al., 2004). Резкое затухание сейсмической волны происходит на уровне кровли КК, и почти полное – ниже поверхности М (рис.3а, графики А, В,…Е). Аномальное поглощение волн в коре ЮКВ может быть связано с повышенным содержанием в ней водного флюида, источником которого, возможно, является волновод (т.е. астеносферный слой) в верхней мантии. На основании приуроченности развития грязевого вулканизма к области подъема волновода в западной части ЮКВ можно предположить, что флюиды из волновода частью отжимаются вверх и местами прорывают вышележащие слои земной коры. Это предположение пока что не подкреплено результатами анализа грязевулканической брекчии. Нахождение в составе брекчии (помимо остатков меловых и палеогеновых пород) включений пород кристаллического фундамента являлось бы решающим аргументом в пользу такого предположения. Таких компонентов в составе грязевулканической брекчии пока не обнаружено, хотя на сейсморазрезах под некоторыми из грязевых

вулканов в Южном Каспии хорошо видны их «корни» – субвертикальные каналы, доходящие до фундамента и глубже (Мамедов, 1991; Мамедов и Гулиев, 2003).

При исследовании природы нижних слоев литосферы ЮКВ используются также особенности гравитационного поля. Известны карты гравитационного поля в редукции Фая, созданные путем использования альтиметрических данных от спутников Seasat, Geocat, ERS -1, ERS-2, а также гравиметрические модели литосферы ЮКВ с использованием самоконтролирующей программы LCT-2D Software (Sandwell and Smith, 1997).

Спутниковые гравитационные наблюдения над ЮКВ и прилегающей сушей (с учетом поправок на высоту) показали резкое уменьшение силы тяжести от Эльбурса до Южного берега Каспия. В западной части ЮКВ сила тяжести характеризуется слабыми отрицательными аномалиями (-10, -15 МГал). Крупная негативная линейная аномалия (до -130 мГал) наблюдается в зоне сопряжения впадины с платформой, где глубина моря незначительная (20-100 м) и топография дна пологая. Большая негативная аномалия не была бы неожиданной и для западно-центральной части ЮКВ, где под водным слоем (около 1 км) и мощным (25-27 км) осадочным чехлом залегает тонкая и жесткая КК. Однако там она очень слабая, близкая к нормальной. Значит, большая отрицательная аномалия скомпенсирована действием уплотненных масс в области мантийного свода, который в настоящее время поддерживает изостатическую обстановку в зоне контакта кора – мантия, обеспечивая тем самым необычную стабильность коры в центре ЮКВ.

На плотностной модели земной коры ЮКВ по меридиональному профилю (рис.5а), составленной Гранатом с соавторами (Granath et al., 2000), отрицательная аномалия фиксируется над зоной субдукции КК впадины, где поверхность Мохо углубляется до 60-70 км, создавая дефицит плотного мантийного вещества. Подобные отрицательные аномалии характерны для желобов в зонах субдукции океанической коры на активных окраинах современных океанов и в задуговых морях. Альтернативная модель в виде взброса и поддвига коры с северным наклоном плоскости сбрасывателя тоже обеспечивала бы дефицит плотных масс, но дала бы относительно меньшую отрицательную аномалию. Однако в пользу субдукционной модели работают такие дополнительные факторы, как наличие сильнодеформированного осадочного клина (аккреционной призмы) над КК в районе погружения последней на большую глубину, а также высокая региональная сейсмичность с глубокими (до 60-75 км) гипоцентрами в северной от АП области. Эта область характеризуется также повышенными значениями градиентов поля высот геоида, которые обычно наблюдаются в областях контакта различных по своему плотностному составу блоков литосферы. По мнению исследователей (Уйеда, 1971; Родкин, 1993; и др.), аналогичные по характеру аномалии градиентов маркируют современные зоны субдукции.

Таким образом, результаты исследования литосферы ЮКВ как классическими геофизическими методами (методы ГСЗ – КМПВ, ОГТ, гравиметрия), так и новыми методами (сейсмическая томография, ПРВ, RFA, спутниковая альтиметрия, флюидодинамическое моделирование) намного расширяют наши представления о геофизических параметрах и структурных особенностях нижных слоев литосферы.

Оценивая данную информацию по степени достоверности и репрезентативности, следует на первое место поставить сведения о мощности, структуре КК и структуре базальных осадочных толщ по данным СГ – ОГТ, которые оцениваются непосредственно по сейсмическим разрезам с достаточно высокой точностью. Очень ценны сведения по материалам ГСЗ о скоростной характеристике и мощности КК, которые позволяют судить о вещественном составе и типе коры, а также об аномально пористом состоянии осадочного чехла. Однако на моделях ГСЗ положения границ КК определяются с погрешностями. Данные сейсмической томографии и ее модификаций (ПРВ и RFA) дают сведения о параметрах коры и верхней мантии. К сожалению, они не всегда однозначно интерпретируемы, посколь-

ку для волн, приходящих от землетрясений (отличающихся как по силе, так и по глубине гипоцентров), не выдерживается главный принцип их корреляции – постоянство формы сейсмических колебаний. Это обстоятельство обуславливает условность проведения физических и реологических границ в низах литосферы.

Как видно, все эти сейсмические методы, хотя и базируются на единой теории распространения упругих колебаний, оперируют разными дедуктивными моделями, точнее, они отображают структуры среды разных рангов. Причем в ряду СГ – ОГТ, ГСЗ, ПРВ, RFA детальность и достоверность изучения структуры нижних толщ земной коры последовательно ухудшаются. К тому же, модели, составленные на основе данных методов ПРВ, RFA а также гравиметрии, являются упрощенными и эвристическими. Тем не менее, следует отметить полезность гравиметрических данных при обосновании изостатической обстановки земной коры в центре впадины и ее неуравновешенности в переходной зоне. Данные о глубинах и местоположении гипоцентров землетрясений (определяемых, как правило, с погрешностями), могут быть использованы для разграничения литосферных плит в регионе.

Итак, материальное единство изучаемого объекта – земной коры ЮКВ является предпосылкой совместной интерпретации всей имеющейся информации. Современная геофизика располагает развитой методикой изучения закономерностей распределения физических параметров пород в земной коре и комплексирования данных различных методов. На основе известных моделей земной коры ЮКВ можно построить их инварианты, т.е. синтезировать модели, отображающие общие черты всех моделей. Естественно, что они должны строиться на основе наиболее достоверных данных СГ – ОГТ по представительной сети наблюдений и их обобщения в единую пространственно – временную схему – историко-геологическую модель. Имеющиеся материалы СГ – ОГТ по 3-5 профилям не достаточны для уверенного картирования поверхностей Ф и М. Обоснованием необходимости построения такой модели является то, что отображаемые на сейсмических моделях геологические структуры и стратиграфическая последовательность разновозрастных осадочных комплексов обусловлены тектонической эволюцией региона.

Другим важным аспектом проблемы составления объективной модели земной коры ЮКВ (кроме степени достоверности, полученной разными методами информации) является гносеологический, т.е. чисто теоретическое, концептуальное познание ее (впадины) формирования. На базе дедуктивных моделей с фиксистских и мобилистических позиций известны различные суждения о формировании ЮКВ, о типе и строении ее коры. Однако анализ и обобщение особенностей полученных в последние годы геофизических материалов наводят на плейттектоническую их трактовку. Новые модели земной коры впадины подчеркивают две концептуально важные ее особенности. Во-первых, выяснено, что постулируемая фиксистами двухслойная «гранито-базальтовая» модель КК далека от реальной. В основании впадины лежит КК океанического типа, тем самым опровергается гипотеза о развитии впадины над «срединным массивом» древней консолидации. Во-вторых, установлено, что тонкая земная кора ЮКВ гетерогенна структурно, гравитационно и термально. Мощность КК изменчива, она плавно погружается в сторону платформы.

Как было отмечено выше, глубоководная впадина Южного Каспия является реликтом БК ОМ и пережила сложную историю развития, начинающуюся раскрытием задугового моря с океанической корой и заканчивающуюся столкновением плит, орогенезом и сокращением морского седиментационного бассейна.

Из схемы современной геодинамической обстановки и взаимоотношения литосферных плит (рис.6) видно, что Южно-Каспийская впадина вместе с центриклинальными прогибами находится между Закавказской, Талышской, Иранской плитами (микроконтинентами) и Евразией.

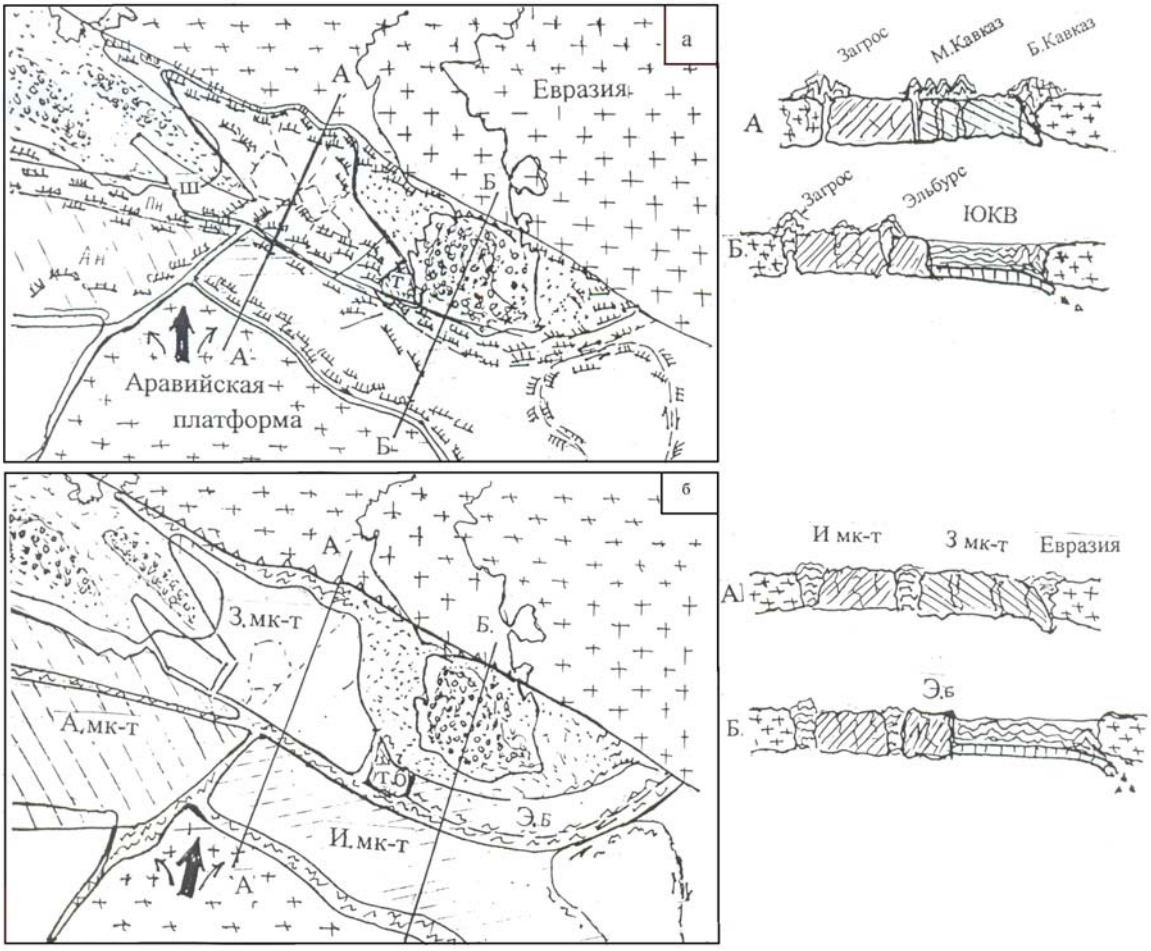


Рис. 6. Схема взаимоотношений литосферных плит региона (а) и двумерные модели эволюции литосферы ЮКВ и смежных областей (составил П.З.Мамедов)
а – 2,5 млн. лет – настоящее время; б – ср. миоцен (10-12 млн.лет)

Начиная с олигоцена, большая часть коры БК ОМ была уничтожена в процессе коллизии, субдукции и обдукции. В результате перемещения Закавказского, Анатолийского, Иранского микроконтинентов на север сокращались морские пространства (седиментационные бассейны) между ними и платформой, а после их столкновения друг с другом и Евразией образовались горные сооружения Большого и Малого Кавказа, Эльбурса, Копетдага, и Талыша. ЮКВ окончательно формировалась после миоценовой коллизии микроконтинентов с платформой. В сохранении фрагмента БК ОМ – глубоководной впадины Южного Каспия сыграла роль геометрия указанных микроконтинентов и их блоков (Куринский, Талышский, Эльбурсский блоки). Прижатый к платформе Закавказский микроконтинент сыграл роль буфера между ней и Анатолийским и Иранским микроконтинентами (рис.6). Восточный фланг Иранского микроконтинента, столкнувшись с Туранской платформой, послужил своего рода «упором», затормозившим дальнейшее сокращение бассейна (Нариманов, 2003). Режим экстремального сжатия в регионе под давлением Аравийской платформы в среднем миоцене привел к интенсивному воздыманию и сближению сооружений Б.Кавказа и М.Кавказа, Талыша и Богровдага на западе ЮКВ (Аладаг-Белналуда) и Копетдага – на востоке, и следовательно, к развитию внутриконтинентальных зон субдукции.

Кавказско – Южно-Каспийский сегмент АГПП относится к долгоживущим зонам субдукции, где маркируются линии закрытия океана Мезотетис и БК ОМ. Внутриконтинентальные зоны субдукции, хорошо прослеживаются по данным региональной сейсмической томо-

графии (Лобковский, 1988; Хаин). Ряд исследователей (Nadirov, 1997; Зоненшайн и др., 1990; Rustamov et al., 2000 и др.) предполагают, что ЮКВ и ее центриклинальные прогибы являются местом развития и сочленения нескольких зон субдукции как палео-, так и новейших. По мнению В.Е.Хаина и М.Г.Ломизе (2005) и др., в области коллизии Закавказской и Евразийской плит на орогенном этапе возникла наклоненная к северу зона внутриплитной субдукции типа Амштутца. И.П.Гамкрелидзе (1989) отмечает, что зона субдукции под Кавказом сохраняет свою активность вплоть до четвертичного времени. В области Южного Каспия поглощалась значительная часть океанической коры Прото-Каспия (Зоненшайн и др., 1990). По-видимому, активная субдукция здесь имела место до позднего миоцена, т.е. до столкновения Закавказского и Иранского микроконтинентов с Евразией. После этого процесс субдукции несколько «тормозится». По мнению ряда исследователей, в Абшерон-Прибалханском районе он протекал очень медленно, в «неклассической» форме. Субдукция КК Южного Каспия под платформу нашла отображение на ряде схем и моделей, составленных по данным сейсмологии (Хаин, Ломизе, 2005) гравиметрии и сейсмотомографии (Allen et al., 2002), и палеогеографического анализа (Golonka, 2000). Из всех предлагаемых схем и моделей земной коры Южного Каспия только модели, составленные Knapp с соавторами (Knapp et al., 2000, 2004) и нами (Mamedov, 2003, 2005) (рис.4 и 5) обоснованы на фактических данных СГ – ОГТ, которые дают прямую и наглядную информацию о мощности и конфигурации КК и реальных геологических структурах в осадочном чехле. Установленные методом СГ – ОГТ особенности земной коры в зоне сопряжения ЮКВ с эпигерционской платформой, а именно: погружение КК в северном направлении и наличие аккреционной призмы над ней, с учетом дефицита плотных масс, глубокофокусных землетрясений, поперечных сдвиговых деформаций и линейной складчатости плиоценовой толщи в районе АПСЗ служат достаточно вескими аргументами для обоснования субдукции КК Южного Каспия под континентальную кору платформы. Предложенная субдукционная модель является одной из составляющих плейттектонической модели эволюции всего региона и ею же обусловлена.

Существенным фактором в пользу субдукционной модели является также открытие крупных многопластовых залежей УВ именно в структурах Абшерон-Прибалханской складчатой зоны. Выше мы отметили, что зоны субдукции являются геодинамически напряженными, сильно прогретыми областями разламывания и столкновения плит и дегазации земли. Здесь происходят интенсивные сейсмические процессы, ведущие к образованию трещин, по которым глубинные флюиды поднимаются вверх, способствуя подогреву и «приготовлению» УВ. Следовательно, формирование линейной АПСЗ и нефтегазоносность большинства ее структур предопределены субдукционным процессом на этапе сжатия и экстремального сокращения осадочного бассейна.

Современная тектоническая активность в ЮКВ (диапиризм, грязевой вулканизм, частые и сильные землетрясения на северном и южном бортах впадины, движения плит и блоков) по данным GPS свидетельствует о продолжении процессов сжатия во впадине. Она испытывает субмеридионально ориентированные сжимающие напряжения, реализирующиеся на уровне КК коллизионными (на юге) и субдукционными (на севере) процессами. А на уровне осадочного чехла эти напряжения приводят к структуроформирующим процессам.

ЛИТЕРАТУРА

АДАМИЯ, Ш.А., ГАМКРЕЛИДЗЕ, Н.П., ЗАХАРИАДЗЕ, Г.С., ЛОРДКИПАНИДЗЕ, М.Б. 1974. Аджаро-триалетский прогиб и проблема образования глубоководной впадины Черного моря. *Геотектоника,* 1, 78-93.

АКСЕНОВИЧ, Г.И. и др. 1962. Глубокое сейсмическое зондирование в центральной части Каспийского моря. Изд. АН СССР, Москва, 152.

БАРАНОВА, Е.П., КОСМИНСКАЯ, Н.П., ПАВЛЕНКОВА, Н.И. 1990. Результаты переинтерпретации материалов ГСЗ по Южному Каспию. *Геофизический журнал*, 12, 5, 60-67.

ГАМКРЕЛИДЗЕ, И.П. 1989. Геодинамическая эволюция и механизм формирования структуры Средиземноморского складчатого пояса. В сб.: *Геодинамика Кавказа*. Наука, Москва, 28-35.

ЗОНЕНШАЙН, Л.П., КУЗЬМИН, М.И., НАТАНОВ, Л.М. 1990. Тектоника литосферных плит территории СССР. Книга 2. Недра, Москва, 1- 335.

КОСМИНСКАЯ, И.П. 1968. Метод глубинного сейсмического зондирования земной коры и верхней мантии. Наука, Москва, 227.

КУНИН, Н.Я. 1989. Строение литосферы континентов и океанов. Недра, 286.

КУЧЕРУК, Е.В. 1990. Эволюционно-геодинамический подход к осадочным бассейнам – основа успешного применения сейсмостратиграфического анализа при поисково-разведочных работах на нефть и газ. В кн.: *Сейсмостратиграфические исследования в СССР*. Наука, Москва, 161-177.

ЛОБКОВСКИЙ, Л.И. 1988. Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. Наука, Москва, 251.

МАМЕДОВ, П.З. 1991. Сейсмостратиграфические исследования геологического строения осадочного чехла Южно-Каспийской мегавпадины в связи с перспективами нефтегазоносности. Автореферат докторской диссертации, 50.

МАМЕДОВ, П.З. 2003. Структура земной коры ЮКВ по данным СОГТ, сейсмотомографических и сейсмостратиграфических исследований. В сб.*: Пятые геофизические чтения имени В.В. Фединского*, 26.

МАМЕДОВ, П.З., ГУЛИЕВ, И.С. 2003. Субвертикальные геологические тела в осадочном чехле Южно-Каспийской впадины. *Изв. НАН Азербайджана, Науки о Земле,* 3, 139-146.

НАРИМАНОВ, Н.Р. 2003. Геодинамические аспекты формирования осадочного чехла ЮКБ. *Геология нефти и газа*, 6, 26-31.

ПАВЛЕНКОВА, Н.И. 1996. Развитие представлений о сейсмических моделях земной коры. *Геодинамика*. 4, 11-19.

РОДКИН, М.В. 1993. Роль глубинного флюидного режима в геодинамике и сейсмотектонике. Москва, 189.

ХАИН, В.Е., ЛОМИЗЕ, М.Г. 2005. Геотектоника с основами геодинамики. Изд. Университет, Москва, 560.

ЯКОБСОН, А.Н. 2000. Литосфера южного Каспия. В кн.: *Томографическая модель*. 57-64.

ALLEN, M., JONES, S., ISMAIL-ZADEH, A., SIMMONS, M., ANDERSON, L. 2002. Onset of subduction as the cause of rapid Pliocene-Quaternary subsidence in the South Caspian basin. *Geological Society of America*, Geology; September 2002; 30, 9; 775-778.

BRUNET, M.F., KOROTAEV, M.V., ERSHOV, A.V., NIKISHIN, A.M. 2003. The South Caspian Basin: a review of its evolution from subsidence modeling. *Sedimentary geology,* 156, 119-148.

BRUINET, M.F., BARRIER, E., EBAN, S., MAMMADOV, P.Z. et al. 2005. Tectonic and subsidence evolutions of the South Caspian basin margins in Iran and Azerbaijan. Abstract book of the V International conference "Petroleum geology and hydrocarbon potential of Caspian and Black Seas region". Baku, 87-88.

GOLONKA. J. W. 2000. Geodinamic evolution of the South Caspian Basin. AAPG's International Regional Conference, Istanbul, Turkey, 40-45.

GRANATH, J.W., SOOFI, K.A., BAGANZ, O.W., BAGIROV, E. 2000. Gravity modeling and its implications to the tectonics of the South Caspian Basin. AAPG's International Regional Conference. Turkey, 46-50.

GULIYEV, I.S., MAMEDOV, P.Z., FEYZULLAYEV, A.A. et al. 2003. Hydrocarbon systems of the South Caspian Basin. Baku.

JACKSON, J.A., PRIESTLEY, E., ALLEN, M.B., BERBERIAN, M. 2001. Active tectonics of the South Caspian Basin. *Central Asia project report*, 17, 45.

KNAPP, J.H., DIACONESCU, C.C., CONNOR, J. 2000. Crustal-scale imaging of the Absheron Ridge (South Caspian Sea) revealed by deep seismic reflection profiling. AAPG's Inaugural Regional International Conference, Istanbul, Turkey, 153-154.

KNAPP, C.C., KNAPP, J.H., CONNOR, J.A. 2004. Crustal-scale structure of the South Caspian Basin revealed by deep seismic reflection profiling. *Marin and Petroleum Geology*, 3-30.

LERCHE, I., ALI-ZADE,. Ak., GULIEV, I., BAGIROV, E., NADIROV, R., TAGIYEV, M. AND FEIZULLAEV, A. 1997. In: *South Caspian Basin: Stratigraphy, Geochemistry and Risk Analysis*, Nafta-Press, Baku, 430.

MAMEDOV, P.Z. 1994. Revealing of prospective oil and gas deposits in the South Caspian megabasin by seismic stratigraphy. Proceedings of 10th Petroleum Congress of Turkey, 49-51.

MAMEDOV, P.Z., STELING, C., KIECKEFOR, R. 1997. Tectonic History of the Southern Caspian Sea. *Bulletin AAPG*, 81/8, August, 110.

MAMEDOV, P.Z. 2005. Model of the South Caspian megabasin on the basis of seismic investigation. Abstract book of the 67 conference EAGE. Madrid, Spain, 213-217.

MANGINO, S., PRIESTLEY, K. 1998. The crustal structure of the southern Caspian region. *Geophysical Journal International,* 133, 630-648.

NADIROV, R.S., BAGIROV, E.B., TAGIYEV, M.F. AND LERCHE, I. 1997. Flexural plate subsidence, sedimentation rates, and structural development of the super-deep South Caspian Basin. *Marine and Petroleum Geology*, 14, 4, 383-400.

NAZARI, H. Analise de la tectonic recente et active dans l'Alborz Central et la region de Teheran, 2006. Thes doctoral, Montpeller.

PERRODON, A. 1985. Histore des giandes decouvertes petrolieres. Paris, 254.

RUSTAMOV, M.J., NARIMANOV, A.A., VELIEV, M.M. 2000. Geodinamic evolution of the South Caspian Basin. AAPG's Inangural regional International conference. Istanbul, Turkey, 48-50.

SANDWELL, D.T.,SMITH, W.H.F. 1997. Marine gravity anomaly derived from Geosat and ERS-1 satellite altimetry. *Jour.geophysical research,* 102,B 5, 10039-10054.

UYEDA, S.1971. The new view of the Earth. San Francisco, 122.

TAGIYEV, M.F., NADIROV, R.S., BAGIROV, E.B. AND LERCHE, I. 1997. Geohistory, thermal history and hydrocarbon generation history of the north-west South Caspian basin. *Marine and Petroleum Geology,* 14, 4, 363-382.

ZONENSHAIN, L.P., LE PICHON, X. 1986. Deep basins of the Black Sea and Caspian Sea as remnants of Mesozoic back-arc basins. *Tectonophysics,* 123, 181-211.

© Ч.С.Алиев, 2006

ГАММА-СПЕКТРОМЕТРИЯ МЕЗОКАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНОГО АЗЕРБАЙДЖАНА

Ч.С.Алиев

Институт геологии НАН Азербайджана
AZ 1143, Баку, просп. Г.Джавида, 29А

В статье приводятся результаты гамма-спектрометрических исследований различных стратиграфических комплексов Восточного Азербайджана. Изучены закономерности распределения урана, тория и калия на 40 естественных обнажениях. Установлено, что активность пород нижнего олигоцена самая высокая и связана с повышенным содержанием урана. Распределение активности юрских пород связано с активностью тория и калия. Низкой активностью обладают породы мелового возраста.

Введение

Изучение радиоактивного поля Земли методами гамма-спектрометрии вносит существенный вклад в познание структуры земной коры и литосферы, а именно: сведения о содержании урана, тория, калия (Смыслов, 1974) могут оказать существенную помощь при исследовании процессов осадконакопления, последующего эпигенезиса (литогенеза), тектонического строения и т.д.

Гамма-спектрометрические методы имеют хорошо разработанную теоретическую и методическую основу и широко используются при решении различных задач геологической науки (Коган и др., 1976).

Ранее проведенными отдельными исследованиями некоторых стратиграфических интервалов осадочных разрезов Азербайджана (Алиев и др., 1999; Алиев, Золотовицкая, 2000 и др.) было отмечено существование определенной зависимости интегральной и спектральной характеристик пород от их литологического состава, стратиграфического интервала и т.д.

В данной статье представлены результаты специальных исследований радиоактивности пород широкого стратиграфического интервала (юра-плиоцен) осадочного разреза Восточного Азербайджана.

Объект и методика исследования

Гамма-спектрометрические исследования были проведены на 40 естественных обнажениях Восточного Азербайджана.

Непосредственно в полевых условиях в точке естественного залегания отбираемого образца породы проводились замеры интегральной радиоактивности с использованием радиометров типа СРП-68-01, которые обеспечивают измерение мощности экспозиционной дозы гамма-излучения в пределах 0-3000 мкР/ч. Одновременно производился отбор проб на лабораторные исследования. Объем лабораторных радиометрических исследований составил около 400 образцов.

Лабораторные радиометрические исследования проводились на гамма-спектрометрической установке САРИ-2 (система автоматизации радиометрических измерений), предназначенной для идентификации радионуклидного состава различных проб и количественной оценки содержания радиоактивных элементов (Бк/кг, %). Установка состоит из стандартных блоков: анализатора импульсов АИ-1024, сцинтилляционного датчика NaJ (TI) типа 6931-20 (кристалл размером 150x100, ФЭУ-49), блока питания типа БНВЗ-05, БПЗ-591. Детектор защищен от радиоактивных излучений внешней среды специальным свинцовым домиком с толщиной стенок 100 мм и с трехслойной обкладкой из Cd-Cu-Al.

В таблице приведена характеристика установки САРИ-2.

Характеристика установки САРИ-2

Элементы	Энергия излучения, Мэв	Порог чувствительности, %	Ошибка измерения, %
Торий (Ra^{228})	2,62	$0,8x10^{-4}$	10
Уран (Ra^{226})	1,76	$0,2x10^{-4}$	10
Калий (K^{40})	1,46	0,01	5

Для идентификации радиоактивных элементов, содержащихся в пробах, используются градуировочные графики. Количественные оценки содержания радиоактивных элементов в случае моноэнергетических спектров определяются путем сравнения с эталонными источниками. При сложных спектрах, когда помимо нескольких моноэнергетических линий от одного изотопа в пробе присутствуют другие изотопы, применяется система уравнений. Выбирают наиболее оптимальные интервалы энергии, в которых регистрируется скорость счета. Скорость счета в том или ином интервале энергии N_i, находится в прямой зависимости от количества радиоактивного изотопа q_0, т.е.

$$N_i=a_iq_i,$$

где a_i – коэффициент, показывающий скорость счета при $q_i=1$.

При наличии трех изотопов содержание их определяется по формулам:

$$N_1 = a_1q_{Ra} + b_1q_{Th} + c_1q_K$$
$$N_2 = a_2q_{Ra} + b_2q_{Th} + c_2q_K$$
$$N_3 = a_3q_{Ra} + b_3q_{Th} + c_3q_K .$$

Решение уравнений с помощью эталонных образцов позволило составить зависимость

$$U(Ra) = (6,91N_2 – 4,84N_3) \text{ x } 10\ \%$$
$$Th = (33,48N_3 – 1,0N_2) \text{ x } 10\ \%$$
$$K = (0,48N_1 – 0,34N_2 – 0,28N_3),\ \% .$$

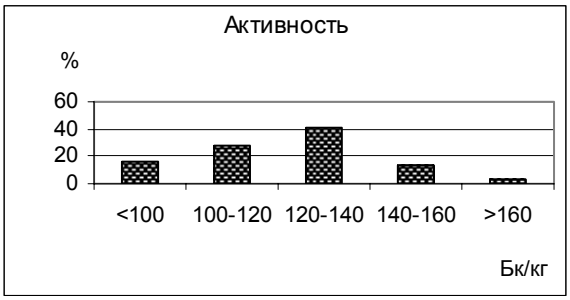
Здесь N_1, N_2, N_3 – скорость счета в соответствующих интервалах.

Результаты исследований

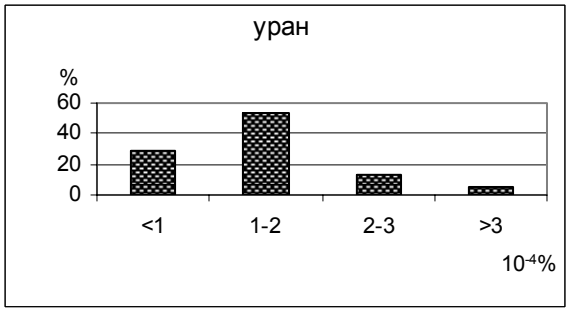
Юра. Распределение радиоактивности в юрских отложениях (верхний оксфорд – титон) изучалось на образцах, отобранных на азербайджанской части южного склона Главнокавказского хребта по долине р. Джимичай и около с. Тенгиалты. Разрез представлен в основном аргиллитами и глинистыми сланцами. Активность аргиллитов колеблется в широких пределах от 91 до 165 Бк/кг, в среднем составляет 120 Бк/кг. Активность сланца находится в тех же пределах и в среднем составляет 125 Бк/кг.

Распределение активности подчиняется нормальному закону (рис. 1, а). Все три элемента – уран (по радию), торий, калий также имеют тенденцию к нормальному распределению с некоторыми отклонениями. Так, например, в распределении урана (по радию) наблюдается положительная асимметрия (см. рис. 1, б), а калия – отрицательная (см. рис. 1, г). Содержание урана (по радию) в юрских сланцах разреза Джимичай значительно ниже кларка ($1,5x10^{-4}$%) осадочных пород и поэтому не сильно влияет на активность (рис. 2, а).

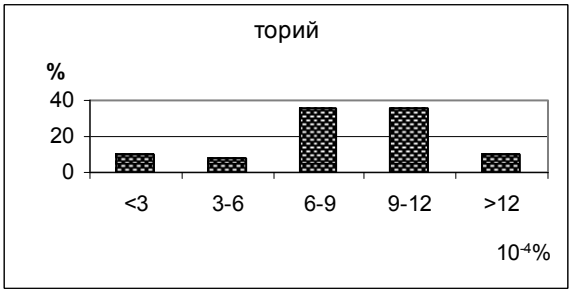
Содержание калия достаточно высокое и соответствует кларку (2,5%). От вклада гамма-излучений калия зависит и активность юрских сланцев (см. рис. 2, в). В содержании тория, несмотря на некоторое рассредоточение точек, имеется тенденция к прямой зависимости между его содержанием и активностью (см. рис. 2, б), тем более что среднее содержание его близко к кларковому ($9\text{-}11x10^{-4}$%). Активность и содержание радиоактивных элементов в глинах из юрского разреза Тенгиалты находится в пределах, характерных для юрских пород разреза Джимичай. Распределение радиоактивных элементов и их активности в разрезах Джимичай и Тенгиалты является характерным для юрских отложений Восточной части Б. Кавказа.



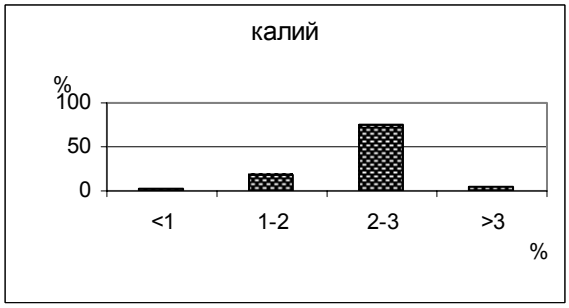
а



б

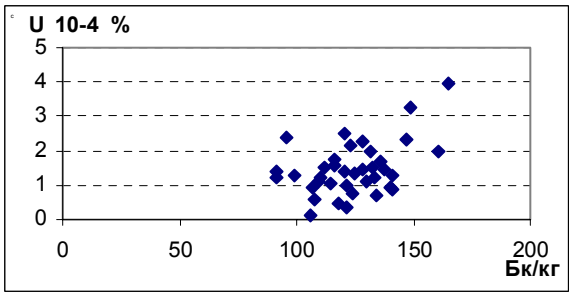


в

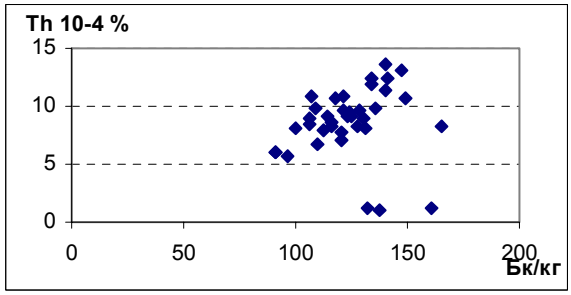


г

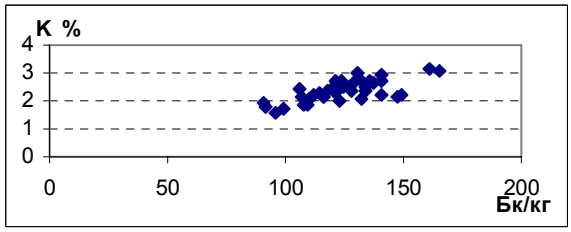
Рис. 1. Распределение активности и радиоактивных элементов в юрских отложениях Восточного Кавказа: а – активность; в - торий; б - уран (по радию); г - калий



а



б



в

Рис. 2. Зависимость активности юрских пород от содержания урана (а), тория (б) и калия (в)

Мел. Радиоактивность меловых пород (верхний мел) изучалась на образцах из разрезов Хильмили, Алтыагач, Тенгиалты, Гедысу.

Активность меловых пород оказалась очень низкой (около 50 Бк/кг), пределы ее колебаний составляют от<25 до >100 Бк/кг (рис. 3), что вполне естественно для осадочных пород. Особый вклад в интегральное гамма-излучение поступает от калия, содержание которого колеблется от <0.5 до > 2 %, в среднем около 1.5 %.

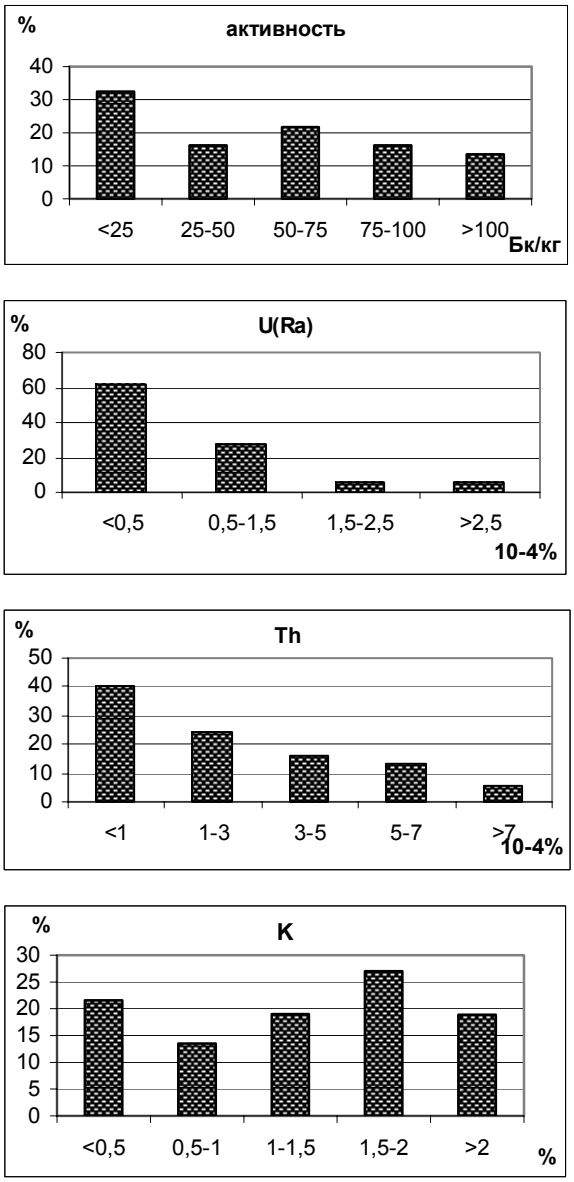


Рис. 3. Распределение активности в меловых отложениях

Содержание урана (по радию) очень мало и колеблется на уровне $0.45x10^{-4}$%, что соответствует кларку для песчаников и карбонатных пород. Содержание тория тоже низкое, около $1.7x10^{-4}$ %, что характерно для карбонатных пород. В связи с низкой радиоактивностью этих пород закон распределения установить невозможно. У тория и урана (по радию) наблюдается тенденция к log- нормальному распределению. Несмотря на низкую радиоактивность меловых пород, прослеживается зависимость активности от содержания тория и калия (рис. 4).

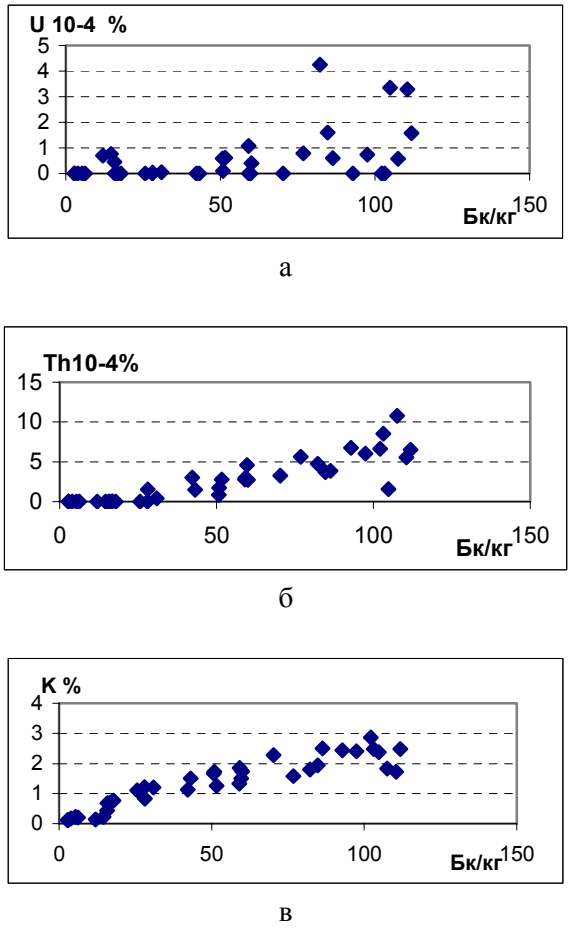


Рис. 4. Зависимость активности меловых пород от содержания урана (а), тория (б) и калия (в)

Меловой осадочный комплекс в литологическом отношении характеризуется преобладанием песчанистых фракций, имеющих слабую карбонатность, что способствует их низкой радиоактивности.

Палеоген. Радиоактивность пород палеогена изучалась по разрезам палеогеновых комплексов ЮВ погружения Б. Кавказа в Шамаха-Гобустанском районе (участки: Ангихаран, Сумгайытчай).

Активность отложений эоцена (коуна) (P_2^2), представленных пеплообразными зеленоватыми песчаниками связана с торием, а активность вулканического пепла больше зависит от содержания урана (по радию). Породы эоцена из разреза Сумгайытчай имеют невысокую активность (67-95 Бк/кг) и соответственно низкое содержание радиоактивных элементов.

Нижний олигоцен (P_3^1) из разреза Сумгайытчай представлен аргиллитами и глинами шоколадного цвета с большим количеством ярозита, также имеющими большую активность (105-261 Бк/кг), что связано с ураном (по радию). Эта серия характеризуется относительно высоким содержанием урана (6-17x10^{-4}%), отсутствием тория и почти нормальным содержанием калия (2,2-3,1%).

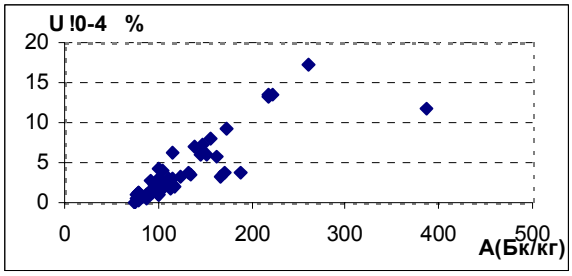
Верхний олигоцен (P_3^2) представлен темно-серыми и светлыми глинами с ярозитом с невысокой радиоактивностью (58-80 Бк/кг), отличающимися от эоцена нормальным содержанием урана (по радию) (2,4-2,8x10^{-4}%) и пониженным содержанием калия (1,4-2,2%), торий чаще всего отсутствует.

На участке Ангихаран нижний майкоп представлен в песчано-глинистой некарбонатной фации с большим количеством рыбьих остатков, ярозита, гидроокислов железа, что играет большую роль при формировании высокой активности (80-223 Бк/кг), которая связана с повышенным содержанием урана (по радию) (4,0-12,6x10^{-4}%) (рис.5).

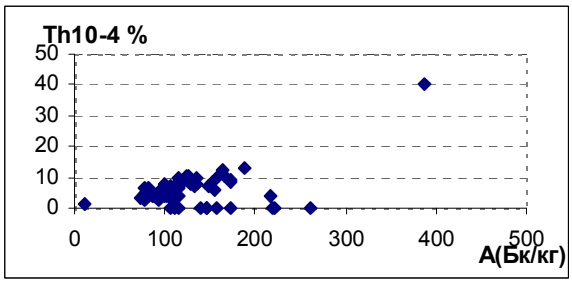
В пределах Большого Кавказа распределение активности подчиняется нормальному закону с небольшой правой асимметрией, которая вызвана высоким содержанием урана.

Распределение тория и калия имеет тенденцию к подчинению нормальному закону. В связи с большим количеством образцов с низким содержанием тория, его распределение не позволяет выявить закон распределения (рис.6).

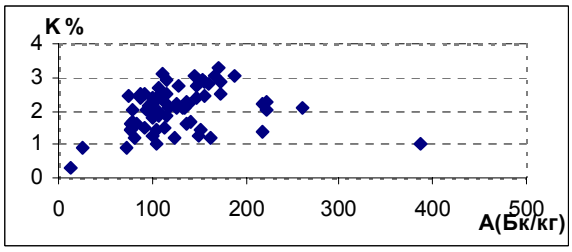
Радиоактивность олигоценовых отложений Талыша (Ярдымлы, Виляж, Дашкенд, Агдаш) колеблется в широких пределах – 40-295 Бк/кг. Средняя активность составляет около 120 Бк/кг, содержание урана – около 2,5x10^{-4}%, тория – около 4x10^{-4}%, калия – 2,5%, т.е. находится почти в кларковых пределах для глин (рис.7). Распределение активности подчиняется нормальному закону (рис. 8) и зависит в большей степени от калия, но на общую радиоактивность оказывает влияние торий и в некоторых случаях уран. Калиевая природа радиоактивности, возможно, связана с высоким содержанием калия в вулканогенно-осадочном комплексе эоцена Талыша.



а



б



в

Рис. 5. Зависимость активности майкопских отложений Восточного Кавказа от содержания урана (а), тория (б) и калия (в)

Неоген. Радиоактивность пород из неогеновой системы изучалась по разрезам восточной части Большого Кавказа и Талыша. Радиоактивность верхнего и среднего майкопа отложений Талыша колеблется в широких пределах: 40-295 Бк/кг. Их средняя активность составляет около 120 Бк/кг, содержание урана – около 2,5x10^{-4}%, тория – около 4x10^{-4}%, калия – 2,5%, т.е. находится почти в кларковых пределах для глин. Распределение активности подчиняется нормальному закону и зависит в большей степени от калия.

Радиоактивность пород диатомовой серии (средний и верхний миоцен) была изучена на образцах глин по разрезам Умбаки, Пиркюшкюль, Сумгайытчай, восточной части Б. Кавказа и Агдаша (Талыш).

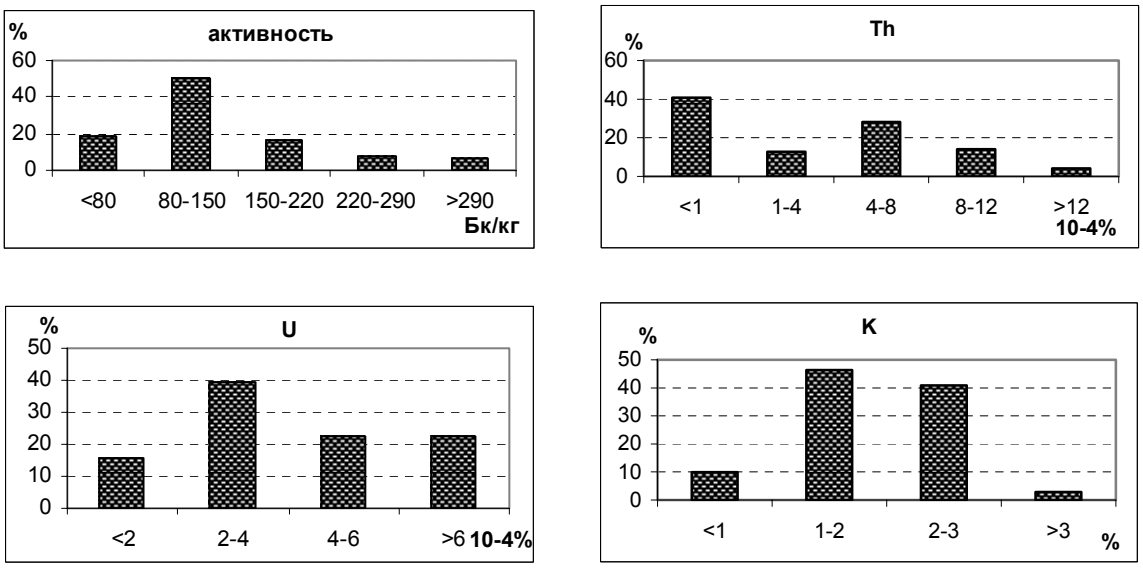
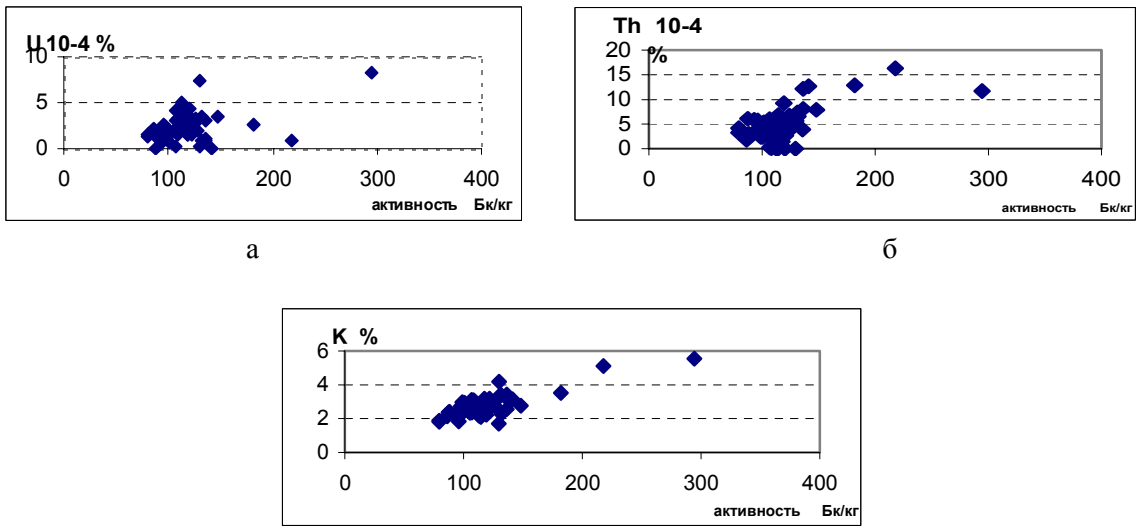


Рис. 6. Распределение активности и радиоактивных элементов в майкопских отложениях Кавказа



а б в

Рис. 7. Зависимость активности майкопских отложений Талыша от содержания урана (а), тория (б) и калия (в)

Активность диатомовых отложений в среднем колеблется в пределах 70 Бк/кг и не зависит конкретно от какого-либо радиоактивного элемента. Судя по распределению активности (рис. 9), она подчиняется нормальному закону, но с длинной правосторонней асимметрией.

Как видно из рисунка 10, на активность диатомовых отложений наибольшее влияние оказывает калий – 2,3%, торий вообще отсутствует, содержание урана составляет $2{,}5 \times 10^{-4}$%. В отложениях среднего и верхнего миоцена разреза Талыша прослеживается такая же картина.

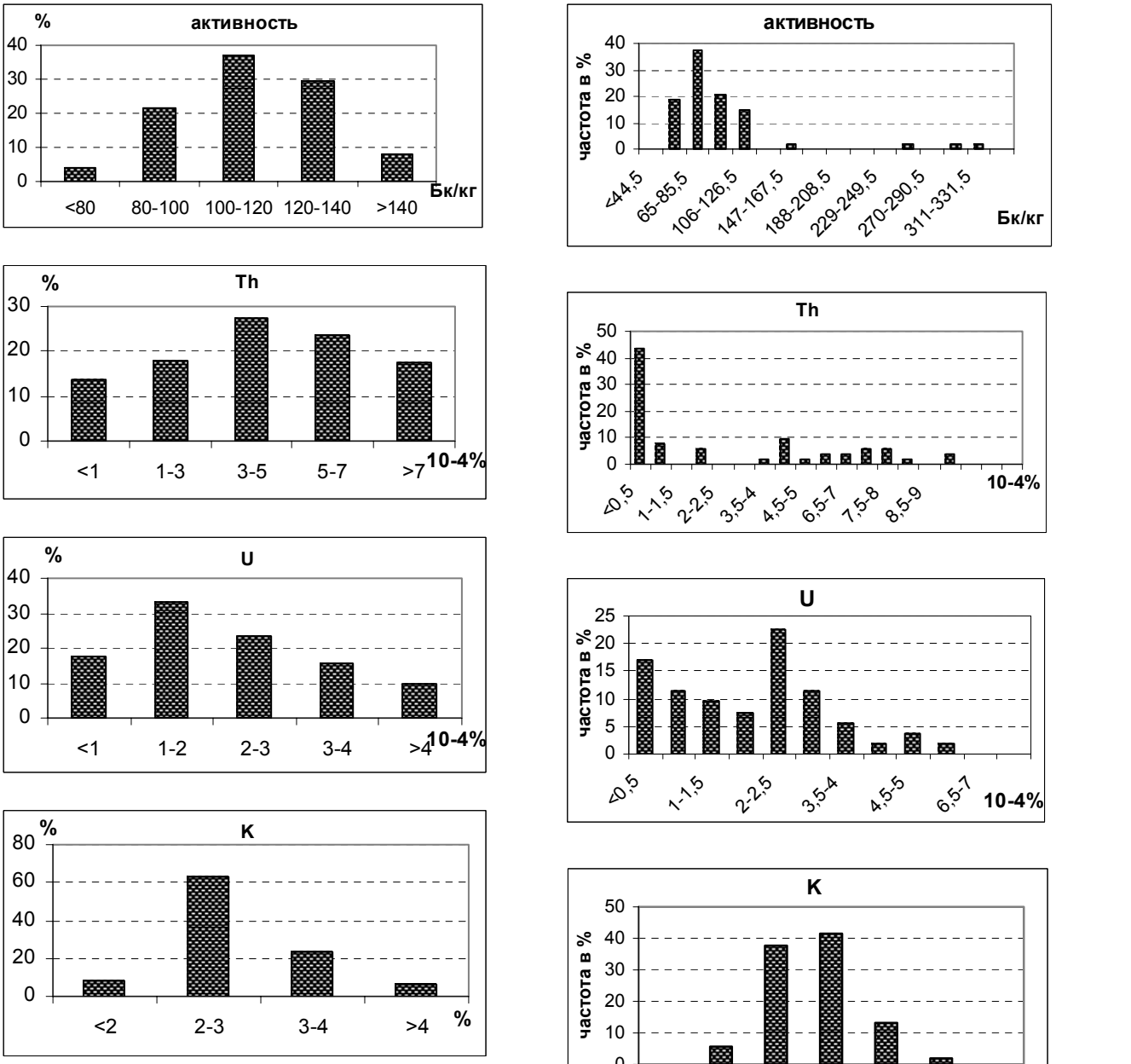
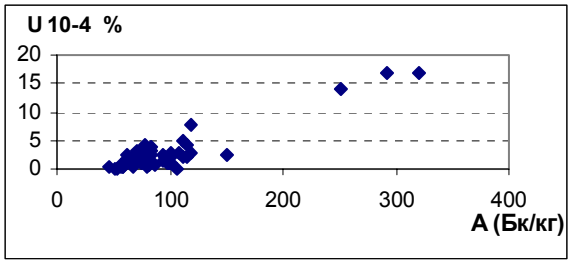


Рис. 8. Распределение активности радиоактивных элементов в майкопских отложениях Талыша

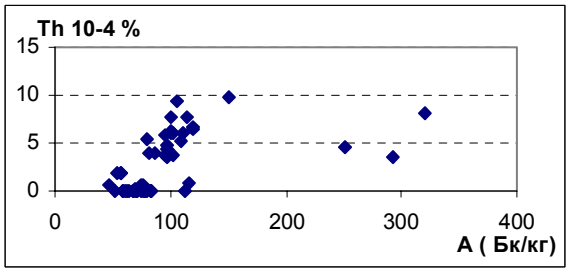
Рис. 9. Распределение активности и радиоактивных элементов в отложениях диатома

Плиоцен. Радиоактивность плиоценовых пород изучена из разреза Кирмакинской долины (балаханская свита (N_2^1 b)). Как было установлено, балаханская свита имеет невысокую активность радиоактивных элементов (около 60 Бк/кг) и соответственно не отличается по их содержанию. Содержание урана (по радию) составляет около $1{,}6x10^{-4}$%, калия – 1,7%. Торий вообще не характерен для пород этой серии.

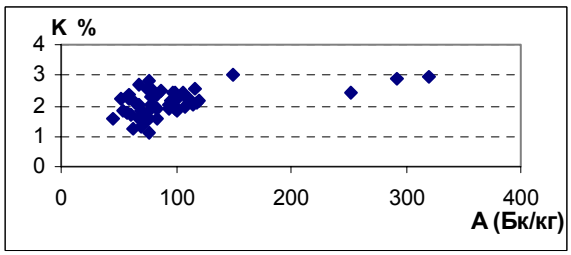
Низкая радиоактивность плиоцена, возможно, связана с их соответствием дельтовым образованиям данного комплекса и обусловлена изменением источника сноса терригенного материала.



а



б



в

Рис. 10. Зависимость активности урана (а), тория (б), калия (в) в диатомовых отложениях

Заключение

В результате гамма-спектрометрических исследований пород различных стратиграфических интервалов осадочного комплекса Восточного Азербайджана получены следующие основные научные результаты:

1. Изучением распределения интегральной радиоактивности и содержания радиоактивных элементов в осадочных комплексах Восточного Азербайджана, (включая юрские и меловые комплексы Большого Кавказа, палеогеновые – Б. Кавказа и Талыша, неогеновые ЮВ склона Б. Кавказа и на Талыше из 40 разрезов) установлена неоднозначность проявления радиоактивности, связанная с литолого-стратиграфическими особенностями их строения; при этом наименьшие значения радиоактивности присущи породам мелового возраста, а наибольшие - нижнего майкопа.
2. Распределение активности вышеуказанных комплексов подчиняется нормальному и логнормальному закону при различной активности урана, тория и калия:
   а) распределение активности юрских пород (Б. Кавказ) подчиняется нормальному закону и связано с активностью тория и калия;
   б) низкая активность меловых пород обусловлена низким содержанием урана (радия), тория и калия; основной вклад в общий уровень активности поступает от калия;
   в) активность отложений эоцена (коун) (ЮВ часть Б. Кавказа) связана с торием; в вулканических пеплах – с ураном; верхний отдел осадочного эоцена имеет большую активность, которая связана с калием;
   г) активность нижнего майкопа (ЮВ часть Б. Кавказа) самая высокая и связана с повышенным содержанием урана, калий присутствует во всех образцах, на уровне кларка, а торий почти отсутствует;
3. Неогеновые отложения (поздний майкоп) на Кавказе имеют повышенную активность, которая связана с торием и калием; этот критерий можно использовать при проведении границ между разделами майкопа на Кавказе; распределение радиоактивности неогеновых комплексов Талыша подчиняется нормальному закону и зависит в большей степени от калия.
4. Полученные данные по изучению естественной радиоактивности осадочных комплексов Восточного Азербайджана позволили установить, что неоднозначность проявления в них радиоактивности связана с различием составов структурно- вещественных комплексов, возможно, обусловленным геодинамическими условиями их формирования.

Результаты этих работ свидетельствуют о возможности использования гамма-спектрометрических исследований с учетом геолого-геохимических данных как экспресс-метод стратификации осадочных разрезов.

ЛИТЕРАТУРА

АЛИЕВ, Ч.С., ЗОЛОТОВИЦКАЯ, Т.А., ФЕЙЗУЛЛАЕВ, А.А., ШАХБАЗОВА, В.Г., АЛИЕВА, Э.А. 1999. Радиометрический метод расчленения осадочного разреза. Тез. докладов совещания-семинара «Седиментология осадочно-породных бассейнов Каспийско-Черноморского региона». Баку, 4-5.

АЛИЕВ, Ч.С., ЗОЛОТОВИЦКАЯ, Т.А. 2000. Радиоактивность пород эоценовых комплексов центрального Талыша. *Известия АН Азербайджана,Науки о Земле*, 1, 67-72.

СМЫСЛОВ, А.А. 1974. Уран и торий в земной коре. Недра, Ленинград, 213.

КОГАН, Р.М., НАЗАРОВ, И.М., ФРИДМАН, Ш.Д. 1976. Основы гамма-спектрометрии природных сред. Атомиздат, Москва, 368.

Рецензент: член-корр. НАН Азербайджана А.Д.Исмаил-Заде

© А.Г.Рзаев, 2006

СВЯЗЬ АНОМАЛЬНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ НАПРЯЖЕННОСТИ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ С СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИМИ ПРОЦЕССАМИ В ЛИТОСФЕРЕ ЗЕМЛИ

А.Г.Рзаев

Республиканский Центр Сейсмологической Службы НАН Азербайджана
AZ 1001, Баку, ул. Н.Рафибейли, 9

Рассматриваются физические свойства аномального сейсмомагнитного эффекта. Показано, что форма проявления сейсмомагнитного эффекта, его амплитудно-частотные характеристики зависят как от параметров очага землетрясения и его механизма, так и от петрофизических свойств горных пород эпицентральной зоны. Предлагается способ оценки энергетического состояния сейсмогенных зон по динамике градиента напряженности геомагнитного поля.

Введение

Прогноз землетрясений и его частная задача поиска и изучения геофизических сейсмоаномальных эффектов в геофизических полях и по сей день не потеряли своей актуальности в общей проблеме Физики Земли.

По ряду регионов стран СНГ и дальнего зарубежья собран и систематизирован материал, анализ которого уже на сегодняшний день даёт представление о некоторых характерных признаках проявления предвестников землетрясений в геофизических полях различной физической природы.

В разные годы автором этой статьи получен обширный статистический материал о структуре сейсмомагнитных предвестниковых аномалий и формах их проявлений в зависимости от параметров очага и его механизма (Рзаев, 2002).

Тем не менее, необходимость проведения дальнейших прогностических исследований диктует неоднозначность проявления сейсмомагнитного эффекта (СМЭ) в напряженности геомагнитного поля часто даже в пределах одной и той же сейсмогенной зоны. Отсюда возникает целевая необходимость постановки задачи более глубокого изучения структуры аномальных эффектов с привлечением более современных технических наблюдательных средств.

В соответствии с этим автором проведены следующие комплексные исследования с использованием новейшей магнитометрической аппаратуры:

- анализ временных вариаций напряженности геомагнитного поля T;
- анализ пространственно-временных приращений постоянной части напряженности геомагнитного поля T.

Работы проводились на Шеки-Шамахинским прогностическом полигоне Азербайджана с участием сотрудников геофизической экспедиции РЦСС НАНА, за что автор выражает им свою благодарность.

Постановка задачи

В пределах Шеки-Шамахинской зоны выделяются серии блоков, характеризующиеся различным геологическим строением. Блоки с повышенной мощностью кайнозойских отложений (Ашага-Гейнюкский, Габалинский, Шамахинский) характеризуются отсутствием в разрезе мезозоя магматических пород. В блоках с небольшой мощностью кайнозойских моласс (Шеки-Огузский, Исмаиллинский) развиты мощные толщи магматических пород мезозоя. Доальпийское основание залегает здесь на глубинах 9÷11 км (Шеки-Огузский блок) и до 12÷13 км в Шамахинском районе (Агамирзоев, 1972).

Гипоцентры землетрясений Шеки-Шамахинского полигона залегают на различных гипсометрических уровнях, располагаясь как в пределах доальпийского основания и мезозойском комплексе, так и частично в низах кайнозоя (Шамахинский р-н).

Такая геологическая неоднородность изучаемого региона и локализация гипоцентров землетрясений в различных по структуре

и фациальному составу этажах пород обуславливает значительные трудности в изучении связи изменений уровня напряженности геофизических полей с сейсмичностью. Решение этого вопроса требует дальнейшей детализации многопараметрической геолого-геофизической модели земной коры региона.

В свою очередь изучение вариаций геофизических полей в связи с подготовкой и реализацией землетрясений позволяет в ряде случаев уточнять отдельные параметры этой модели. Дифференциация сейсмогенного разреза по намагниченности и сопротивлению горных пород доальпийского основания и мезокайнозойского комплекса как на глубину, так и по латерали, позволит ожидать наличия характерных черт в вариациях геомагнитного поля при формировании очагов землетрясений в различных по геологическому строению блоках изучаемой области и на различных гипсометрических уровнях в пределах отдельных блоков.

Методика наблюдений

Магнитометрические наблюдения комплексировались двумя методами – временными и пространственно-временными наблюдениями за полем T.

Временные вариации напряженности T геомагнитного поля записывались круглосуточно на опорных магнитовариационных станциях (МВС) «Айдынбулаг» (Шекинский р-н), «Нагарахана» (Шамахинский р-н), «Армяки» (Губинский р-н) и «Шувалан» (Абшерон). Дискретность опроса – 10 мин./измерение в течение года. Точность единичного замера напряженности – T±0,1нТл.

Строились графики функции T~f (t), а также нормированные по отношению к МВС «Шувалан» графики ΔT~f (t), где t – время единичного синхронного отсчета T на опорной станции и МВС «Шувалан».

Проводилась оценка однородности протекания среднечасовых (солнечно-суточных) и среднесуточных вариаций T по всем станциям, анализировались амплитудно-частотные характеристики (T, ΔT) ~f (t), проводилась корреляция аномальных эффектов на графиках ΔT ~f (t) с текущей сейсмичностью на полигоне. Локальные неоднородности в переменной части напряженности T («шумы») исключались путем разложения напряженности поля T на регулярную и импульсную компоненты с последующей их фильтрацией.

Пространственно-временные (или дискретные) наблюдения включали в себя анализ приращений в постоянной части напряженности T на площади полигона. Работы проводились по сети жестко закрепленных 60-ти реперов, охватывающих равномерно всю площадь полигона. Дискретность опроса каждого репера составляла 1 опрос/месяц в течение года. Поправка на солнечно-суточную вариацию напряженности T учитывалась по данным МВС «Шувалан», находящейся в более сейсмически спокойной (по отношению к полигону) зоне и принятой за «нормальную».

Строились нормированные карты пространственно-временных приращений градиента напряженности геомагнитного поля δΔT~f (t). Работы проводились новейшими высокоточными протонными магнитометрами G-856 «Metoro-Maq» (производство США). Сходимость внутри групп значений напряженности T на каждой точке не хуже ±0,1нТл. При этом среднеквадратичное отклонение D рассчитывалось как корень квадратный из дисперсии d, в связи с чем величина нормированного отклонения составила ~ 1.

Обсуждение результатов

Стационарные геомагнитные наблюдения показали, что временные ряды солнечно-суточных (регулярных) вариаций $S_q(t)$ протекают однородно по всем станциям наблюдений, разнесенным по долготе на расстояние не более 1^0. Вариационные кривые, как правило, включают в себя положительную аномалию напряженности поля T в послеполуденное и ночное время суток и отчетливый минимум напряженности T в период 12-13 часов дня.

Анализ амплитудно-частотных характеристик регулярной составляющей $S_q(t)$ вариаций свидетельствует о наличии сезонных изменений амплитуд. При этом самые низкие значения амплитуд наблюдаются в зимний период и в 3-4 раза уступают по величине амплитудам весенне-летнего периода.

Вариации $S_q(t)$ осложнены наложенными, более высокочастотными флуктуациями напряженности поля, часто не коррелирующимися между отдельными станциями. Эти и другие факторы «помех», имеющие как ионосферную, так и электрокинетическую природу, отфильтровываются при реализации методики разложения модуля вектора T на составляющие (Метакса, Рзаев, 1990).

Сравнительный анализ импульсных компонент напряженности T дает возможность выявлять сейсмомагнитный эффект в пределах радиуса его влияния $R=10^{0,5M-0,27}$ (км) (рис.1), где M – магнитуда землетрясения.

На рисунках 2, 3 представлены типичные кривые сейсмомагнитных эффектов, проявляющиеся при землетрясениях с M≥4,5. При этом механизм очага землетрясения (сжатие, растяжение) обуславливает, как правило, характер проявления СМЭ. При действии в очаге сжимающих напряжений, направленных вкрест простиранию структур юго-восточного погружения Б.Кавказа, СМЭ имеют в основном положительное приращение напряженности (рис.2), тогда как при механизме «растяжения» - эффект обратный и имеет место отрицательное приращение локальной напряженности T (рис.3).

Этот факт объясняется характером преобразования остаточной намагниченности железосодержащих минералов горных пород под влиянием направленных избыточных упругих напряжений в сейсмогенной зоне, вызывающих перераспределение в ориентации магнитных доменов кристаллической решетки ферромагнетиков (Нагата, 1965).

Результаты натурных наблюдений показали, что амплитуда СМЭ при глубине гипоцентра до 8-10 км, как правило, превышает на 50% амплитуду СМЭ от землетрясений с глубиной гипоцентра до 40÷45 км. По-видимому, с ростом глубины гипоцентра и увеличением при этом термодинамического воздействия протекает частичная разориентация магнитных моментов зерен ферромагнетиков. Однако этот факт требует дополнительных исследований с целью уточнения физического механизма эффекта.

Анализ динамики геомагнитного поля на протяжении всего цикла подготовки и реализации землетрясений с M≥4,0 на площади полигона позволил установить особенности форм проявления СМЭ. Установлено, что последние проявляются в виде бухтообразных изменений намагниченности (реже в виде узкопериодных всплесков) на завершающей стадии подготовки землетрясения, а именно за 5÷15 дней до основного толчка. Доверительный интервал, рассчитанный по периоду СМЭ, составляет порядка 186-200 часов. Период и амплитуда СМЭ составляют соответственно 2-7 дней и 20÷40 нТл в зависимости от магнитуды землетрясения (рис. 2,3), при этом радиус зоны проявления СМЭ может составлять от 100 км до 1000 км. Все СМЭ, выявляемые на площади Шеки-Шамахинского полигона, хорошо согласуются с расчетными деформациями среды для той сейсмогенной зоны, где они проявились (Рзаев, Маммедли, 2005). Этот факт лишний раз говорит о связи СМЭ с деформационными полями и о его литосферной природе.

Если выявленные СМЭ во временных вариациях напряженности поля T, связанные с проявлением конкретного землетрясения, можно отнести к критериям среднесрочного (оперативного) прогноза, то сейсмоаномальные изменения в пространственно-временных приращениях градиента напряженности геомагнитного поля (δΔT) следует относить к долгосрочным критериям. Это связано с тем, что индикатор энергетического состояния среды, каким является параметр (δΔT), отражает более длиннопериодные деформационные процессы в литосфере на стадии подготовки землетрясения, приводящие к накоплению избыточных упругих напряжений.

Преамбула исследований пространственно-временных приращений δΔT содержит положение о том, что в случае начала процесса аккумуляции избыточной энергии в одной (или нескольких) сейсмогенной зоне, приращение напряженности геомагнитного поля должно приобрести направленный характер (выравнивание знака приращения δΔT), что приведет к более четкому оконтуриванию зоны избыточных напряжений за счет повышения там градиента (глубины) напряженности.

Анализ динамики геомагнитного поля в условиях неоднородного распределения избыточных коровых напряжений показал, что блоковая тектоника полигона четко отражается на картах δΔT (рис.4). При этом для крупных блоков магматических пород Шеки-Огузской и Исмаиллинской сейсмогенных зон характерно резко дифференцированное поле. Габалинский блок отмечается спокойным градиентом приращения напряженности T.

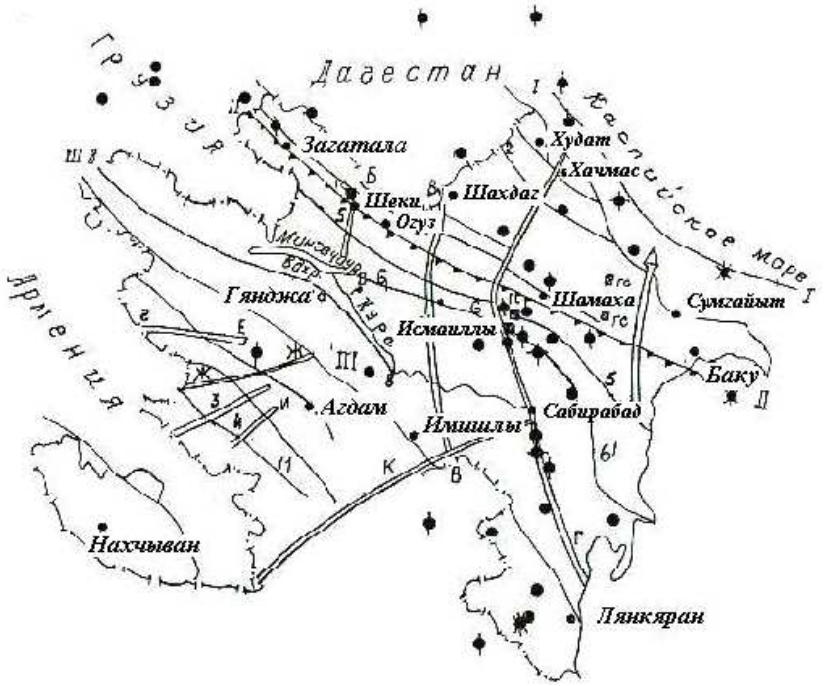


Рис. 1. Землетрясения, предварявшиеся аномальными возмущениями геомагнитного поля (период 1996 – 2000 гг.).

Энергетические классы землетрясений : *к = 10*

к = 11

к = 12

к > 13

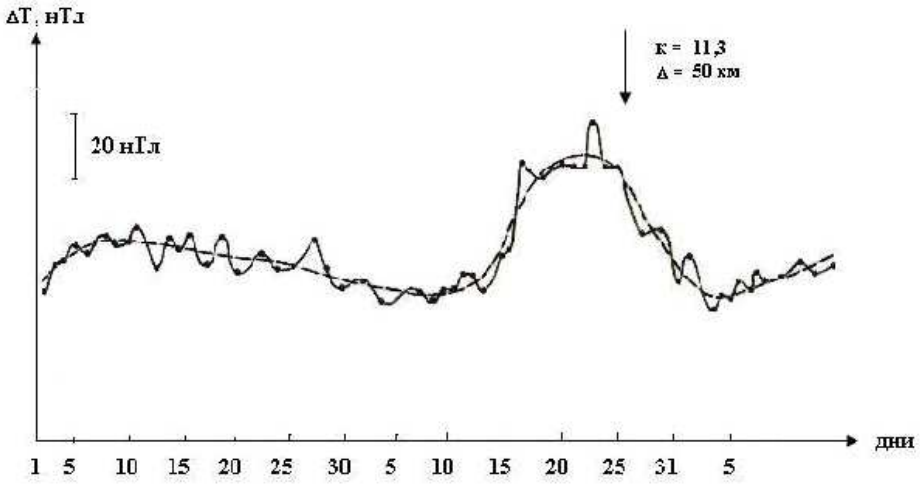


Рис. 2. Пример аномального проявления СМЭ при механизме “сжатия ” в очаге (отрицательная аномалия Δ T)

Δ T – *нормированная напряженность геомагнитного поля;*

к – энергетический класс землетрясения;

↓ *- момент землетрясения;*

Δ *- эпицентральное расстояние от станции наблюдения до эпицентра.*

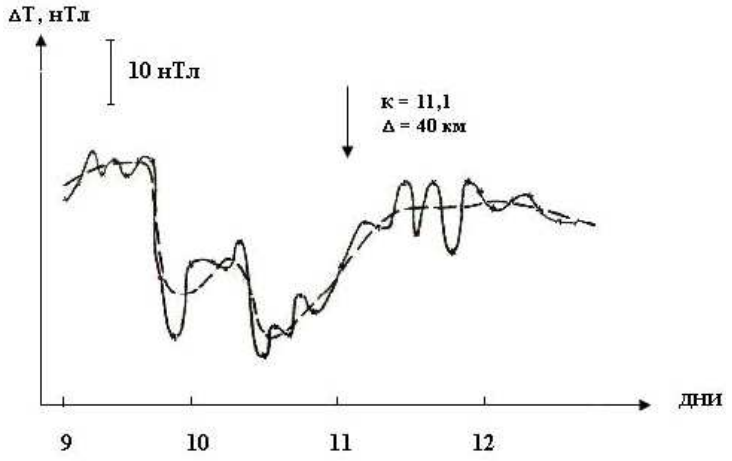


Рис. 3. Пример аномального проявления СМЭ при механизме "растяжения " в очаге (отрицательная аномалия Δ Т)
Δ Т – *нормированная напряженность геомагнитного поля;*
к – энергетический класс землетрясения;

↓ *- момент землетрясения;*

Δ *- эпицентральное расстояние от станции наблюдения до эпицентра.*

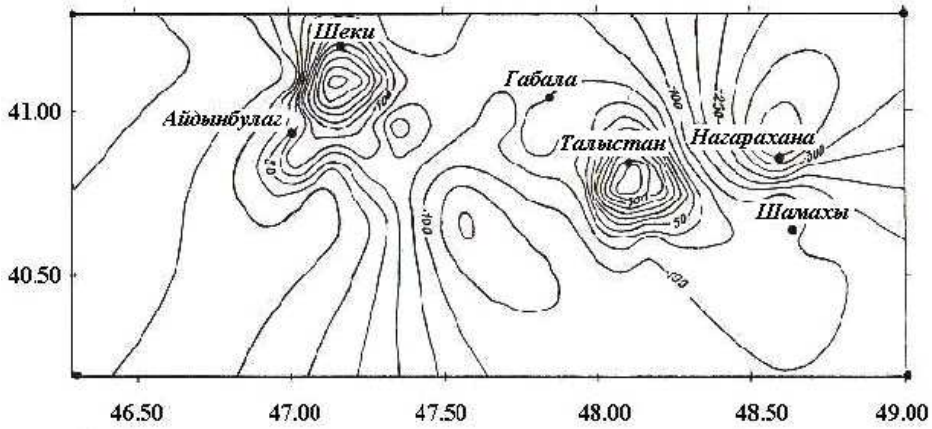


Рис. 4. Пример отражения энергетического состояния сейсмогенных зон Шеки – Шамахинского полигона в пространственно–временных приращениях градиента напряженности геомагнитного поля.
- изолинии значений δ Δ Т

Наиболее высокие градиенты поля δΔТ присущи интервалу Западно-Каспийского разлома, разделяющего Шамахинский и Исмаиллинский блоки.

Анализ карт δΔТ за период 2005-2006 годов свидетельствует о нестабильном характере геодинамического режима на полигоне. В частности, частая смена знака приращения напряженности поля Т сопровождается периодической разрядкой упругих напряжений в виде роя слабых землетрясений с магнитудой M≤3.

Можно отметить, что наиболее высокая концентрация упругих напряжений в период 2005-2006 годов наблюдалась в пределах Шеки-Огузской и Исмаиллинской сейсмогенных зон и меньше – в Шамахинской зоне. Тем не менее, анализ имеющегося материала указывает на то, что энергетический уровень в этих сейсмогенных зонах далек от критического.

Заключение

Многолетние исследования СМЭ позволили оценить радиус зоны проявления СМЭ относительно станции наблюдения, изучить амплитудно-частотные характеристики сейсмоаномального эффекта, установить доверительный период времени реализации эффекта до землетрясения.

Выявлено, что величина обратимых изменений намагниченности под действием избыточных напряжений проявляет зависимость от глубины гипоцентра, а, следовательно, и от температурного режима в области формирования гипоцентра.

Существенное влияние на амплитудно-частотные характеристики сейсмомагнитного эффекта оказывает механизм очага, что предопределяет знак приращения напряженности и тем самым «полярность» сейсмомагнитного эффекта.

Наблюдается зависимость СМЭ от состава ферромагнитной фракции горных пород. Ферромагнитный материал с меньшей степенью коэрцитивности, т.е. с крупными зернами ферромагнетиков, ответственен за максимальное изменение индуктивной намагниченности, а, следовательно, и за величину сейсмомагнитного эффекта.

Исследование пространственно-временных приращений напряженности геомагнитного поля даёт возможность прослеживать динамику энергетического состояния сейсмогенных зон и процесс аккумуляции в них избыточных упругих напряжений.

ЛИТЕРАТУРА

АГАМИРЗОЕВ, Р.А. 1972. Геология СССР т. XVII. Недра, Москва,112-114.

МЕТАКСА, Х.П., РЗАЕВ, А.Г. 1990. К вопросу об информативности импульсной компоненты напряженности геомагнитного поля в качестве индикатора процесса подготовки землетрясения. *Изв. АН Аз. ССР, сер. Науки о Земле,* 1, 5-8.

НАГАТА, Т. 1965. Магнетизм горных пород. Мир. Москва.

РЗАЕВ, А.Г. 2002. Сейсмопрогностические исследования. В кн.: *Геология Азербайджана*. *Физика Земли*. *т.V.* Nafta-Press, Баку, 23-26.

РЗАЕВ, А.Г., МАММЕДЛИ, Т.Я. 2005. Геомагнитные предвестники землетрясений и их сейсмотектоническая обусловленность. *Texnika*, 1, 94-101.

Рецензент: д.г.-м.н. Б.М.Панахи

РАЗРАБОТКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕФТИ И ГАЗА

© М.Т.Абасов и др., 2006

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ВЛИЯНИЯ РАСТВОРИМОСТИ В УГЛЕВОДОРОДНЫХ КОНДЕНСАТАХ ГАЗОВ РАЗЛИЧНОГО СОСТАВА НА ПОКАЗАТЕЛИ ИСТОЩЕНИЯ ГАЗОКОНДЕНСАТНОЙ СИСТЕМЫ

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

Институт геологии НАН Азербайджана
AZ 1143, Баку, просп. Г.Джавида, 29А

В статье представлены результаты экспериментальных исследований по изучению растворимости газов различного состава в углеводородных конденсатах и ее влияния на изменение давления начала конденсации, а следовательно, и на показатели истощения газоконденсатной системы.

Известно, что прогнозирование показателей разработки газоконденсатных «залежей» осуществляется с использованием результатов термодинамических исследований проб конденсата и газа, отобранных в начальный момент вступления их в разработку. В этих исследованиях изучается процесс дифференциальной конденсации системы в бомбе pVT и устанавливаются закономерности изменения конденсатосодержания в газовой фазе по мере снижения давления, а также количество выделившегося из газовой фазы конденсата. Это позволяет определиться относительно количества извлекаемого конденсата и его ретроградных потерь в пласте (Катц и др., 1965; Покровский, Калманян, 1973; Фарзане, 1957; Островская, Гриценко, 1983; Абасов и др., 1960; Абасов и др., 1998; Abasov et al., 1998; Абасов и др., 2000; Abasov et al., 2000 и др.). В этих исследованиях принималось, что влияние пористой среды на эти показатели не превышает точности экспериментов, и поэтому они могут быть использованы в условиях реальной газоконденсатной залежи. Правда, в последующих исследованиях эти суждения не всегда получали своего подтверждения (Abasov et al., 2005 b; Мискевич, 2006 и др.).

В данной статье приводятся результаты экспериментального изучения влияния состава газа на его растворимость в углеводородных конденсатах, показателей истощения и изменения давления начала конденсации газоконденсатной системы.

Вначале изучались изменение количества растворенного газа в выпавшем ретроградном конденсате и его влияние на показатели дифференциальной конденсации системы. Для этого процесс истощения залежи моделировался на установке типа УГК-3 при соблюдении нижеследующих последовательностей.

Рекомбинированная проба, состоящая из природного газа, состав которого показан в табл. 1 (газ I) в мол.%, и углеводородного конденсата плотностью 748,6 кг/м^3, конденсатосодержанием 200 г/м^3 загружалась в pVT бомбу.

При постоянном значении температуры (100^{0}C) давление поднималось в начале до появления состояния тумана (20,3 МПа), затем и до однородного газового состояния системы (23,0 МПа). В дальнейшем путем поинтервального снижения давления шагом 2,5-4,0 МПа моделировалась дифференциальная конденсация системы.

Таблица 1

Компонентный состав использованных в экспериментах газов

Компоненты	Состав газов, мол.%					
	I	II	III	IV	V	VI
C_1	91,30	73,31	82,13	91,13	82,19	72,54
C_2	6,78	4,88	5,74	6,78	6,03	5,93
C_3	1,10	1,11	1,25	1,15	1,05	0,96
i-C_4	0,58	0,16	0,20	0,32	0,25	0,22
n-C_4		0,22	0,30	0,26	0,33	0,21
i-C_5	0,16	0,08	0,10	0,09	0,08	0,08
n-C_5		0,06	0,07	0,12	0,06	0,05
ΣC_6	0,04	0,01	0,01	0,04	0,01	0,01
N_2	-	20	10,00	0,02	-	-
CO_2	0,14	0,17	0,20	0,14	10,00	20,00

После первого шага снижения давления в интервале 23,0-19,2 МПа отбиралась проба насыщенного конденсата из бомбы и определялось в нем количество растворенного газа, а также содержание конденсата в газовой фазе. Затем бомба pVT полностью опорожнялась и после ее очистки вновь загружалась смесью начального состава. При температуре 100^0C давление системы доводилось вновь до 23,0 МПа, затем оно дифференциально снижалось вначале до 19,2 МПа (при этом отбор пробы не производился), а потом до 15,6 МПа с отбором пробы насыщенного конденсата, и измерялись количество растворенного в жидкости газа и конденсатосодержание в газовой фазе.

Таким образом, по описанной выше последовательности дифференциальное снижение давления в системе продолжалось до 10 МПа. При этом на каждом шаге определялись количество выделившейся жидкости из газовой фазы, химический состав газов сепарации и дегазации, физические свойства фаз, а также количество растворенного газа в выпавшем конденсате. Результаты измерений приведены в табл. 2, где приводятся сведения о плотности выделившегося из газовой фазы конденсата, его молекулярной массе, содержании конденсата в газовой фазе в процессе дифференциальной конденсации системы.

Таблица 2

Изменение свойств конденсата и конденсатосодержания в процессе дифференциальной конденсации системы

№ п/п	Интервалы изменения давления, МПа	Плотность конденсата, кг/м^3	Молекулярная масса конденсата, кг/кмол	Количество конденсата в газовой фазе, г/м^3	Количество растворенного газа, м^3/м^3
1	23,0-19,2	742,5	104	175,5	137,5
2	19,2-15,6	737,6	101	127,3	131,6
3	15,6-13,0	732,4	97	94,6	117,3
4	13,0-10,0	727,7	95	56,3	112,3

Как видно из табл.2, изменение указанных свойств газоконденсатных систем происходит в соответствии с закономерностями, характерными для режима истощения газоконденсатной системы, то есть по мере падения давления плотность конденсата и его молекулярная масса, а также конденсатосодержание снижаются.

На рис.1 показана зависимость количества растворенного в конденсате газа от значений давления и из нее видно, что падение давления в интервале 19,2-10,0 МПа приводит к снижению количества растворенного в конденсате газа от 137,5 $м^3/м^3$ до 112,3 $м^3/м^3$.

Также установлено, что в соответствии с законом, указанном на рис.2, количество выделившегося конденсата из добываемого газа и его содержание в газовой фазе тоже уменьшаются с уменьшением количества растворенного в выпавшем конденсате газа.

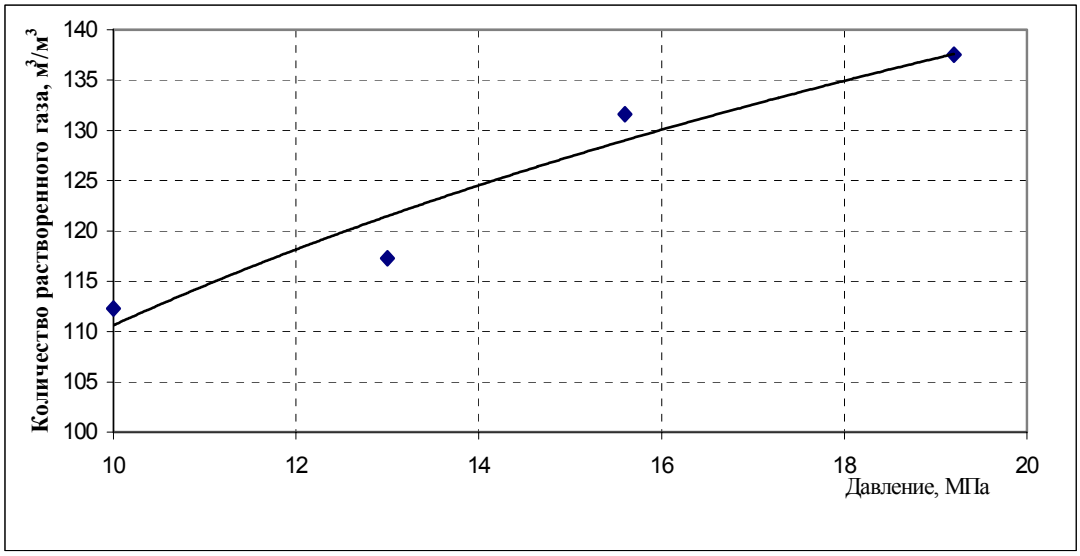


Рис. 1. Зависимость количества растворенного в конденсате газа от давления

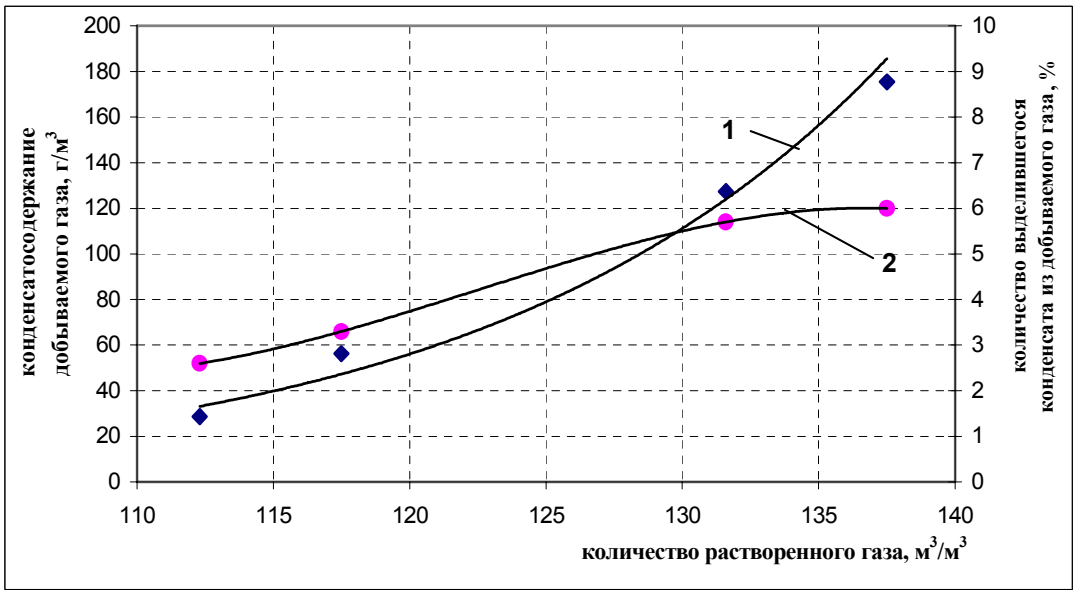


Рис. 2. Зависимость конденсатосодержания (1) и количества выделившегося конденсата из добываемого газа (2) от количества растворенного в выпавшем конденсате газа

С учетом вышесказанного, а также полученных нами в работе (Abasov et al., 2005a) результатов, можно констатировать, что способность растворения газовых компонентов в конденсате существенно влияет на интенсивность протекания ретроградных процессов, а также на сроки разработки залежи. Это подтверждает вывод об уменьшении количества растворенного газа в выпавшем конденсате, как было показано нами впервые, ухудшении ретроградного испарения конденсата и стимулировании процесса ретроградной конденсации (Abasov et al., 2005a).

Экспериментально изучались особенности протекания этих процессов при наличии газов различного состава (табл.1, газы II-VI), обладающих различными растворимостями в конденсате, и были составлены пять рекомбинированных газоконденсатных систем, которые по отдельности исследовались в бомбе pVT по описанной выше методике. При значениях давления P=12,0 МПа и температуры T=100^{0}C для каждой системы были определены объем растворенного газа в единице объема выпавшего конденсата, конденсатосодержание газовой фазы, и, следовательно, количество выделившегося конденсата из добываемого газа.

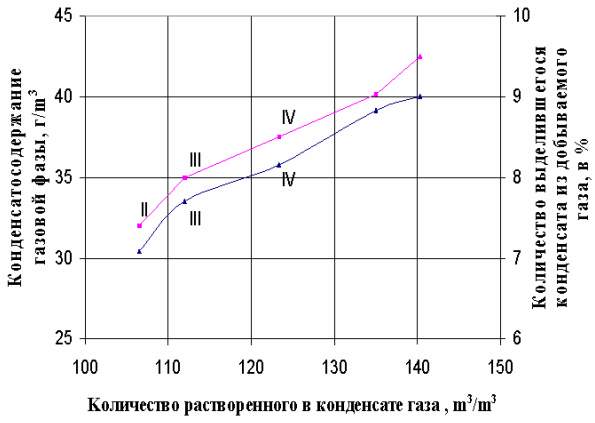


Рис. 3. Зависимости количества выделившегося конденсата из добываемого газа (1) и конденсатосодержания газовой фазы (2) от количества растворенного в конденсате газа (газы II-VI; P-12 МПа,T-100^{0}C).

Как видно из рис.3 (здесь каждая точка на графике соответствует определенной системе и пронумерована по возрастанию степени растворимости газа в конденсате), при постоянных термобарических условиях газы, обладающие лучшей растворимостью в конденсате, способствуют повышению количества отбора конденсата в паровой фазе, а также увеличению количества выделившегося из добываемой газовой фазы конденсата и тем самым уменьшению ретроградных потерь конденсата и, наоборот, плохо растворимые газы в конденсате интенсифицируют количество ретроградных потерь конденсата.

Таким образом, по результатам экспериментальных исследований установлено, что наряду с другими факторами на ретроградные процессы, имеющие место при разработке газоконденсатных месторождений, существенно влияет состав газовой фазы, что определяется нами по растворимости газовых компонентов в углеводородном конденсате.

В дальнейшем, используя эти газы поочередно (табл.1, газы II-VI), а также конденсат содержанием 200 г/м^3 и плотностью 745,7 кг/м^3, было создано 5 рекомбинированных проб. При температуре, равной 100^{0}C, система доводилась до однофазного газового состояния, затем моделировался процесс истощения «залежи» до 10 МПа, и изучалась закономерность изменения количества выделившегося из добываемого газа конденсата в зависимости от растворимости в нем указанных в табл.1 газов.

На основании полученных результатов была построена гистограмма (рис.4) изменения общего количества конденсата, выделившегося из добываемого газа, в процентах, от степени растворимости газов различного состава в углеводородном конденсате.

Как видно из рис.4, при случае использования газов, обладающих лучшей растворимостью в углеводородном конденсате, количество выделившегося конденсата из добываемого газа и, как следствие этого, конденсатоотдача возрастают.

Это указывает на необходимость использования при планировании процессов воздействия на призабойную зону скважины и на залежь в целях повышения эффективности тех составов газов, которые имеют хорошую растворимость в углеводородном конденсате.

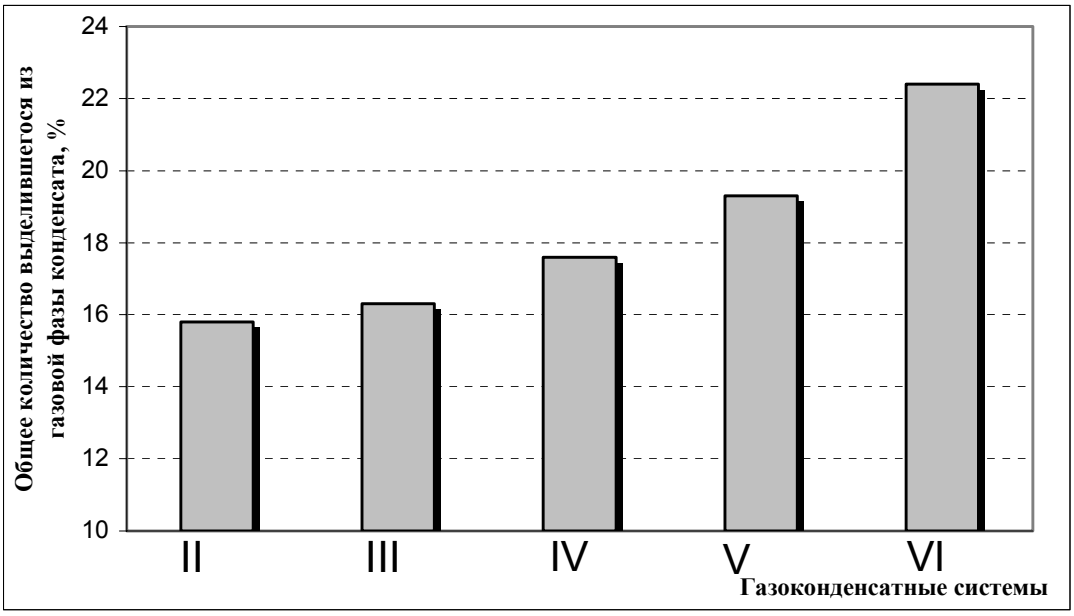


Рис. 4. Изменение общего количества выделившегося конденсата из добываемого газа в зависимости от состава и степени растворимости газа

Также изучалось влияние состава и степени растворимости газов на величину давления начала конденсации системы. Результаты этих исследований представлены на рис.5, где показана зависимость давления начала конденсации от общего количества выделившегося конденсата из добываемой газовой фазы. Как видно из результатов исследований, с улучшением растворимости газов в конденсате давление начала конденсации системы снижается, что может привести к удлинению срока разработки «залежи» в однофазном газовом режиме и тем самым – росту ее компонентоотдачи.

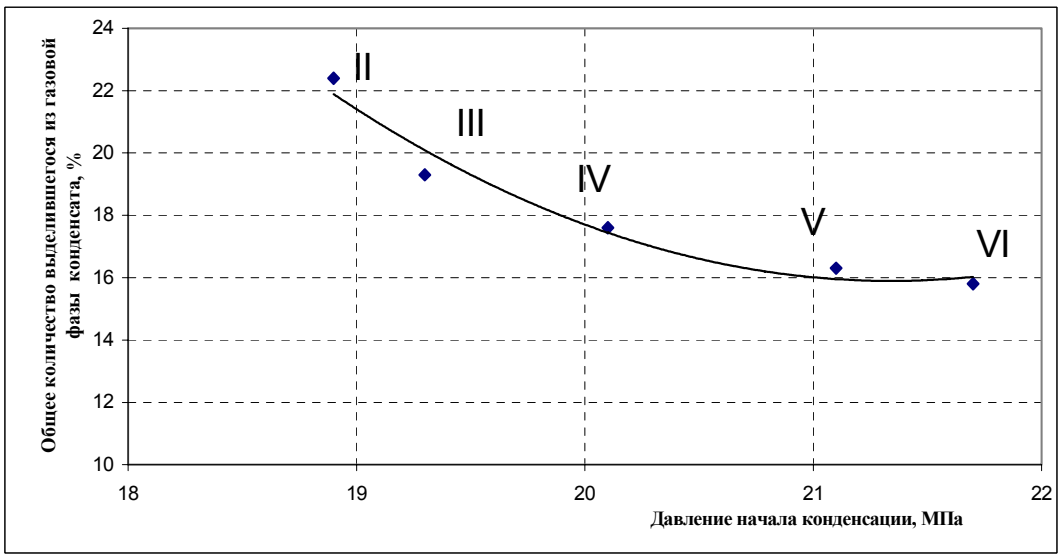


Рис. 5. Зависимость между общим количеством выделившегося конденсата из добываемой газовой фазы и давлением начала конденсации системы

Таким образом, исследовано влияние состава и растворимости газов различного состава в углеводородных конденсатах на значение давления начала конденсации системы и показатели процесса истощения газоконденсатной системы. Кроме того, впервые выяснены основные причины усиления ретроградных потерь конденсата в зависимости от состава и растворимости в нем газов различного состава.

ВЫВОДЫ

1. Наличие в начальном составе пластового газа хорошо растворимых в углеводородном конденсате газовых компонентов приводит к малым значениям давления начала конденсации.
2. Установлено, что ретроградные процессы в газоконденсатных системах протекают поразному в зависимости от состава и растворимости газов в углеводородном конденсате и чем меньше количество растворенного в конденсате газа при одинаковых термобарических условиях, тем больше количество ретроградных его потерь.

ЛИТЕРАТУРА

АБАСОВ, М.Т., АББАСОВ, З.Я, АБАСОВ, Ш.Д, ГАМИДОВ, Н.Н. 1998. Иследование влияния различных факторов на испаряемость углеводородных конденсатов. *Изв. АН Азерб. Науки о Земле,* 2, 48-53.

АБАСОВ, М.Т., АББАСОВ, З.Я., АБАСОВ, Ш. Д., ГАМИДОВ, Н.Н. 2000. Влияние неуглеводородных компонентов на давление начала конденсации природных систем. *Газовая промышленность*, 1, 17-19.

АБАСОВ, М.Т., БАБАЕВ, М.Б. и др. 1960. Состояние и краткий анализ разработки YII-х горизонтов газоконденсатного месторождения Карадаг. *Сб. АзНИИДН,* 9, 212-222.

ГАМИДОВ, Н.Н. 1999. Исследование испаряемости конденсата в присутствии углеводородных и неуглеводородных газов. Автореферат канд. дисс. АГНА, Баку.

КАТЦ, Д.Л., КОРНЕЛЛ, Д., КОБАЯШИ, Р. и др. 1965. Руководство по добыче, транспорту и переработке природного газа. Недра, Москва, 676.

МИСКЕВИЧ, В.Е. 2006. Экспериментальные исследования растворимости конденсата, выделившегося в пласте. *Газовая промышленность*, 4, 42-44.

ОСТРОВСКАЯ, Т.Д., ГРИЦЕНКО, И.А. 1983.. Исследование газоконденсатных смесей, содержащих CO_2 и N_2. *Газовая промышленность*, 8, 31-32.

ПОКРОВСКИЙ, В.К., КОЛМАНЯН, С.Р. 1973. Термодинамика реальных газов применительно к нефтяным газам. Азернешр, Баку, 132.

ФАРЗАНЕ, Н.Г. 1957. Методика экспериментального исследования поведения газоконденсатных систем на аппаратуре. *Труды АзНИИИ*, 19.

ABASOV, M.T., ABBASOV, Z.Y., ABASOV, SH.J., HAMIDOV, N.N. 2000. Studies related to the hydrocarbon condensate evaporation. *Journal of Petroleum Science & Engineering,* 26, 1-4, 151-156.

ABASOV, M.T, ABBASOV, Z.Y., HAMIDOV, N.N. 1998. Study of hydrocarbon condensate evaporation. INRESC`98 update. The 2nd International Non-Renewable Energy Sources Congress. Tehran, Iran, 792-796.

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

ABASOV, M. T., ABBASOV, Z. YA., JALALOV, G. I., FEYZULLAYEV, KH. A., FATALIEV, V. M., HAMIDOV, N. N., IZABAKAROV, M. A. 2005. Influence of porous medium on condensate evaporation under "dry" hydrocarbon gas simulation. *Doklady Akademii Nauk*, 405, 3, 368-370.

© Р.Ю.Алияров и др., 2006

МИКРОНЕОДНОРОДНОСТЬ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБЪЕКТОВ И ВЛИЯНИЕ ЕЁ НА ПРОДУКТИВНОСТЬ СКВАЖИН

Р.Ю.Алияров, Е.А.Шахгельдиева, В.Н.Лунина, С.С.Алиева, В.Л.Сарафанова, Ш.М.Ибрагимова, Л.Ч.Алимурадова

Институт геологии НАН Азербайджана
AZ 1143, Баку, просп. Г.Джавида, 29А

В статье приведены оценка и анализ параметров, характеризующих микронеоднородность песчаных и алевритовых пород-коллекторов месторождений Южно-Каспийской впадины. Изучено влияние вещественного состава пород на их фильтрационно-емкостные свойства и дебит скважин. Получены статистические модели, описывающие взаимосвязи между параметрами коллекторских свойств раздельно для песчаных и алевритовых пород, позволяющие проводить оценку и прогнозирование фильтрационно-емкостных свойств и продуктивности с учетом литологического типа коллекторов.

Современный этап развития нефтегазогеологической науки характеризуется комплексным подходом к изучению геологических образований, в связи с чем изучение геологической микронеоднородности пород и влияния её на дебит скважин представляется весьма актуальным, так как помогает создать модель, необходимую для более точного прогнозирования свойств природных резервуаров и наиболее рациональной разработки.

Геологическая неоднородность – это неотъемлемое свойство геологических тел, обусловленное условиями их образования и развития. Это свойство обусловлено различием вещественного состава пород, источников сноса терригенного материала, колебательным характером тектонических движений, различием гидродинамических и гидрохимических условий бассейна осадконакопления, физико-химических преобразований, протекающих в породах под действием давления и температуры. Микро- и макронеоднородность – геологические понятия. Микронеоднородность пород представляет собой непостоянство по площади и по разрезу физико-литологической характеристики, связанное с изменением внутренней микроструктуры пород-коллекторов нефти и газа. Данные для изучения микронеоднородности могут быть получены в настоящее время лишь при изучении образцов керна или шлифов.

В данной работе на основе анализа кернового материала изучались физико-коллекторские свойства пород различного литотипа. Известно, что основной объём пород-коллекторов ЮКВ образуют песчаные и алевритовые разности. Поэтому представляет интерес изучение физико-коллекторских свойств этих двух литологических типов пород.

Для решения поставленной задачи были сопоставлены выборки коллекторских свойств песчаных и алевритовых пород по следующим месторождениям: Чилов, Палчыг Пильпиляси, Нефт Дашлары в юго-восточной части Абшеронского архипелага; Джануб в северо-западной части Абшеронского архипелага; Гум-дениз, Бахар в Южно-Абшеронской акваториальной зоне; а также Сангачалы-дениз – Дуванный-дениз –Хара-Зиря, Булла-дениз на Бакинском архипелаге.

По этим выборкам были подсчитаны: средний гранулометрический состав, средние значения параметров глинистости, карбонатности, пористости, проницаемости, а также проведена статистическая обработка этих данных.

По среднему гранулометрическому составу пород (песков и алевритов) были построены интегральные кривые и подсчитаны гранулометрические коэффициенты: медианный диаметр зерен, коэффициенты сортировки и асимметрии.

Песчаные породы в основном относятся к глинисто-алевритовым разностям, содержание средне- и мелкозернистой песчаной фракции по месторождениям составляет 52,1 – 60,6 %, за исключением месторождения Палчыг Пилпиляси, где оно равно 46 %, т.к. здесь преобладают глинисто-алевритовые супеси.

Глинистость песчаных пород изменяется в интервале 0 – 26 %. Наименьшие средние значения глинистости отмечаются на месторождениях Южно-Абшеронской акваториальной зоны: Гум -дениз и Бахар (10,6 – 11,1 %) и увеличиваются в сторону Бакинского и Абшеронского архипелагов (13,7 – 18,6 %) .

Коэффициент сортировки определялся как $So = \sqrt{Q_3 / Q_1}$, где Q_1 – абсцисса точки пересечения кумулятивной кривой с ординатой, равной 25 %, Q_3 – абсцисса точки пересечения кумулятивной кривой с ординатой, равной 75 %.

Согласно существующей шкале сортировки по Ханину (1969), пески относятся к плохо отсортированным (So = 2,31 – 3,21) по всем месторождениям, кроме месторождения Бахар, где So = 1,96 соответствует средней отсортированности.

Коэффициент асимметрии по Траску ($S_a = Q_1*Q_3/Md^2$) характеризует симметричность распределения зерен относительно среднего диаметра Md. Для песчаных пород исследуемых месторождений он изменяется в пределах S_a = 0, 27 – 0, 44.

Алевритовые породы в основном глинистые. Образцы алевритовых пород характеризуются глинистостью 2 – 49 %. Здесь так же, как и для песчаных пород, отмечается увеличение глинистости в направлении Бакинского и Абшеронского архипелагов. На месторождениях Гум-дениз и Бахар средняя глинистость составляет 16,4 – 20 %, что ниже, чем на остальных месторождениях (27 - 29 %).

Месторождение Джануб занимает промежуточное положение: среднее значение глинистости песчаных пород – 13,7, алевритовых – 22,2% .

Содержание алевритовой фракции соответственно изменяется в пределах 62,9-71 %. Коэффициенты сортировки изменяются в пределах 2,15-2,42, что характеризует эти породы, кроме алевритов месторождения Бахар, где So=2,04, как плохо отсортированные, то есть алевриты так же, как и пески данного месторождения, являются средне отсортированными. Коэффициенты асимметрии алевритовых пород высокие и составляют 0,84-1.

Таким образом, по величинам гранулометрических коэффициентов песчаные породы характеризуются худшей отсортированностью и более разнородным составом, чем алевритовые породы.

Карбонатность пород изменяется в большом интервале значений от 1,5 до 43 %. Средние значения по площадям составляют 8,2-15,2 % (песчаные породы) и 10,6-13,5 % (алевритовые породы). Среди песчаных пород отмечается большое количество образцов плотно сцементированных.

Основными факторами, влияющими на фильтрационно-емкостные свойства пород, являются глинистость и карбонатность.

Для оценки влияния глинистости и карбонатности на фильтрационно-емкостные свойства пород были построены зависимости пористости и проницаемости от глинистости и карбонатности. В таблицах 1-2 приводятся полученные уравнения парных связей и их коэффициенты корреляции для песчаных и алевритовых пород. Судя по коэффициентам корреляции, пористость и проницаемость для обоих типов пород в большей степени зависят от содержания карбонатного цемента. Между коэффициентами пористости и глинистости отмечаются худшие связи из-за влияния других факторов. В связи с этим связи фильтрационно-емкостных свойств пород с глинистостью и карбонатностью не являются линейными, а выражаются более сложными зависимостями. Наиболее существенными являются связи пористости и проницаемости с относительной глинистостью (рис. 1). Относительная глинистость характеризует степень заполнения скелета породы глинисто-карбонатным материалом.

Коэффициенты корреляции связи пористости с относительной глинистостью составляют 0,60 – 0,96, проницаемости с относительной глинистостью – 0,46-0,87 по площадям для песчаных и алевритовых пород. Средние значения относительной глинистости для песчаных пород (0,41-0,65) ниже, чем для алевритовых разностей (0,53-0,72).

Наиболее важными для промышленной оценки коллекторов являются связи между проницаемостью и пористостью пород. На рис.2 представлены полученные графики зависимостей проницаемости от пористости для песчаных и алевритовых пород, а в таблицах 1-2 приводятся уравнения этих зависимостей по площадям.

Таблица 1

Взаимосвязи между параметрами коллекторских свойств песчаных пород

Место-рождение	Гори-зонт	Кол опр	$Lg K_{пр} = - a * X + b$						$Lg K_{пр} = - a * X + b$									$Lg K_{пр} = - a * X + b$			$Lg K_{пр} = - a * X - b$	
			$X = C_{гл}$		R	$X = C_к$		R	$X = C_{гл}$		R	$X = C_к$		R	$X = \eta$		R	$X = \eta$		R	$X = K_п$	
			a	b		a	b		a	b		a	b		a	b		a	b		a	b
Чилов	КС КаС	72	0.044	2.68	0.46	0.029	2.3	0.41	0.4	25.7	0.21	0.78	31.6	0.74	45.3	45.9	0.96	2.6	3.26	0.65	0.11	0.53
Палчыг Пилпи-ляси	КС КаС	106	0.026	2.58	0.18	0.052	2.71	0.58	0.17	25.4	0.11	0.54	29.5	0.62	41.6	44.3	0.92	3.03	3.56	0.61	0.1	0.4
Нефт дашлары	VI КаС	68	0.05	3.03	0.74	0.052	2.37	0.39	0.13	28.2	0.15	0.78	31.8	0.62	36.9	40.5	0.85	2.32	3.09	0.75	0.09	0.32
Джануб	V КаС	51	0.038	2.36	0.3	0.062	2.59	0.69	0.1	20.6	0.11	0.45	24.6	0.69	31.8	35.7	0.9	3.87	3.84	0.83	0.14	0.86
Гум-дениз	V КаС	115	0.043	2.36	0.3	0.061	2.48	0.38	0.2	21.7	0.24	0.15	21	0.14	26.3	31	0.72	2.71	3.16	0.46	0.16	1.1
Бахар	VI ПК	70	0.056	2.43	0.4	0.061	2.35	0.43	0.14	20.1	0.19	0.14	19.6	0.14	18.9	27	0.6	3.82	3.55	0.7	0.14	0.71
Дуван-ный-Хара-Зиря	V КС	75	0.064	2.53	0.38	0.089	2.51	0.55	0.15	19.1	0.13	0.62	24.3	0.61	34.3	36.7	0.89	4.66	4.1	0.78	0.14	1
Булла-дениз	VII СП	13	0.068	2.52	0.73	0.072	2.13	0.61	0.17	17.5	0.17	0.59	21.2	0.65	37.8	38.3	0.91	3.66	3.5	0.67	0.13	0.67
			* - по всем месторождениям $K_{п\ средн} = 5\%$ при $Lg K_{пр} = 0$																			

Таблица 2

Взаимосвязи между параметрами коллекторских свойств алевритовых пород

Место-рождение	Гори-зонт	Кол опр	$Lg K_{пр} = - a * X + b$						$Lg K_{пр} = - a * X + b$									$Lg K_{пр} = - a * X + b$			$Lg K_{пр} = - a * X - b$	
			$X = C_{гл}$		R	$X = C_к$		R	$X = C_{гл}$		R	$X= C_к$		R	$X = \eta$		R	$X = \eta$		R	$X = K_п$	
			a	b		a	b		a	b		a	b		a	b		a	b		a	b
Чилов	КС КаС	83	0.031	2.42	0.66	0.026	1.83	0.29	0.08	21.4	0.11	0.42	24.7	0.53	43.2	46.5	0.91	3.21	3.33	0.7	0.1	0.8
Палчыг Пилпи-ляси	КС КаС	182				0.046	2.23	0.36	0.06	25.2	0.09	0.6	29.9	0.57	40.9	46.3	0.86	3.7	3.81	0.55	0.14	1.57
Нефт дашлары	VI КаС	102	0.037	2.64	0.5	0.029	1.88	0.24	0.09	27.2	0.13	0.34	28.4	0.31	44.1	48.1	0.86	3	3.16	0.53	0.1	0.95
Джануб	V КаС	38	0.019	1.9	0.25	0.078	2.23	0.31	0.17	19.8	0.22	0.69	24.1	0.52	33.3	37	0.88	2.84	3.03	0.55	0.14	1.14
Гум-дениз	V КаС	75	0.045	2.33	0.5	0.082	2.55	0.5	0.23	22.5	0.44	0.46	23.7	0.37	27.2	33.1	0.82	4.4	3.93	0.75	0.17	1.5
Бахар	VI ПК	129	0.086	2.49	0.56	0.091	2.03	0.31	0.24	20.	0.4	0.43	20.2	0.37	31,3	34.9	0.89	7	5.02	0.83	0.24	2.58
Дуван-ный-Хара-Зиря	V КС	72	0.052	2.22	0.58	0.072	1.85	0.35	0.16	18.5	0.22	0.39	19.4	0.27	40.7	43	0.88	3.88	3.57	0.72	0.12	1
Булла-дениз	VII СП	31	0.016	1.21	0.19	0.042	1.41	0.31	0.1	15.6	0.2	0.28	16.6	0.26	34.2	37.9	0.83	2.93	2.77	0.67	0.13	1
			* - по всем месторождениям $К_{п\ средн} = 9\ \%$ при $Lg K_{пр} = 0$																			

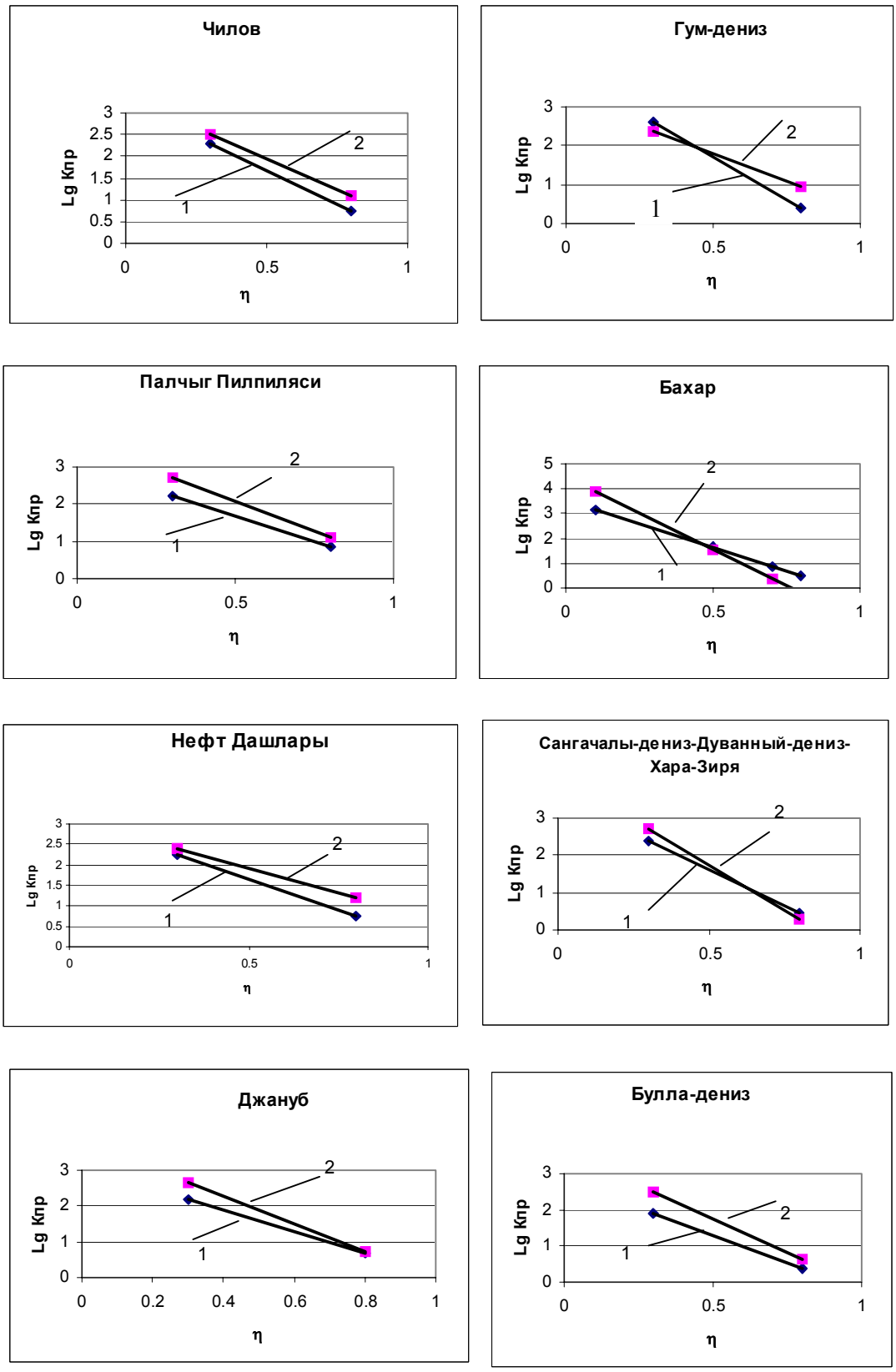


Рис. 1. Зависимости проницаемости от относительной глинистости
1 – алевриты; 2 – пески

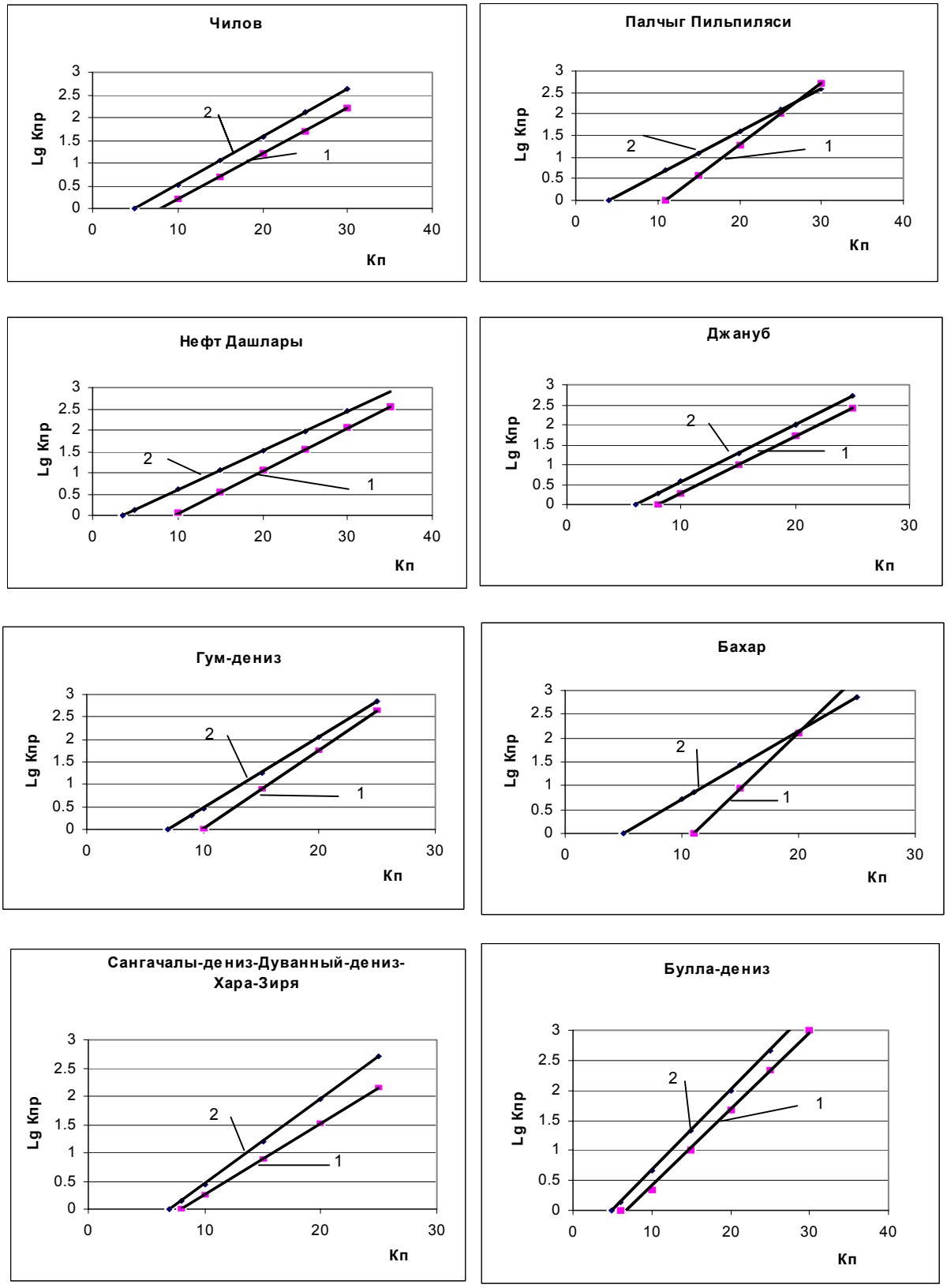


Рис. 2. Зависимости проницаемости от пористости по месторождениям для алевритовых (1) и песчаных пород (2)

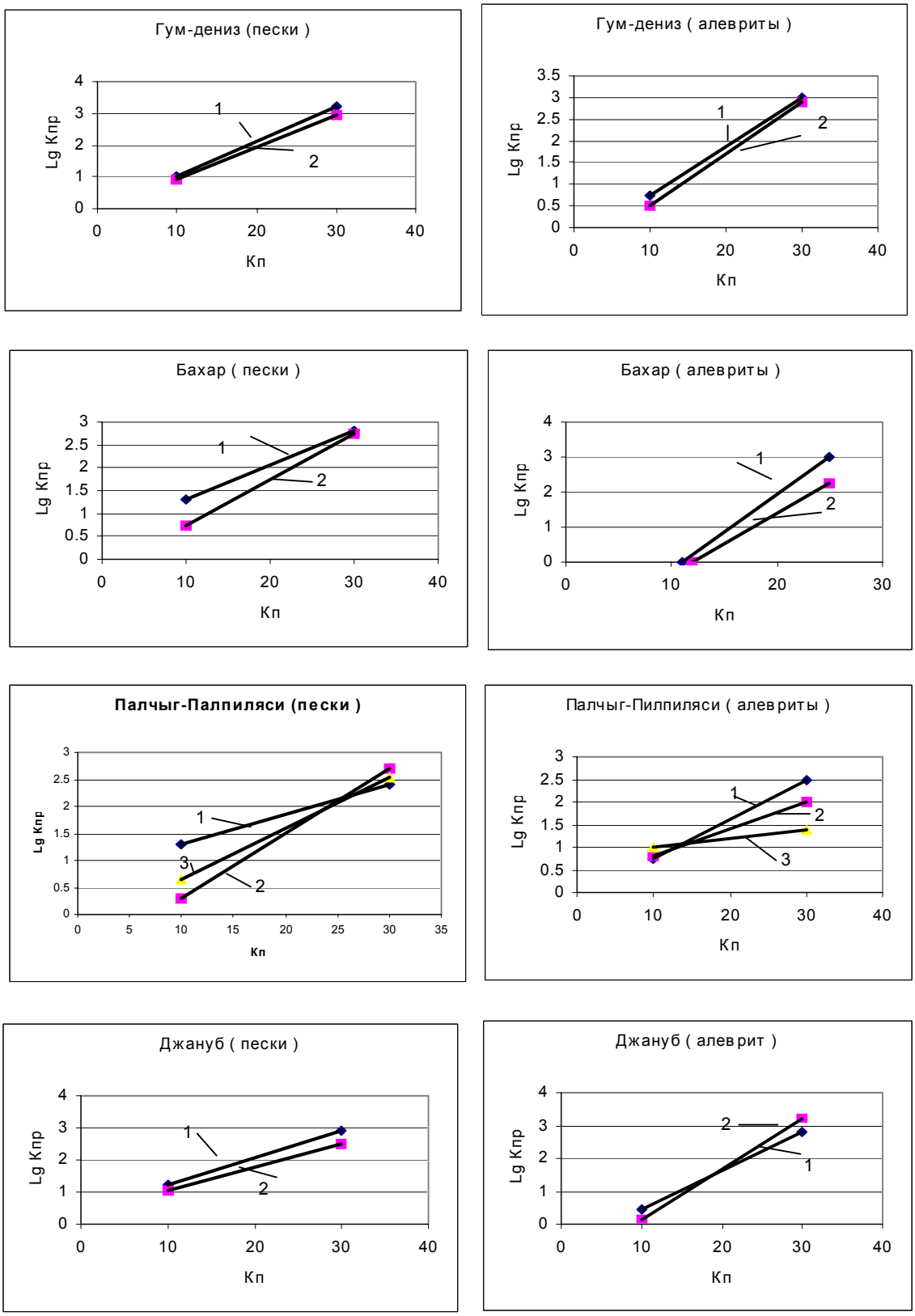


Рис. 3. Зависимости проницаемости от пористости по месторождениям для алевритовых и песчаных пород при различных значениях карбонатности (Ск): 1. Ск - 0 - 10 % ; 2. Ск - 10 - 20 % ; 3. Ск - 20 - 30 %

При одной и той же проницаемости пористость будет выше у тех песчано-алевритовых пород, которые обладают более тонким гранулометрическим составом; с ним связано развитие пор более тонких сечений, суммарный открытый объем которых выше, чем у пород, сложенных более крупным по размеру обломочным материалом (Ханин, 1969). Такое же соотношение наблюдается и по нашим месторождениям для песчаных и алевритовых пород. Пористость алевритовых пород при одной и той же проницаемости на 15-30 % выше, чем пористость песчаных пород (рис.2).

Так как породы с проницаемостью менее 1 мд обычно в естественных условиях пласта содержат до 90 % и более остаточной воды, в них эффективная пористость практически отсутствует. Поэтому значение Кпр =1 * 10^{-15}м^2 принимается граничным значением для разделения коллекторов и неколлекторов. Соответствующее граничное значение пористости песчаных пород для месторождений Абшеронского Архипелага – 3,5-5 %, для остальных месторождений – 5-7 %. Для алевритовых пород это значение пористости составляет 7,5-11 %. (рис.2). Следовательно, разделение пород-коллекторов по литологическому признаку имеет большое значение при определении граничных значений пористости.

Очень большое значение в терригенных породах-коллекторах имеет содержание цемента, играющее чаще всего отрицательную роль, ибо его присутствие обуславливает обычно уменьшение величины поровых каналов и, как следствие этого, снижает величину проницаемости. Однако зависимость между проницаемостью и содержанием цемента в породах сложная, так как она определяется не только его количеством, но и составом, структурой, характером распределения и другими факторами. Кроме того, важную роль играет структура и текстура самого скелета породы. Так, одно и то же количество цемента при прочих равных условиях оказывает большее влияние на проницаемость коллектора с плотной укладкой обломочного материала, так как оно более отрицательно проявится в тонкозернистых породах, чем в крупнозернистых. (Буряковский, 1985)

На рис.3 представлены зависимости между пористостью и проницаемостью при постоянном значении содержания карбонатного цемента для двух изучаемых типов пород. Выбраны следующие интервалы карбонатности (Ск) : 0-10%, 10-20 % и > 20%. Как видно, кривая зависимости логарифма коэффициента проницаемости от коэффициента пористости для пород с Ск до 10% расположен выше кривых для пород с Ск = 10 – 20 % и более 20 % . Для отдельных месторождений значение LgКпр при одинаковой пористости возрастает в 1,5 – 2 раза для слабо сцементированных пород (Ск = 0 – 10 %) по сравнению с породами, карбонатность которых больше.

Для изученных разностей пород определены граничные значения ёмкостных свойств. Алевритовым породам при проницаемости в 1*10^{-15}м^2 в среднем соответствуют значения пористости 9 %, по сравнению с песчаными породами, имеющими в среднем граничные значения пористости, равные 5 %.

На примере месторождения Бахар была предпринята попытка выявления влияния литологии пород-коллекторов на продуктивность скважин. На этом месторождении с целью установления граничных значений фильтрационно-емкостных свойств пород-коллекторов была получена зависимость между удельной продуктивностью и коэффициентом проницаемости (рис.4) (Методика оценки…, 1995).

При построении зависимости lg Кпр = =f ($К^{уд}_{прод}$), проницаемость, полученная по геофизическим данным, взвешивалась по толщине пластов в пределах интервалов испытания. При расчете $К^{уд}_{прод}$ использовались в основном эффективные толщины. В отдельных случаях в эффективную толщину, наряду с пластами из интервалов испытания включались пласты не опробованные, но имеющие хорошую геофизическую характеристику. Получена тесная связь (коэффициент корреляции 0,967) между коэффициентом проницаемости и удельной продуктивностью:

$$LgКпр= 3,14 – 7,71*(1/ К^{уд.}_{прод}).$$

На рис.4 приведена зависимость между пористостью, проницаемостью и коэффициентом продуктивности для алевритовых и песчаных пород-коллекторов. Из графиков видно, что, при одной и той же пористости, алевритовые разности обладают меньшими значениями коэффициента продуктивности, чем песчаные породы.

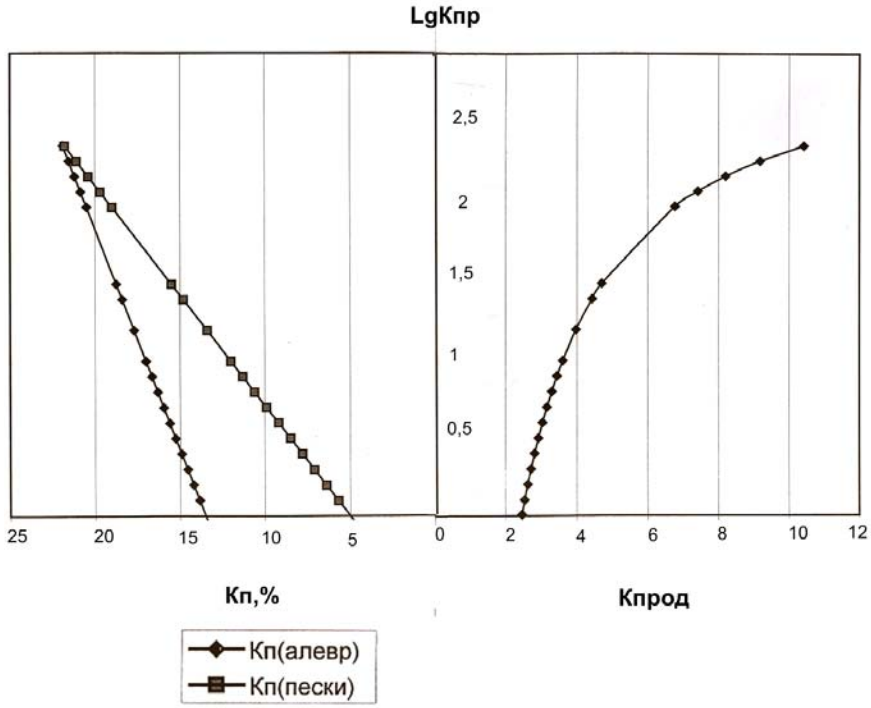


Рис. 4. Зависимости между коэффициентами удельной продуктивности, проницаемости и пористости различных по литологии пород

Этот график может быть использован для прогнозирования коэффициента продуктивности этих двух литологических типов пород-коллекторов.

В результате изучения геологической микронеоднородности объектов различных месторождений Азербайджана с учетом литологии можно сделать следующие выводы:

- по величинам гранулометрических коэффициентов песчаные породы характеризуются худшей отсортированностью и более разнородным составом, чем алевритовые породы, но при этом обладают значительно лучшими коллекторскими свойствами;
- наименьшие средние значения глинистости отмечаются на месторождениях Южно-Абшеронской акваториальной зоны и увеличиваются в сторону Бакинского и Абшеронского архипелагов;
- проницаемость алевритовых пород при одной и той же пористости на 15 – 30 % ниже, чем проницаемость песчаных пород;
- для этих двух литологических типов пород-коллекторов уточнены граничные значения фильтрационно-ёмкостных свойств с целью разделения пород на коллекторы и неколлекторы.

ЛИТЕРАТУРА

БУРЯКОВСКИЙ, Л.А. 1985. Петрофизика нефтяных и газовых коллекторов продуктивной толщи Азербайджана. Элм, Баку.

Методика оценки граничных значений коллекторских свойств пород по комплексу геолого-геофизических и промысловых исследований (по морским месторождениям Азербайджана). 1995. Отчет ИПГНГМ АН Азербайджана, Баку.

ХАНИН, А.А. 1969. Породы – коллекторы нефти и газа и их изучение. Недра, Москва.

Рецензент: член-корр. НАН Азербайджана Б.А.Багиров

© А.С.Стреков, С.К.Абуталыбова, 2006

ИЗУЧЕНИЕ ОСОБЕННОСТЕЙ ВЫТЕСНЕНИЯ НЕФТИ РАСТВОРОМ ДИЗЕЛЬНО-ЩЕЛОЧНОГО ОТХОДА В КОМПОЗИЦИИ С ПОЛИМЕРОМ

А.С.Стреков, С.К.Абуталыбова

Институт геологии НАН Азербайджана
AZ 1143, Баку, просп. Г.Джавида, 29А

Приводятся результаты экспериментальных исследований вытеснения нефтей композицией раствора дизельно-щелочного отхода (ДЩО) и полимера. Показано, что независимо от вязкости нефти вытеснение нефти композицией раствора ДЩО и полимера более эффективно, чем применение заводнения и ДЩО в отдельности. Установлено, что при размерах оторочек 30-50 % объема пор (при сокращении расхода химических реагентов) безводный и конечный КИН выше, чем при непрерывной закачке композиции.

Введение

Промысловой практикой заводнения пластов установлено, что прорыв пластовых и закачиваемых вод по высокопроницаемым пластам и пропласткам ухудшает условия притока нефти к добывающим скважинам и снижает эффективность разработки нефтяной залежи. Поэтому, несмотря на длительное применение различных модификаций водного воздействия, на месторождениях Азербайджана к настоящему времени удалось извлечь менее 50 % геологических запасов нефти (Hüseynov və b., 2000; Мирзаджанзаде и др., 1986). По месторождениям, характеризующимся неоднородностью коллектора, высоковязкими и неньютоновскими нефтями, в большинстве случаев эта цифра не превышает и 21 % нефти (Мирзаджанзаде и др., 1986).

При этом на разрабатываемых месторождениях происходит ухудшение структуры запасов, где все большую долю составляют трудноизвлекаемые запасы (ТИЗ). По данным работы (Газизов, 2001) до 70% таких запасов содержатся в низкопроницаемых, застойных зонах, а 30% составляет капиллярно-удержанная и пленочная нефть. В этих условиях применение потокоотклоняющих технологий и методов выравнивания профиля приемистости в нагнетательных скважинах и ограничения водопритоков из высокопроницаемой, обводненной части нефтяного пласта становится одной из основ повышения эффективности методов заводнения и увеличения нефтеотдачи. Однако при этом остается проблема увеличения коэффициента извлечения нефти из охваченной заводнением части нефтяного пласта.

В связи с этим возникает необходимость в разработке и создании новых технологий, увеличивающих охват залежи с ТИЗ воздействием, ограничивающим фильтрацию вод в обводненных зонах с одновременным увеличением коэффициента извлечения нефти (КИН) и отвечающим требованиям энерго- и ресурсосбережения.

Постановка задачи

За последние годы был создан ряд новых комбинированных методов повышения нефтеотдачи пластов, позволяющих при их применении за счет реализации в пласте нескольких механизмов извлечения нефти оказывать влияние как на охват пласта воздействием, так и на коэффициент извлечения нефти из пласта, и тем самым достигать более полной нефтеотдачи, чем при обычном заводнении.

К числу таких методов можно отнести методы, основанные на различных вариантах применения полимеров в сочетании с закачкой различных химических реагентов, увеличивающих коэффициент извлечения нефти (Березин и др., 1990; Газизов, 2001; Малы-

шева и др., 1975; Стреков, 1994; Сургучев и др., 1991). Причем одними из основных требований при выборе химических реагентов должны быть их низкая стоимость, достаточность и относительно простая технология применения. Как правило, с целью энерго- и ресурсосбережения применение таких комбинированных физико-химических методов в промысловых условиях осуществляется в виде оторочек.

При проведении опытно-промышленных работ на месторождении Балаханы-Сабунчи-Раманы (IKC_4) хорошие результаты были получены при применении отхода завода "Азернефтяг" (ДЩО), получаемого при обработке раствором щелочи (NaOH) топливных фракций (дизельных) нефти с целью очистки от содержащихся в них природных нафтеновых кислот (Lətifov və Qasımlı, 2005).

В связи с вышеизложенным, в работе рассматриваются вопросы применения композиции раствора ДЩО с полимером при непрерывной закачке в пласт и закачке ее в виде оторочек различного размера с целью повышения коэффициента извлечения нефти. Исследование поверхностно-активных свойств ДЩО приведено в работах (Абуталыбова, 2004; Стреков и Абуталыбова, 2006).

Методика проведения экспериментов, результаты экспериментов и их обсуждение

Опыты проводились на линейной модели однородного пласта, представляющей собой трубу из нержавеющей стали длиной 1 м. Пористой средой служил кварцевый песок фракцией менее 0,25 мм.

После заполнения модели пласта кварцевым песком проницаемость пористой среды составляла 1,2 мкм^2, пористость – 0,26. При подготовке модели пласта к опытам её вакуумировали, насыщали водой, которую затем вытесняли нефтью месторождений Биби-Эйбат или Балаханы-Сабунчи-Раманы вязкостью соотвественно при 20 ^{0}C 20,5 и 164 мПа·с до неснижаемой водонасыщенности, равной в среднем 16-18%.

Опыт заключался в вытеснении нефти из модели пласта оторочкой, состоящей из композиции полимера (во всех опытах полиакриламид – ПАА концентрацией 0,05 %) в растворе ДЩО концентрацией 5 %, которую затем проталкивали по пласту пресной водой. Выбор таких концентраций полимера и ДЩО в композиции был вызван тем, что при этих концентрациях компонентов оторочки наблюдался минимум межфазного натяжения на границе композиции и нефти, используемой в опытах. Размер оторочки в опытах составлял 5, 10, 20, 25, 30, 40, 50, 80 % от порового объёма пласта. Закачку оторочки на основе полимера и ДЩО проводили с самого начала процесса вытеснения. Опыт проводился до 98 % обводненности извлекаемой продукции. Все опыты осуществлялись при постоянном перепаде давления 0,15 МПа в изотермических условиях при температуре 20 ^{0}C.

Перед проведением опытов с различными размерами оторочек композиции были проведены эксперименты с пресной водой, раствором ДЩО 5%-ной концентрации и композицией ДЩО с полимером при непрерывной их закачке в пласт. Результаты экспериментов приведены в таблице.

Как показали результаты проведенных экспериментов, применение раствора ДЩО и композиции полимера и раствора ДЩО привело к улучшению показателей процесса извлечения нефти из однородной модели пласта по сравнению с вытеснением нефти пресной водой. Так, на 9,4; 20,4 % и 15,2; 22,3 % соотвественно по сравнению с извлечением нефти вязкостью 20,5 мПа·с водой выросли безводный и конечный коэффициенты извлечения нефти раствором ДЩО и композицией полимера и раствора ДЩО: на 2,7; 3,85 ОП сократился объем рабочего агента и в 1,6 и 2 раза снизилась скорость извлечения нефти, а для нефти вязкостью 164 мПа·с эти же показатели для вышеуказанных рабочих агентов изменились соотвественно на 10,1; 22 % и 12,5; 23,3 %, на 2,2; 3,7 ОП и в 1,2 и 2,1 раза.

Результаты извлечения нефти из однородной пористой среды пресной водой, ДЩО и композицией полимера и раствора ДЩО при непрерывной их закачке в пласт

Рабочий агент	Вязкость нефти, мПа·с	Безводный КИН, %	Конечный КИН, %	Объем прокачки рабочего агента, ОП	Средняя скорость вытеснения, 10^{-6} м/с
Пресная вода	20,5	30,8	58,1	5,2	49,2
	164	15,4	26,2	5,8	22,1
Раствор ДЩО	20,5	40,2	73,3	2,5	30,4
	164	25,5	38,7	3,6	18,4
Композиция полимера и раствора ДЩО	20,5	51,2	80,4	1,35	23,6
	164	37,4	49,5	2,1	10,5

Затем была проведена серия экспериментов по оценке влияния размера оторочки композиции полимера и раствора ДЩО на эффективность извлечения нефти из модели пласта. Результаты экспериментов приведены на рис.1,2.

Как видно из сравнения данных, приведенных на рис.1 и в табл., применение оторочек композиции всех размеров для обоих типов нефтей оказалось более эффективным, чем непрерывная закачка раствора ДЩО. Например, при непрерывной закачке ДЩО в пласт безводный и конечный КИН для нефтей вязкостью 20,5 и 164 мПа·с соотвественно составляет 40,2; 73,3 % и 25,5 и 37,7 %, а при закачке оторочек композиции размером 5-80 % ОП безводный и конечный КИН для тех же нефтей соотвественно изменяется в пределах 42,2 - 52,2 % 75,5 - 81,1 % и 28,7 - 38,4 % 40 - 50,6 %. Увеличение размера оторочки композиции с 5 до 80 % ОП приводит к росту как безводного, так и конечного КИН. Так, для нефти вязкостью 20,5 мПа·с при размерах оторочки 2, 10, 20, 25, 30, 40, 50, 80 % от объема порового пространства пласта наблюдается прирост безводного и конечного КИН соотвественно на 2; 8,7; 11,1; 12,8; 14,6; 16; 15,7; 12 % и 2,2; 4,6; 7,2; 9,6; 11,6; 12; 10,6; 7,8 %, а для нефти вязкостью 164 мПа·с - 3,2; 5,3; 10,3; 13,8; 16; 17,7 16,7; 12,9 % и 1,3; 4,1; 9,3; 12,1; 15,1; 15,6; 14,7; 11,9 % по сравнению с непрерывной закачкой раствора ДЩО. Причем, как видно из приведенных данных, при размерах оторочек композиции 30, 40, 50 % ОП как значения безводного и конечного КИН, так и их прирост по сравнению с непрерывной закачкой ДЩО для обоих типов нефтей наибольшие.

Сравнение экспериментов по непрерывной закачке композиции в пласт (табл.) с закачкой оторочек композиции (рис.1 кр. 1, 2, 3, 4) для обоих типов нефтей показало, что, если при размерах оторочек 5-20 % от объема пор пласта безводный и конечный КИН ниже или равны значениям безводного и конечного КИН при непрерывной закачке композиции, то при размерах оторочек 25-80 % ОП они уже выше этих значений. Максимальный прирост в безводном (для нефти вязкостью 20,5 мПа·с составляет 4,7-5 % и для нефти 164 мПа·с составляет 4,8-5,8 %) и конечном (соотвественно 3,5-3,9 % и 3,9-4,8 %) КИН при закачке оторочек композиции по сравнению с непрерывной ее закачкой для обоих типов нефтей наблюдается при размерах оторочки в 30-50 % ОП.

Такое различие в безводных и конечных КИН при непрерывной закачке композиции и ее оторочек определенного размера, а затем водой связано, по-видимому, с наличием в пористой среде порового пространства, недоступного полимерному раствору (Dawson and Lantz, 1972). Дело в том, что практически всякая пористая среда обладает некоторой микронеоднородностью, а макромолекулы полимера, имея определенный геометрический объем, не могут попасть в поры, размер которых меньше их диаметра. Поэтому при вытеснении нефти полимерным раствором объем вытесненной нефти будет

определяться поровым объемом, доступным полимерному раствору (Григоращенко и др.,1978). При вытеснении нефти композицией ДЩО и полимера ДЩО, проникая в поровый объем, недоступный полимеру, вытесняет нефть, которая при «чистом» полимерном заводнении осталась бы в пласте. В связи с этим при вытеснении нефти композицией ДЩО и полимера КИН, помимо нефти, добытой из порового пространства, доступного при полимерном заводнении, будет также определяться и той нефтью, которая добыта из порового объема пласта, недоступного полимеру. Наиболее ярко это явление в пористой среде по результатам проведенных экспериментов проявляется при объемах оторочки композиции 30-50 % ОП. В этом случае композиция, вытесняя нефть из более крупных пор и каналов и перекрывая их затем в результате адсорбции полимера и выпадения осадка, образуемого ДЩО из-за обменных реакций с водорастворимыми солями 2-х и 3-х валентных металлов, находящихся в пластовой воде, уменьшает фазовую проницаемость их по воде. В тоже время при этом объеме оторочек и полимера, и осадка недостаточно, чтобы перекрыть весь поровый объем пласта, в частности, мелкие поры и поры, недоступные полимеру. В результате этого увеличивается микроохват пористой среды водой, проталкивающей оторочку, за счет подключения к работе тех пор и каналов, которые обычно недоступны при полимерном заводнении. Причем вода, растворяя в себе ДЩО, содержащийся в композиции, обладает хорошими нефтевытесняющими свойствами. Это и приводит к росту конечного коэффициента извлечения нефти оторочками композиции размерами 30-50 % ОП, по сравнению с непрерывной закачкой композиции.

На рис. 2 показано изменение средней скорости вытеснения нефти от размера оторочки композиции. Как видно из рис. 2, независимо от вязкости нефти с увеличением размера оторочки композиции наблюдается снижение средней скорости вытеснения нефти (рис.2 кр.1,2). Однако средняя скорость вытеснения нефти оторочками всех размеров для обеих нефтей всегда выше, чем при непрерывной закачке композиции (см. табл.).

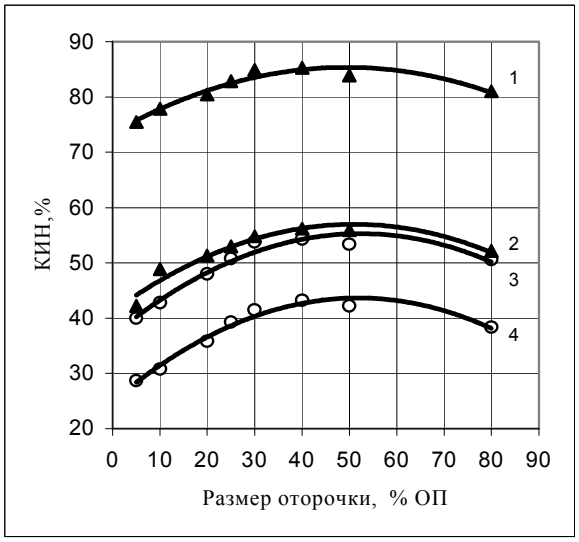


Рис. 1. Зависимость безводного (кр. 2,4) и конечного (1,3) коэффициентов извлечения нефти вязкостью 20,5 мПа·с (кр.1,2) и 164 мПа·с (кр.3,4) от размера оторочки композиции на основе полимера и ДЩО

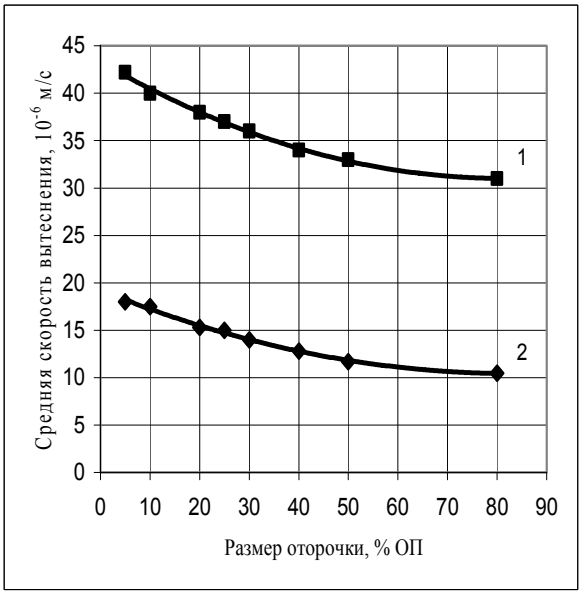


Рис. 2. Зависимость средней скорости вытеснения нефти вязкостью 20 (кр.1) и 164 (кр.2) мПа·с от размера оторочки композиции на основе полимера и ДЩО

Заключение

Проведенные экспериментальные исследования показали, что независимо от вязкости нефти вытеснение её композицией раствора ДЩО и полимера более эффективно, чем

применение заводнения и ДЩО в отдельности. Так, в условиях проведения экспериментов для нефти вязкостью 20,5 и 164 мПа·с прирост конечного КИН при вытеснении нефти композицией раствора ДЩО и полимера по сравнению с заводнением соотвественно составил 22,3 и 23,3 %, а по сравнению с вытеснением раствором ДЩО – 7,1 и 10,8 %. Установлено, что при размерах оторочек композиции раствора ДЩО и полимера 30-50 % ОП (при сокращении расхода химических реагентов) безводный КИН для нефти вязкостью 20,5 и 164 мПа·с соотвественно на 4,7-5 и 4,8-5,8 %, а конечный КИН соотвественно на 3,5-3,9 и 3,9-4,8 % выше, чем при непрерывной закачке композиции.

ЛИТЕРАТУРА

АБУТАЛЫБОВА, С.К. 2004. Изучение физико-химических свойств системы ПАВ-щелочь. *Azərbaycan MEA Aspirantlarının elmi konfransının materialları*, iyun 2004-cü il, Elm, Bakı, 207-210.

БЕРЕЗИН, Г.В., ГОРБУНОВ, А.Т., ШВЕЦОВ, И.А. 1990. Основы полимерно-щелочного воздействия для увеличения нефтеизвлечения. *Нефтяное хозяйство*. 7, 27-29.

ГАЗИЗОВ, А.А. 2001. Развитие технологий комплексного действия – эффективное решение проблемы повышения нефтеотдачи пластов. *Нефтепромысловое дело*. 11, 4-10.

ГРИГОРАЩЕНКО, Г.И., ЗАЙЦЕВ, Ю.В., КУКИН, В.В. и др. 1978. Применение полимеров в добыче нефти. Недра, Москва.

МАЛЫШЕВА, Л.Н., БАБАЛЯН, Г.А., НАСРЕТДИНОВ, М.Н. и др. 1975. Нефтевытесняющие свойства растворов ПАА в композиции с другими реагентами. *Тр.БашНИПИнефть*, 41, 73-79.

МИРЗАДЖАНЗАДЕ, А.Х., АМЕТОВ, И.М., ЕНТОВ, В.М., РЫЖИК, В.М. 1986. Реологические проблемы нефтегазоотдачи. ВНИИОЭНГ, Москва.

СТРЕКОВ, А.С. 1994. Физико-химические основы повышения нефтеотдачи пластов путем регулирования подвижности рабочих агентов: Дис…доктора технических наук. Баку.

СТРЕКОВ, А.С., АБУТАЛЫБОВА, С.К. 2006. Исследование поверхностно-активных свойств дизельно-щелочного отхода. *Азербайджанское нефтяное хозяйство*. 2, 25-29.

СУРГУЧЕВ, М.Л., ГОРБУНОВ, А.Т., ЗАБРОДИН, Д.П., ЗИСКИН, Е.А., МАЛЮТИНА, Г.С. 1991. Методы извлечения остаточной нефти. Недра, Москва.

HÜSEYNOV, Ə.N., İBRAHİMOV, Z.M., ASLANOV, T.İ. 2000. Qurudakı neft yataqlarında laylara su ilə tə'sir prosesinin ümumi nəticələri. *Azərbaycan neft təsərrüfatı*. 9, 11 - 20.

LƏTİFOV, A.İ., QASIMLI, A.M. 2005. Qələvili tullantının şirin suda məhlulundan araqatı yaratmaqla layın neftveriminin artırılması (Balaxanı-Sabunçi-Ramana yatağı timsalında). *Azərbaycan neft təsərrüfatı*. 4, 3 – 6.

DAWSON, R., LANTZ, R. 1972. Innaccessible pore volume in polymer flooding. *Soc. Petroleum Engr. J.*, 10, 448-452.

Рецензент: д.т.н. Р.А.Мусаев

© Ə.N.Qurbanov, F.A.Əbdülhəsənov, Ə.N.Bağirov, 2006

GÜNƏŞLİ YATAĞINDA TƏBİİ VƏ SƏMT QAZLARININ NƏQLƏ HAZIRLANMASI VƏ ONLARIN QAZLİFT SİSTEMİNDƏ İŞLƏDİLMƏSİ TEXNOLOGİYASININ SƏMƏRƏLİLİYİNİN ARTIRILMASI

Ə.N.Qurbanov[1], F.A.Əbdülhəsənov[1], Ə.N.Bağırov[2]

1 - "Dənizneftqazlayihə" DETLİ
AZ 1012, Bakı, H.Zərdabi prospekti, 88

2 - "Azneft" İB
AZ 1033, Bakı, Ağa Neymətulla küçəsi, 39

Məqalədə Azneft İB-nin "28 May" NQÇİ-nin "Günəşli" yatağında qazın hazırlanma effektivliyini artırmaq məqsədilə elmi-texniki təkliflər işlənməsi üçün istisimar edilən qazkondensat quyularının texnoloji və termodinamiki göstəriciləri təhlil edilmişdir. Bununla yanaşı, qazların nəqlə hazırlanması, qurğuların iş rejimi tədqiq edilmiş və sistemdə əmələ gələn texnoloji çətinliklərin səbəbləri araşdırılmışdır.

Son zamanlar "28 May" NQÇİ-nin «Günəşli» yatağından çıxarılan səmt qazlarının tam yığılması təmin olunmur və bu da öz növbəsində külli miqdarda qaz itkisinə səbəb olur. Bunun əsas səbəblərindən biri səmt qazlarının aşağı təzyiqli olması, onun yığılması, sıxılması və nəqlə hazırlanması üçün müasir texnologiya və avadanlıqların olmamasıdır.

Bizə belə gəlir ki, tikintisi 2005-ci ildən başlayan 4 saylı qazturbinli kompressor stansiyasının işə düşməsi qaz yığım sistemilə bağlı problemlərin həllinə çox kömək edəcəkdir.

Dəniz neft-qaz yataqlarında bu prosesin həyata keçirilməsi üçün əlavə mədən avadanlıqları və tikinti-quraşdırma işləri tələb olunur. Hazırda mütəxəssislər tərəfindən bu istiqamətdə layihə-konstruktor və tikinti işləri aparılır.

İlkin araşdırmalar göstərdi ki, quyulardan sahilə və qazlift sisteminə nəql edilən qaz havanın və dəniz suyunun təsiri nəticəsində tez soyuyur və sistemdə hidrat əmələ gəlməsi müşahidə olunur və bu səbəbdən də qaz axınına inhibitor vurulması tələb olunur. "28 May" NQÇİ-də qazın nəqlə hazırlanması texnologiyasının səmərəliliyinin artırılması və səmt qazlarından səmərəli istifadə olunması günün ən vacib problemlərindən biridir (Həmidov, 2002).

Bu məqsədlə İB-nin «28 May» NQÇİ-də təbii və səmt qazlarının hasil olunması, yığılması və nəqlə hazırlanması prosesində istifadə olunan texnoloji qurğuların və istismar olunan qazkondensat quyularının işinin tədqiq olunması, göstəricilərin toplanması və təhlili əsasında yeni elmi-texniki təkliflərin işlənib hazırlanması və tətbiqi kimi məsələlərin hərtərəfli öyrənilməsi bu məqalədə qarşıya qoyulur.

Əvvəllər «Günəşli» və «Çıraq» yataqlarından çıxarılan səmt qazı öz səmərəli istifadəsini tapa bilmirdi. Lakin 1994-cü ildən başlayaraq, bu yataqlarda çıxarılan səmt qazının itkisinin qarşısını almaq və istifadəçilərə çatdırmaq məqsədilə Neft Daşlarında "28 May" NQÇİ-nin 2 saylı sıxıcı qazkompressor stansiyası (SKS) tikilib istifadəyə verilmişdir.

Aparılan mədən işlərinin təhlili göstərdi ki, NQÇİ-də təbii və səmt qazlarının nəqlə hazırlanması 2 üsulla yerinə yetirilir:

1) aşağı temperaturlu separasiya üsulu ilə qaz axınına antihidrat inhibitoru vurmaqla;

2) qaz qurudan qurğuda qazı qlikolla qurutmaqla.

2 saylı SKS-də 2 ədəd qazquruducu qurğu istismar edilir. Bir qurğunun qaza görə gündəlik məhsuldarlığı 5,6, digərinin isə 2,0 mln.m^3-dir. Qaz quruducu qurğunun texnoloji sxemi 1-ci şəkildə verilmişdir. Səmt qazı kompressor stansiyasında ikipillədə sıxıldıqdan sonra 4,0 MPa təzyiq altında və 33^0 C temperaturla qurğunun (1-ci şəkil) I pillə separatoruna daxil olur (S-1), burada qazın tərkibindən sərbəst su, maye karbohidrogenlər və digər qarışıqlar ayrılır. Sonra qaz kontaktora verilir (K), qazı nəmlikdən qurutmaq üçün kontaktorun yuxarı hissəsindən qurudu-

cu-trietilenqlikol verilir. Kontaktorda qazla qlikolun təması nəticəsində qlikol su buxarlarını udur və doymuş qlikol ayrıcıdan keçərək çənlərə yığılır. Sonra su buxarları ilə doymuş qlikol nasosların köməkliyi ilə istilikdəyişdiricidən keçərək (İD) regenerasiya blokuna (RB) verilir. Qlikol regenerasiya olunduqdan sonra əvvəlki tərkibinə qaytarılır və təkrar istifadə üçün sistemə verilir. Qurudulmuş qaz isə kəmərlərlə istehlakçıya nəql edilir. Qeyd etmək lazımdır ki, respublikamızda istehsal bazası olmadığından qazquruducu qurğuda istifadə edilən absorbent- trietilenqlikol xaricdən alınır. Buna görə də dəniz neft-qaz mədənlərində hazırlanan qazın nəqlini maneəsiz təmin etmək üçün qurğuların texnoloji iş rejimi optimallaşdırılmalı və daim təkmilləşdirilməlidir.

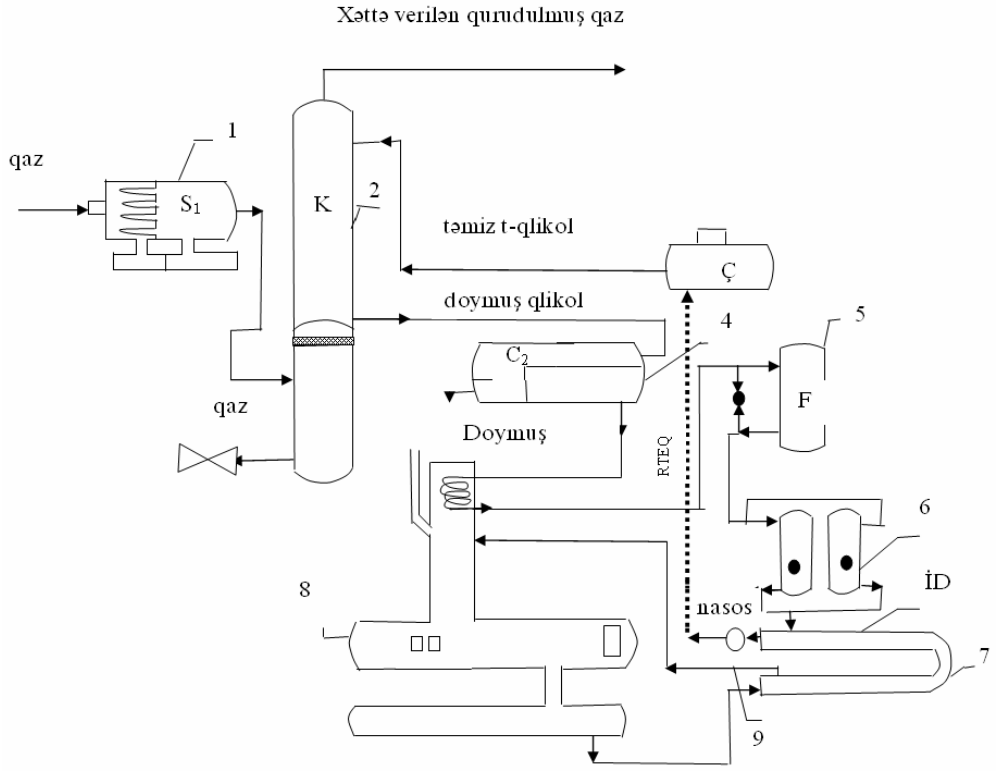
«Günəşli» yatağının qazkondensat quyularının iş rejimini tədqiq edərkən məlum olmuşdur ki, qazın təzyiq və temperaturunun dəyişməsi nəticəsində sistemdə və qaz kəmərində intensiv olaraq hidrat birləşmələrinin əmələ gəlməsi müşahidə olunur və bu da öz növbəsində dənizdən sahilə nəql olunan qaz kəmərinin iş rejiminin pozulması və qazlift quyularının dayanmasına səbəb olur.

«Günəşli» yatağında dərin dəniz özüllərində (DDÖ) təbii qazın nəqlə hazırlanması aşağıdakı texnologiya üzrə həyata keçirilir (2-ci şəkil).

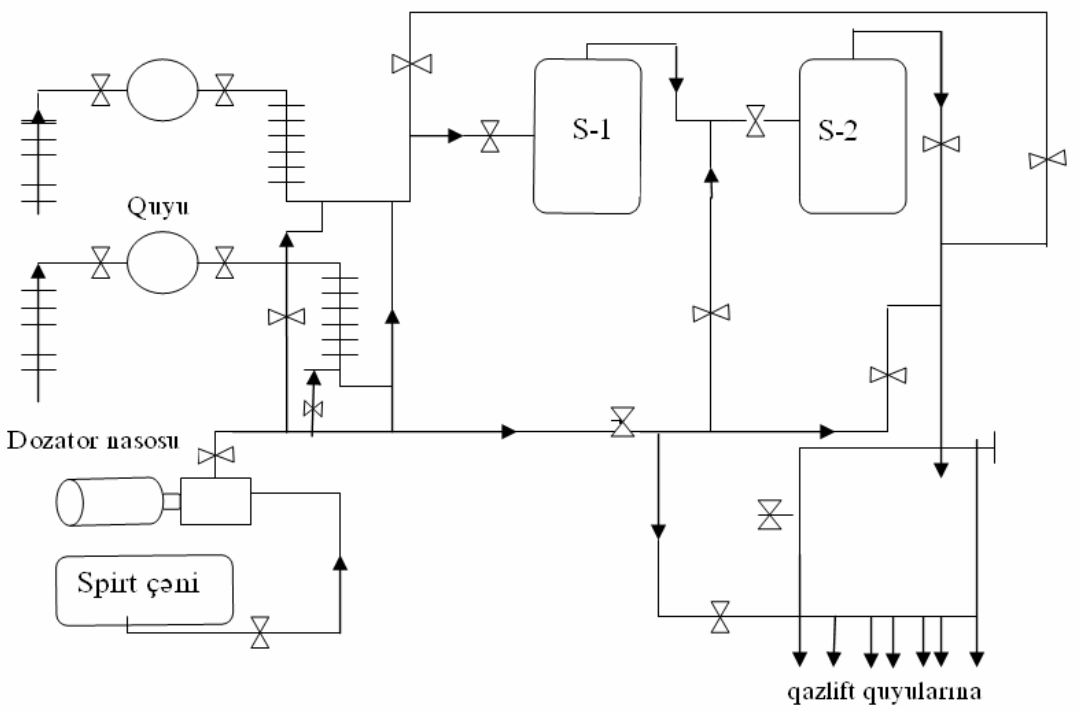
Qazkondensat qarışığı quyulardan 10-12 MPa təzyiqlə separatorun I pilləsinə daxil olur, burada maye fazası (su+kondensat) qazdan ayrılır və daha sonra qaz separatorun II pilləsinə daxil olur. Separatorun II pilləsinin çıxışında qaz 9-10 MPa təzyiqlə qaz kəmərinə və bir hissəsi də qazlift sisteminə verilir.

Qazı drossel etdikdə, onun təzyiq və temperaturunun aşağı düşməsi nəticəsində sistemdə hidrat birləşmələrinin əmələ gəlməsi müşahidə olunur.

Separatordan işçi agent kimi çıxan hazırlanmış qaz neftin çıxarılması məqsədilə qazlift quyularında istifadə olunur. Qaz xəttinin dəniz səthindən keçməsi ilə əlaqədar olaraq nəql olunan qazın temperaturu suyun təsiri nəticəsində aşağı düşür ki, bu da öz növbəsində sistemdə hidrat birləşmələrinin əmələ gəlməsi üçün şərait yaradır. Qazın quyu ağzından qazlift quyularına qədər maneəsiz nəqlini, yəni hidratsız rejimini təmin etmək məqsədilə sistemə antihidrat inhibitoru – metanol vurulur.



1-ci şəkil. "28 May" NQÇİ-nin SQKS-2-də istismar edilən qazquruducu qurğunun texnoloji sxemi



2-ci şəkil. "28 May " NQÇİ-də təbii qazın nəqlə hazırlanması qurğusunun texnoloji sxemi

Metanol əsasən separatorun I pilləsinin çıxışında drosseldən əvvəl və separatorun II pilləsinin çıxışına vurulur. Metanolun qaz axınına vurulması sərf normasına əsasən dozator nasosunun köməyi ilə həyata keçirilir.

Məlumdur ki, qaz axını ilə gələn lay suları, mineral duzlar, qazın tərkibində olan kondensat və digər qarışıqlar texnoloji sistemdə mürəkkəbləşmələr əmələ gətirir və nəqlə hazırlanan qazın keyfiyyətinə təsir edir. Bunları nəzərə alaraq laboratoriya şəraitində qazkondensat quyularının məhsulunun fiziki-kimyəvi xüsusiyyətləri öyrənilmişdir.

Apardığımız analizlər göstərmişdir ki, lay suyunun sıxlığı - 1010kq/m^3, PH göstəricisi – 6,9, mineral duzların ümumi miqdarı - 8-9 q/l-dir. Lay suyunda təyin edilmiş duzların ion tərkibi aşağıdakı kimidir:

K^+, Na^+-1; Ca^+ -3; Mg^{+2} -0,05; Cl^- -4;
SO_4^{-2} – yoxdur; HCO_3 -0,05.

«28 May» NQÇİ-də qazkondensat quyularında hələlik lay suyunun miqdarı çox azdır. Ona görə də mineral duzların texnoloji sistemdə çökməsi müşahidə olunmur.

Sonra metanol, kondensat və lay suyu sistemlərinin bir-birində qarşılıqlı həll olması tədqiq edilmişdir. Bu komponentlərin bir-birində həll olmasını əvvəlcədən bilmək imkan verir ki, inhibitorun kondensatla və ya əksinə, kondensatın inhibitorla itkisi təyin edilsin. Bununla yanaşı, həm də bu tədqiqatların nəticələri kondensatın inhibitorun keyfiyyətinə təsirini aydınlaşdırmağa imkan yaradır. Bunları nəzərə alaraq, laboratoriya şəraitində metanol+kondensat+lay suyu sisteminin bir-birində qarşılıqlı həll olması təyin edilmişdir. Təcrübə məlum izotermik titirləmə metodu ilə aparılmışdır. Belə ki, lazımi miqdarda metanolu sınaq şüşələrinə töküb, ona damcı-damcı kondensat əlavə edərək və daimi qarışdıraraq, termostata yerləşdirilmişdir.

Təcrübə sınaq şüşəsində olan mayelər arasında ikinci fazanın əmələ gəlməsi vaxtı dayandırılmışdır. Təcrübə metanolun 60 və 97,0% qatılığında və mənfi 10, müsbət 20^0 C, 40^0 C, 60^0 C dərəcə temperaturda aparılmışdır.

Təcrübə üçün əsasən «Bahar» və «Günəşli» mədənlərinin kondensat və lay suyundan istifadə edilmişdir. Aparılan təcrübələrin nəticələri cədvəldə verilmişdir.

Cədvəl

Kondensatın metanolda həll olması

Metanolun qatılığı, %, kütlə	Temperaturdan asılı olaraq kondensatın metanolda həll olması, %				
	Temperatur, ^{0}C				
	-10	0	20	40	60
60	0,003	0,004	0,015	0,06	0,3
80	0,08	0,11	0,28	0,46	0,7
85	0,10	0,15	0,35	0,68	0,95
97	0,20	0,45	0,9	0,98	1,6

Alınan nəticələrdən görünür ki, temperaturun artması kondensatın metanolda həll olması imkanını artırır, lakin spirtin tərkibində suyun miqdarının artması isə əksinə, kondensatın metanolda həll olmasını xeyli dərəcədə azaldır.

Təcrübi yolla əldə edilən nəticələr göstərir ki, kondensatın metanolda və əksinə, həll olma miqdarı başqa inhibitorlarla (izopropil spirti, dietilenqlikol, etilenqlikol, polipropilenqlikol və s.) müqayisədə çoxdur. Məlumdur ki, inhibitor qazla tamasda olanda (qaz +kondensat+inhibitor+lay suyu) texnoloji sistemdə köpük və emulsiya əmələ gətirə bilər. Bu da öz növbəsində əlavə texnoloji çətinliklərin yaranmasına və külli miqdarda qaz, inhibitor və kondensat itkisinə səbəb ola bilər. Bunları nəzərə alaraq metanol+kondensat+lay suyu sisteminin müxtəlif qatılıqlar və temperaturlarda köpüklənməsi və emulsiya əmələ gətirmə xüsusiyyətləri tədqiq edilmişdir.

Təcrübələr mədən şəraitindəki sistemə uyğun olaraq aparılmışdır. Məlum olmuşdur ki, sistemdə müntəzəm olaraq davamsız emulsiya və köpük əmələ gəlməsi prosesi müşahidə olunur ki, bu da qurğuların, qaz kəmərlərinin məhsuldarlığını aşağı salır, enerji xərclərini artırır və nəql səstemində mürəkkəbləşmələrin əmələ gəlməsinə səbəb olur.

Aparılan elmi-tədqiqat və mədən işlərinin nəticələri göstərdi ki, «28 May» NQÇİ-də qazın çıxarılması və nəqli texnologiyasında təyin edilmiş göstəricilər ayrı-ayrılıqda nəqlə hazırlanan qazın keyfiyyətini xeyli aşağı salır, qurğuların və nəql sisteminin optimal iş rejiminin qurulmasını çətinləşdirir. Bu da öz növbəsində böyük həcmdə qaz itkisinə və əlavə istismar xərclərinin yaranmasına gətirib çıxarır. Qazın nəqlə hazırlanmasının səmərəliliyini artırmaq və sistemdə köpük əmələ gəlməsinin qarşısını almaq məqsədilə müxtəlif səthi-fəal maddələr əsasında yaradılmış köpük söndürən reagentlərin (0,05-0,1%) sistemə vurulması tələb olunur.

Qazın nəqlə hazırlanması texnologiyasında əmələ gələn mürəkkəbləşmələri vaxtında aradan qaldırmaq məqsədilə tədqiqat işləri davam etdirilmişdir.

Hazırda NQÇİ-də 100-dən çox qazlift üsulu ilə istismar edilən neft quyuları fəaliyyət göstərir.

Qeyd etmək lazımdır ki, «28 May» NQÇİ-də mövsümlə əlaqədar olaraq təbii qazın nəqlə hazırlanmasında istifadə olunan metanoldan əlavə, qazlift üsulu ilə istismar edilən neft quyularının işləməsini təmin etmək məqsədilə istifadə edilən qazın maneəsiz nəqli üçün də qaz axınına əlavə metanol vurulması tələb olunur.

Tədqiqatın nəticələri göstərir ki, «28 May» NQÇİ-də özüllər arasındakı məsafə 1,5-2,5 km fərqində olduğu üçün və qaz kəmərlərinin keçdiyi mürəkkəb şərait, qazın təzyiq və temperaturunun dəyişməsi və digər texniki-texnoloji çətinliklər nəticəsində qazlift quyularına verilən qaz xətlərində hidrat əmələ gəlməsi müşahidə olunur. Texnoloji sistemdə qazın maneəsiz nəqlini təmin etmək məqsədilə hidrata qarşı istifadə edilən metanolun qazlift sistemi üçün sərf normasının miqdarını dəqiqləşdirmək lazımdır.

Bunları nəzərə alaraq qazlift sistemində işlədilən metanolun sərf normasının hesabatı aparılmışdır.

Metanolun qazlift sistemi üçün sərf normasının hesabatı neft-qaz sənayesi üçün işlədilən müasir metodikaların və düsturların köməkliyi ilə yerinə yetirmişdir. (Qurbanov və b., 2002; Бекиров, Шаталов, 1986).

Hesabat işlərinin nəticələri göstərir ki, "28 May" adına NQÇİ-də qazlift üsulu ilə işləyən neft quyularının istismarını təmin etmək məqsədilə qazlift sisteminə verilən hər 1000 m^3 yüksək təzyiqli təbii qaza əlavə olaraq 1,1 kq metanol vurulmalıdır.

NQÇİ-də nəqlə hazırlanan və qazlift sisteminə işlədilən qazların maneəsiz nəqlini təmin etmək və sistemdə qarşıya çıxan çətinlikləri aradan qaldırmaq, qurğuların və qaz kəmərinin texnoloji iş rejimlərini təmin etmək üçün aparılan tədqiqat işlərinin nəticələrinə əsasən aşağıdakı elmi-texniki təkliflər işlənmişdir:

- qazkondensat yataqlarının istismar dövründə sistemdə termodinamiki göstəricilərin dəyişməsi ilə əlaqədar olaraq qazların nəqlə hazırlanması prosesində tətbiq edilən metanolun hər il dəqiqləşdirilmiş sərf normasının hesabatının aparılması vacibdir;

- qurğuların və nəql sisteminin effektivliyini artırmaq üçün qaz axınına vurulan metanolun tərkibinə emulsiya və köpüklənməyə qarşı (0,1- 0,2) % SFM əlavə edilməsi tövsiyə edilir.

Təklif olunan elmi-texniki tədbirlərin «28 May» NQÇİ-də yerinə yetirilməsi qazların nəqlə hazırlanması, qaz kəmərlərinn və qazlift sisteminin texnoloji iş rejimlərinin səmərəliliyini artırmaqla yanaşı, sistemdə əmələ gələn mürəkkəbləşmələrin vaxtında aradan qaldırılmasına kömək edəcəkdir.

ƏDƏBIYYAT

HƏMİDOV, H.A. 2002. "Günəşli" yatağının işlənməsinin hazırkı vəziyyəti və neftvermənin artırılması perspektivliyi. *ANT*, 7. Bakı, 12-16.

QURBANOV, R.Ə., HÜMBƏTOV, H.H., ƏBDÜLHƏSƏNOV, A.Z., MİRƏLƏMOV, H.F. 2002. Dəniz-neftqaz yataqlarında qazların nəqlə hazırlanması texnologiyası. Elm, Bakı, 145.

БЕКИРОВ, Т.М., ШАТАЛОВ, А.Т. 1986. Сбор и подготовка к транспорту природных газов. Недра, Москва, 260.

Məqaləyə Azərbaycan MEA-nın müxbir üzvü Z.Y.Abbasov rəy vermişdir

ГЕОГРАФИЯ

© B.Ə.Budaqov, Z.N.Eminov, İ.E.Mərdanov, 2006

AZƏRBAYCANDA YAŞAYIŞ MƏNTƏQƏLƏRİNİN YÜKSƏKLİK QURŞAQLARI ÜZRƏ YERLƏŞMƏSİ QANUNAUYĞUNLUQLARI

B.Ə.Budaqov, Z.N. Eminov, İ.E.Mərdanov

Azərbaycan MEA H.Ə. Əliyev adına Coğrafiya İnstitutu
AZ 1143, Bakı, H.Cavid prosp., 31

Məqalədə 1999-cu il siyahıyaalmasına əsasən əhalinin və yaşayış məntəqələrinin yüksəklik qurşaqları üzrə paylanması təhlil edilir. Respublikanın mərkəzi hissələrini əhatə edən okean səviyyəsindən aşağı sahələrdə və 200 m-ə qədər hündürlükdə ölkənin əhalisinin yarısından çoxu cəmlənir. Son 30-40 il ərzində dağlıq rayonlarda yaşayış məntəqələri və əhalinin sayı kəskin azalır. Əhali getdikcə daha çox düzənlik və dağətəyi rayonlarda toplanır. Eyni zamanda, dağlıq ərazilərə nisbətən bu regionlarda əhalinin sayı daha sürətlə artır, yaşayış məntəqələrinin sosial-iqtisadi potensialı güclənir.

Mövzunun öyrənilməsi. Azərbaycanda relyefin yüksəklik qurşaqları üzrə paylanması, onlardan təsərrüfatda istifadə edilməsi, əhalinin və təsərrüfat sahələrinin yüksəkliklər üzrə paylanmasını alimlər ayrı-ayrı dövrlərdə öyrənmişlər. Onların arasında B.Ə.Budaqov (1988), R.X.Piriyev (1975), E.Q.Mehrəliyev (1984, 1988), N.H.Əyyubov (1988), Ş.K.Dəmirqayayev (1978), M.M.Müseyibov (1998) və b. alimlərin əsərlərini qeyd etmək olar. Məqalədə ilk dəfə olaraq 1999-cu ildə keçirilmiş siyahıyaalma materialları əsasında əhalinin və yaşayış məntəqələrinin yüksəklik qurşaqları üzrə yerləşməsi qanunauyğunluqları təhlil edilir.

Mövzunun aktuallığı. Əhalinin məskunlaşma mərkəzləri olan şəhər və kəndlərin salınması zamanı, ilk növbədə, təbii-coğrafi amillər nəzərə alınır. Bu amillər sırasında relyef, iqlim şəraiti, su hövzələri olan çaylar, göllər, oken və dənizlərə yaxınlıq yaşayış məntəqələrinin sosial-iqtisadi inkişafına əhəmiyyətli təsir göstərir. Dağlıq regionlarda yerləşən şəhər və kəndlərin təsərrüfat strukturunu, ixtisaslaşmasını, əhalinin məşğulluğunu relyef şəraiti və iqlim ehtiyatları müəyyən edir. Lakin bu regionların infrastrukturunun təşkili və inkişafında, faydalı qazıntıların və təbii sərvətlərin istismarında, kənd təsərrüfatı işlərinin aparılmasında ciddi problemlər yaranır, əhalinin sayı zəif templə artır, yaşayış şəraiti əlverişli olmayan, inkişaf perspektivləri zəif olan yaşayış məntəqələri tədricən boşalır.

Bu səbəbdən yaşayış məntəqələrinin inkişafına təbii-coğrafi amillərin təsirini öyrənmək, bu məntəqələrin inkişafında onlardan istifadə edilməsi yollarını müəyyən etmək, əhalinin miqrasiyasının qarşısını almaq, uzun illər ərzində yüksəklik qurşaqlarında əhalinin və yaşayış məntəqələrinin sayının dinamikasını öyrənmək elmi və təsərrüfat cəhətdən əhəmiyyətlidir.

Bu mənada Azərbaycanda yaşayış məntəqələrinin yüksəklik qurşaqları üzrə yerləşməsində daim ciddi dəyişikliklər baş verir. 1999-cu ildə Azərbaycanda əhali və yaşayış məntəqələri yüksəklik qurşaqları üzrə aşağıdakı prinsiplərlə yerləşmişdir.

Respublikada -26,5 m-dən okean səviyyəsinə qədər yüksəkliyə malik olan ərazilər Xəzər dənizinin sahillərində və Kür-Araz ovalığının şərqində olan sahələri tutur. Samur-Dəvəçi və Lənkəran ovalıqları, Kür-Araz ovalığına aid olan Mil, Muğan, Salyan, Cənub-Şərqi Şirvan düzləri, Şirvan düzünün Kür çayına yaxın olan cənub yarısı okean səviyyəsindən aşağıda yerləşir. Abşeron yarımadasının Xəzər sahili boyu zolağı da bu ərazilərə aiddir. Qurşağa daxil olan sahələrin hamar relyefi, əlverişli quru iqlim şəraiti, əksər yerlərdə Kür və Araz çaylarına yaxınlıq ərazinin mənimsənilməsinə imkan yaradır. Lənkəran ovalığında yayı quraq

keçən rütubətli subtropik iqlim, qalan ərazilərdə quru subtropik iqlim hakimdir. Bu baxımdan kənd təsərrüfatı bitkilərinin becərilməsi üçün iri suvarma sistemləri, kollektor-drenaj sistemi yaradılması vacibdir.

Okean səviyyəsindən aşağı olan ərazilər ölkə ərazisinin 18%-ni (15588 kv.km) tutur. Bu ərazilərdə ümumi əhalinin 36,8%-i, o cümlədən kənd əhalisinin 20,6%-i yaşayır. Onlar 570 yaşayış məntəqəsində toplanmışdır.

Kür-Araz ovalığı ölkənin əsas pambıqçılıq, taxılçılıq və heyvandarlıq regionudur. Pambığın becərilməsi yüksək əməktutumluluğu ilə fərqləndiyinə görə Kür çayının sahilləri boyu iri kənd yaşayış məntəqələri formalaşır. Aran iqtisadi rayonunda kənd əhalisinin 43,5%-i (444753 nəfər) bu arealın payına düşür. Neftçala, Salyan, Saatlı, Sabirabad, İmişli, Zərdab rayonlarında Kür və Araz çaylarının sahilləri boyu iri kənd yaşayış məntəqələri formalaşmışdır. Kür çayı sahillərinin Şirvan düzünə aid hissəsində əhalinin sıxlığı daha çoxdur. Mil düzündə, Muğan düzünün mərkəzi hissələrində, Cənub-Şərqi Şirvan düzünün Xəzər dənizi sahillərində daimi yaşayış məntəqələri yoxdur və əhalinin sıxlığı azdır. Bu ərazilərdə torpaqların şoranlaşması yüksəkdir, əkinçilik üçün əlverişli yerlər azdır, infrastruktur sahələri yoxdur, su ehtiyatları olmadığına görə əkinçilik mümkün deyildir. Ərazi əsasən qış otlaqları kimi istifadə olunur.

Lənkəran və Samur-Dəvəçi ovalıqlarında isə yenə də əməktutumlu sahələr olan tərəvəzçilik, çayçılıq, meyvəçilik sahələri üstünlük təşkil edir. Bu ərazilərdə kənd təsərrüfatının inkişaf etməsi iri kənd və qəsəbələrin əmələ gəlməsinə imkan vermişdir. Lənkəran-Astara iqtisadi rayonunda kənd əhalisinin 46,0%-i (25880 nəfər) Lənkəran ovalığında məskunlaşır. Burada olan bir neçə kənd əhalisinin sayına görə ölkədə qabalcıl yer tutur (şəkil).

Quba-Xaçmaz iqtisadi rayonunda dəniz səviyyəsinə qədər hündürlükdə kənd əhalisinin az bir hissəsi (14315 nəfəri və ya 4,7%-i) məskunlaşır. Onların əsas hissəsi Xaçmaz rayonunun payına düşür. Bu areal daxilində rayonda olan 32 kənddə 8946 nəfər yaşayır. Belə ki, inzibati rayonun ərazisi əsasən Xəzərsahili düzənliklərdə yerləşir.

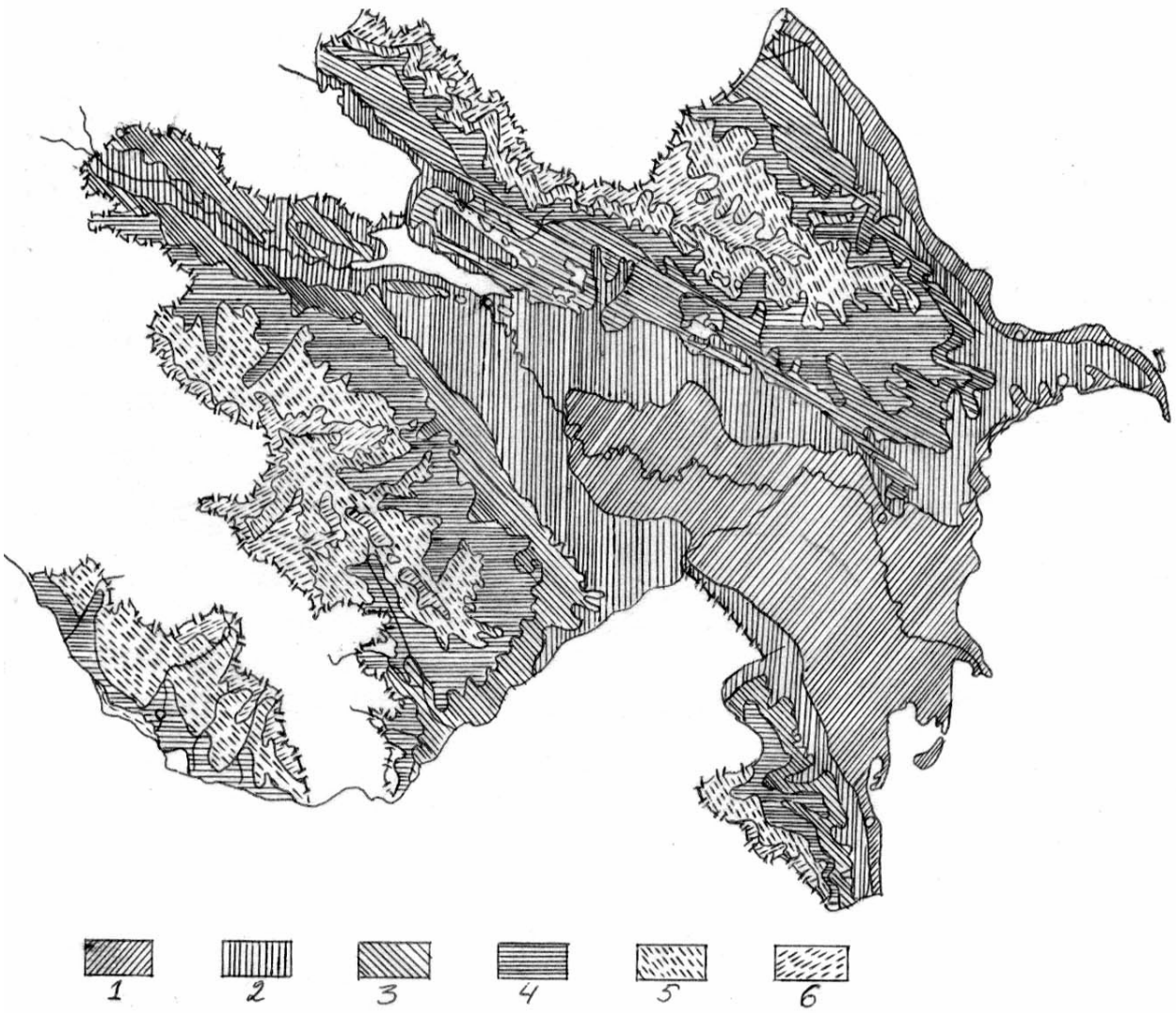
1-ci cədvəl

Azərbaycanda əhalinin yüksəklik qurşaqları üzrə yerləşməsi

Hündürlük arealı	Sahəsi, min kv.km	Xüsusi çəkisi,%	Ümumi əhali		Şəhər əhalisi		Kənd əhalisi	
			Sayı, min nəfər	Payı, %	Sayı, min nəfər	Payı, %	Sayı, min nəfər	Payı, %
-26,5-0	15588	18,0	2699943	36,8	1981556	51,4	718387	20,6
1-200	20784	24,0	2138146	29,1	1043130	27,0	1095016	31,4
201-500	13423	15,5	1301592	17,7	551847	14,3	749745	21,6
501-1000	13423	15,5	849566	11,5	239183	6,2	610383	17,4
1001-1500	10392	12,0	270130	3,7	39451	1,0	230679	6,6
1501-2000	6495	7,5	81257	1,1	2194	0,1	79063	2,3
2000-dən yuxarı	6495	7,5	2945	0,1	103	0,003	2842	0,1
Cəmi	86600	100,0	7343579	100,0	3857464	100,0	3486115	100,0

Qruplaşmaya yalnız daimi əhalisi olan yaşayış məntəqələrinin əhalisi daxil edilmişdir. Əraziləri işğal edilmiş Kəlbəcər-Laçın və Yuxarı Qarabağ iqtisadi rayonlarında birlikdə 413739 nəfər kənd əhalisi vardır. Onlarla birlikdə ölkənin kənd əhalisinin sayı 3899854 nəfərdir.

Bu iqtisadi rayonlarda qeydə alınmış şəhər əhalisinin sayı 196120 nəfərdir. Ona görə ölkənin şəhər əhalisinin ümumi sayı 4053584 nəfərdir. Beləliklə, işğal edilmiş ərazilərin 609859 nəfər əhalisi ilə birlikdə 1999-cu il siyahıyaalmasının nəticələrinə görə ölkədə əhalinin sayı 7953438 nəfər olmuşdur.



Şəkil. Azərbaycanda kənd əhalisinin yüksəklik qurşşaqları üzrə yerləşməsi (1:3000000)

Şərti işarələr:
1 – dəniz səviyyəsindən aşağı ərazidə əhalinin sıxlığı (46 nəfər/kv.km)
2 – 0-200m yüksəklikdə əhalinin sıxlığı (53 nəfər/kv.km)
3 – 200-500 m yüksəklikdə əhalinin sıxlığı (70 nəfər/kv.km)
4 – 500-1000 m yüksəklikdə əhalinin sıxlığı (59 nəfər/kv.km)
5 – 1000-2000 m yüksəklikdə əhalinin sıxlığı (18 nəfər/kv.km)
6 – 2000 m-dən yuksək sahələrdə əhalinin sıxlığı (0,7 nəfər/kv.km)

Düzən relyef, Xəzər dənizinin sahilləri boyu əlverişli coğrafi mövqe, Kür və Araz çaylarının buradan keçməsi qeyd edilən ovalıqlarda iri şəhərlərin yaranmasina və inkişaf etməsinə səbəb olmuşdur. Bu ərazilərdə ölkənin şəhər əhalisinin yarısından çoxu, yəni 51,4%-i və ya 2 mln nəfərə qədəri yaşayır. Xəzərin sahillərində respublikanın paytaxtı Bakı, həmçinin iri sənaye mərkəzləri olan Sumqayıt, Lənkəran, Astara və Neftçala şəhərləri yerləşir. Kür çayına yaxınlıq Əli Bayramlı, Salyan, Sabirabad və Zərdab şəhərlərinin, Araz çayına yaxınlıq İmişli və Saatlı şəhərlərinin inkişafına, əhalinin, yaşayış məntəqələri və təsərrüfatın su ilə təminatına kömək edir. Hacıqabul və Biləsuvar şəhərləri də okean səviyyəsindən aşağıda yerləşir. Bu səbəbdən Abşeron iqtisadi rayonunda şəhər əhalisinin 3⁄4-ü, Lənkəran-Astara iqtisadi rayonunda yarısından çoxu, Aran

iqtisadi rayonunda 41,6%-i dəniz səviyyəsindən aşağı ərazilərdə məskunlaşmışdır.

0-200 m mütləq hündürlüyə malik olan ərazilər yüksəklik arealları arasında əhatə etdiyi sahəyə görə birinci yeri tutur və ölkə ərazisinin 1⁄4-ni (24%-ni) əhatə edir. Onlar qurşaq şəklində Samur-Dəvəçi ovalığından başlayaraq cənuba enir, bütün Abşeron yarımadasını əhatə edir. Bu ərazilərdən birincisində 0-100 m və 100-200 m horizontallar arasındakı sahələr bərabər paylanır. Abşeronda isə 0-100 m mütləq hündürlüyü olan sahələr yarımadanın bütün şərq hissəsini tutur.

Kür-Araz ovalığının Böyük və Kiçik Qafqaz dağlarına, Talış dağlarına yaxın olan əraziləri də bütövlükdə 0-200 m hündürlüyə malikdir. Mingəçevir su anbarının ətrafı, Ağstafa çayının mənsəbində Kür çayının sahilləri, Qanıx və Qabırrı çaylarının sahilləri, Araz çayının Cəbrayıla qədər olan hissələri, Acınohur ön dağlığının, həmçinin Talışın dağətəyi hissələri də bu areallara aiddir. Kiçik Qafqazın Kür-Araz ovalığına keçən hissələrində 100-200 m hündürlüyü olan areal nisbətən geniş sahə tutur. Böyük Qafqaz dağlarının cənub yamaclarından axan Əlican, Türyan, Göyçay və Girdiman çaylarının dərələri boyu bu qurşaq dağlara tərəf irəliləyir. Göstərilən ərazilər də ölkənin əsas məskunlaşma areallarından biridir. Bu ərazilərdə də relyef yastı və maili düzənliklərdən ibarətdir. Odur ki, ölkənin ümumi əhalisinin 29,1%-i, o cümlədən şəhər əhalisinin 27%-i, kənd əhalisinin 31,4%-i okean səviyyəsindən 200 m-ə qədər yüksəkliklərdə cəmlənir. Yaşayış məntəqələrinin ümumi sayı və kənd yaşayış məntəqələrinin sayı üzrə olan göstəriciləri də eyni səviyyədədir. Lakin şəhər yaşayış məntəqələrinin sayı (69) və xüsusi çəkisi (37,7%) burada nisbətən çoxdur. Kənd yaşayış məntəqələrinin sayı, kənd əhalisinin sayı və xüsusi çəkisi üzrə göstəricilər areal arasında birinci yeri tutur.

Ümumilikdə, 200 m-ə qədər hündürlükdə ölkə əhalisinin 65,9%-i, yaşayış məntəqələrinin 46,3%-i yerləşir. Şəhər yaşayış məntəqələri və şəhər əhalisi üzrə bu göstəricilər daha yüksəkdir.

Arealda məskunlaşmanı asanlaşdıran və onun inkişafına, əhalinin həyat şəraitinə, təsərrüfat fəaliyyətinə imkan verən amillərdən biri dağlardan axan çayların bu ərazilərdən keçməsi suya olan tələbatın ödənilməsinə şərait yaratmasıdır. Bu zonada, Kür-Araz ovalığında Yuxarı Şirvan və Yuxarı Qarabağ kanalları, Xəzərin sahilləri boyu Samur-Abşeron kanalı keçir. Ərazidən axan çayların və suvarma kanallarının suyundan istifadə edilməsi əsasında kənd təsərrüfatı məhsullarının becərilməsi burada kənd məskunlaşmasının inkişafına səbəb olur. Nəticədə iri kənd yaşayış məntəqələri yaranır. Kür-Araz ovalığında pambıqçılığın inkişafı, əhalinin yüksək təbii artımı, miqrasiyanın aşağı olması nəticəsində böyük kəndlər formalaşmışdır. Məhz buna görə Aran iqtisadi rayonunda əhalinin 55,4%-i və ya 565218 nəfəri burada cəmləşib. Kəndlər, əsasən, Kür və Araz çayları, Yuxarı Qarabağ kanalları boyu yerləşir.

Abşeron iqtisadi rayonunda bu arealda kənd əhalisinin əsas hissəsi (71%) cəmlənsə də, onların sayı azdır. Yuxarı Qarabağda isə Tərtər, Ağdam, Füzuli rayonlarının kənd əhalisinin 3⁄4-ü buranın payına düşür. Quba-Xaçmaz iqtisadi rayonunda kənd əhalisinin 36,6%-i (111418 nəfəri), Aşağı Şirvan və Lənkəran-Astarada 22-28%-i 0-200 m horizontallar arasında cəmlənir. Bu iqtisadi rayonların ərazisi, əsasən, dağlardan ibarət olsa da, arealda yaşamaq və təsərrüfat fəaliyyəti aparmaq əlverişlidir. Quba-Xaçmaz və Lənkəran-Astarada bu areallar kənd əhalisinin sayına görə birinci yeri tutur. Şəki-Zaqatala və Gəncə-Qazax iqtisadi rayonlarında kənd əhalisinin az bir hissəsi 0-200 m-lik areala daxildir.

Respublikanın Goranboy və Ağsu şəhərləri 100-200 m hündürlüyə malik olan horizontallar arasındadır. Areala daxil olan şəhərlərin bir qrupu əlverişli coğrafi mövqeyinə görə inkişaf edir, digər qrupu yeraltı və yerüstü sərvətlərin istifadə edilməsi əsasında formalaşır. Lakin bütün şəhərlərin təsərrüfat strukturunda kənd təsərrüfatı məhsullarının emalı, əhaliyə sosial-mədəni xidmət göstərən müəssisələrin fəaliyyəti mühüm yer tutur. Quba-Xaçmaz və Aran iqtisadi rayonlarında şəhər əhalisinin yarısından çoxu 200 m-ə qədər hündürlükdə məskunlaşır. Quba-Xaçmazda arealda əhalinin sayı az olsa da, xüsusi çəkisi yüksəkdir (66,1%). Burada iqtisadi rayonun Siyəzən, Dəvəçi, Xaçmaz və Xudat şəhərləri yerləşir.

2-ci cədvəl

Yaşayış məntəqələrinin yüksəklik qurşaqları üzrə yerləşməsi

Hündürlük arealı	Bütün məntəqələr		Şəhərlər		Kəndlər		Əhalinin sıxlığı, nəfər/kv.km		Kəndlərdə əhalinin orta sayı, nəfər
	sayı	%	sayı	%	sayı	%	Ümumi	Kənd	
-28-0	570	15,8	52	28,4	518	15,1	173,2	46,1	1387
1-200	1099	30,5	69	37,7	1030	30,1	103,6	53,0	1063
201-500	615	17,1	25	13,7	590	17,1	121,0	69,7	1270
501-1000	708	19,7	21	11,5	691	20,4	82,3	59,2	883
1001-1500	404	11,2	12	6,6	392	11,5	31,7	27,1	588
1501-2000	195	5,4	3	1,6	192	5,6	17,8	17,3	412
2000-dən yuxarı	8	0,3	1	0,5	7	0,2	0,8	0,7	406
Cəmi	3603	100,0	183	100,0	3457	100,0	98,8	46,9	1008

Qruplaşmada yalnız əhali yaşayan yaşayış məntəqələri verilir. Belə ki, işğal edilmiş ərazilərdə 853 (Kəlbəcər-Laçında 440 kənd, Yuxarı Qarabağda 413 kənd) yaşayış məntəqəsi vardır. Bakı şəhəri ərazi dairəsində 11 qəsəbənin əhalisi verilmir. Quba-Xaçmaz iqtisadi rayonunda 4 kəndin, Lənkəran-Astarada 1 kəndin, Şəki-Zaqatalada 8 kəndin, Abşeronda 2 kəndin, Gəncə-Qazaxda 4 kəndin, Dağlıq Şirvanda 3 kəndin, Aran iqtisadi rayonunda 4 kəndin (cəmi 26 kənd) əhalisinin sayı göstərilmir. Beləliklə, ölkənin 3420 kəndində daimi əhali vardır, 890 kənddə əhali yaşamır. Ümumilikdə, respublikada 4310 kənd yaşayış məntəqəsi vardır.

İşğal edilmiş ərazilərdə 12 şəhər, 6 şəhər tipli qəsəbə vardır. Onlarla birlikdə ölkədə 201 şəhər yaşayış məntəqəsi vardır. Əhalisi olmayan 908 yaşayış məntəqəsi (890 kənd, 18 şəhər) ilə birlikdə Azərbaycanda 4511 yaşayış məntəqəsi qeydə alınmışdır.

3-cü cədvəl

İqtisadi rayonlarda kənd əhalisinin yüksəklik qurşaqları üzrə yerləşməsi, faizlə

Hündürlük arealı	Abşeron	Quba-Xaçmaz	Şəki-Zaqatala	Dağlıq Şirvan	Aran	Gəncə-Qazax	Yuxarı Qarabağ	Lənkəran-Astara	Naxçıvan
-26,5-0	-	4,7	-	-	43,5	0,1	-	46,0	-
1-200	71,0	36,6	8,9	22,7	55,4	8,0	75,3	28,6	-
201-500	18,6	21,8	59,5	10,5	1,1	58,7	24,7	5,9	
501-1000	10,0	27,4		58,1	-	10,5	-	13,2	68,1
1001-1500	0,4	6,8	4,3	7,9	-	16,3	-	4,2	23,0
1501-2000	-	1,9	0,1	0,8	-	6,3	-	2,1	8,9
2000-dən yuxarı	-	0,8	-	-	-	0,1	-	-	-
Cəmi	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Ərazisi işğal edilmiş Kəlbəcər-Laçın iqtisadi rayonuna aid olan inzibati rayonlarda 440 kənd yaşayış məntəqəsi vardır. Onlarda 159060 nəfər kənd əhalisi qeydə alınmışdır. Yuxarı Qarabağ iqtisadi rayonunun işğal edilmiş ərazilərində 413 kənd yaşayış məntəqəsi vardır. Onlara aid 254679 nəfər kənd əhalisi olduğu göstərilir.

Aran iqtisadi rayonunda isə şəhər əhalisinin mütləq sayı 353685 nəfərdir. Buna səbəb iqtisadi rayonun iri sənaye mərkəzlərinin zolağa daxil olmasıdır. Onlara Mingəçevir, Yevlax, Ağcabədi, Ağdaş, Beyləqan, Bərdə, Biləsuvar, Ucar, Göyçay, Kürdəmir şəhərləri aiddir. 0-200 m mütləq hündürlüyə malik olan ərazilərdə Lənkəran-Astara iqtisadi rayonunda Cəlilabad, Göytəpə, Masallı şəhərləri yerləşir. Lənkəran-Astara iqtisadi rayonunda 39,4% şəhər əhalisi, Abşeron və Dağlıq Şirvan iqtisadi rayonlarında 23-24% şəhər əhalisi 200 m-ə qədər yüksəklikdə məskunlaşır. Bu iqtisadi rayonlarda düzən relyefin üstünlük təşkil etməsi, əlverişli coğrafi mövqe şəhər əhalisinin aşağı zonalarda cəmlənməsinə səbəb olur.

200-500 m mütləq hündürlüyə malik olan ərazilər (13423 kv.km) respublikanın 15,5%-ni əhatə edir. Areal Böyük Qafqaz dağlarının ətəklərində haşiyə əmələ gətirir. Qusar maili düzənliyi, Qobustan alçaq dağlığının bir hissəsi, Qanıx-Əyriçay vadisi, Acınohur düzü, Şirvan düzünün şimal hissələri 200-500 m mütləq hündürlüyü olan ərazilərə aiddir.

Böyük Qafqaz vilayətində yerləşən Quba-Xaçmaz və Şəki-Zaqatala iqtisadi rayonlarında bu arealda şəhər əhalisi vardır. Şəki şəhərinin zonaya daxil olması ilə əlaqədar iqtisadi rayonda şəhər əhalisinin 75,9%-i 200 m-dən 500 m-ə qədər yüksəklikdə cəmlənir. Bu yüksəkliyə daxil olan Qanıx-Əyriçay vadisi kənd əhalisinin əsas məskunlaşma arealı olduğu üçün burada əhalinin 59,5%-i yaşayır. Belə ki, iqtisadi rayonda yalnız bu məntəqələrdə kənd təsərrüfatı məhsullarının becərilməsi, əhalinin yaşayışı, infrastruktur sahələrinin inkişafı üçün əlverişli təbii-iqlim-torpaq şəraiti vardır. Quba-Xaçmaz və Abşeron iqtisadi rayonlarında kənd əhalisinin 18-22%-i 500 m-ə qədər yüksəklikdə yaşayır.

Ceyrançölün əsas hissəsi də 200-500 m hündürlüyə malikdir. Lakin areal kəskin parçalanmışdır, quru çay dərələri, alçaq tirələr, yaylalar, dağarası çökəkliklər çoxdur. Eyni zamanda, quru iqlim şəraiti mənimsənilmə üçün əlverişli deyildir. Ona görə daimi kənd məskənləri yoxdur. Buradan qışlaq kimi istifadə edilir və heyvandarlıqda müəyyən əhəmiyyətə malikdir.

Gəncə-Qazax maili düzənliyi 200-400 m hündürlüyə malikdir. Qarabağ düzənliyini əhatə edən 200-500 m-lik hündürlük arealı Araz çayının sahilləri boyu (Gəyən, İncə, Hərəmi düzləri) Mincivan qəsəbəsinə qədər uzanır, Həkəri və Bərgüşad çaylarının dərələri boyu yuxarı qalxır. Gəncə-Qazax iqtisadi rayonunda 200-500 m-lik yüksəklik qurşağı əhalinin məskunlaşdığı əsas arealdır. Gəncə şəhərinin bura daxil olması ilə əlaqədar iqtisadi rayonun şəhər əhalisinin 87,5%-i, kənd əhalisinin 58,7%-i burada toplanıb. Qarabağ düzündə kənd əhalisinin 25%-ə qədəri, eyni zamanda, Tərtər şəhəri və Şıxarx qəsəbəsi yerləşir. Lənkəran-Astara iqtisadi rayonunda 200-500 m arasında kənd əhalisinin xüsusi çəkisi aşağıdır.

Beləliklə, 200-500 m yüksəklikdə ölkənin ümumi əhalisinin 17,7%-i (1303955 nəfər), o cümlədən şəhər əhalisinin 14,3%-i, kənd əhalisinin 21,6%-i yaşayır. Ona görə bu zonada kənd əhalisinin mütləq sayı şəhər əhalisindən çoxdur. Zonada yerləşən yaşayış məntəqələrinin sayı, o cümlədən şəhər yaşayış məntəqələri üzrə nisbi göstəricilər də əhalinin sayına uyğundur, yəni bütün yaşayış məntəqələrinin 17,1%-i, şəhər yaşayış məntəqələrinin isə 13,7%-i 200-500 m hündürlükdə yerləşir.

Ümumilikdə 500 m-ə qədər yüksəklikdə ölkənin ümumi əhalisinin 83,6%-i, o cümlədən şəhər əhalisinin 92,7%-i, kənd əhalisinin 73,6%-i cəmlənmişdir, əhalinin və yaşayış məntəqələrinin bu zonada toplanması prosesi davam edir. 1979-cu ildə əhalinin 75,9%-i, o cümlədən kənd əhalisinin 61,2%-i areala daxil olmuşdur. Eyni zamanda, yaşayış məntəqələrinin sayına nisbətən əhalinin sayı daha sürətlə artır, yəni aşağı zonalarda kəndlərdə əhalinin sayı daha sürətlə artır. Yüksək qurşaqlarda yaşayış məntəqələrinin sayının azalması ilə yanaşı, mövcud kəndlərdə əhalinin sayı azalır.

500-1000 m mütləq hündürlüyə malik olan areal da ölkə ərazisinin 15,55%-ni tutur. Bu yüksəklikdən başlayaraq əhalinin sayı və ümumi əhali arasında xüsusi çəkisi azalır. Belə ki, 500 m-dən 1000 m-ə qədər yüksəklikdə əhalinin 11,5%-i, o cümlədən şəhər əhalisinin 6,2%-i, kənd əhalisinin 17,4%-i yaşayır. Kəndlərin sayı çox olduğuna görə ümumi yaşayış məntəqələrinin sayı və areallar arasında onların xüsusi çəkisi (19,7%) də yüksəkdir. 1979-cu ildə yaşayış məntəqələrinin 17,8%-i, əhalinin 17%-i, o cümlədən kənd əhalisinin 26%-i bu arealda olmuşdur. 1979-cu ildən keçən müddət ərzində bu horizontallar arasında əhalinin sayı və kənd əhalisinin sayı kəskin azalmışdır. Bu ərazilər Böyük Qafqazın şimal-şərq yamaclarında olan Qusar maili düzənliyində, Şamaxı, Qobustan, İsmayıllıda geniş əraziləri tutur. Baş Qafqaz silsiləsi ilə Qanıx-Əyriçay çökəkliyi arasında da 500 m-dən 1000 m-ə qədər zolaq yerləşir.

4-cü cədvəl

İqtisadi rayonlarda şəhər əhalisinin yüksəklik qurşaqları üzrə yerləşməsi, faizlə

Hündürlük arealı	Abşeron	Quba-Xaçmaz	Şəki-Zaqatala	Dağlıq Şirvan	Aran	Gəncə-Qazax	Yuxarı Qarabağ	Lənkəran-Astara	Naxçıvan
-26,5-0	76,5	1,7	-	-	41,6	-	-	54,4	-
1-200	23,4	66,1	1,3	23,7	58,4	2,5	11,0	39,4	-
201-500	-	1,4	75,9	-	-	87,5	89,0	-	-
501-1000	0,04	29,7		73,4	-	5,7	-	2,2	90,3
1001-1500	0,1	1,1	-	2,9	-	3,9	-	4,0	9,6
1501-2000	-	-	-	-	-	0,4	-	-	-
2000-dən yuxarı	-	-	-	-	-	-	-	-	0,1
Cəmi	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Cədvəldə verilmiş qruplaşmaya işğal edilmiş ərazilərdə olan yaşayış məntəqələri və onların əhalisi kimi qeydiyyatda olanlar daxil deyil. Yuxarı Qarabağ iqtisadi rayonunda işğal edilmiş ərazilərdə 8 şəhər (Xankəndi, Ağdam, Cəbrayıl, Füzuli, Ağdərə, Xocalı, Xocavənd, Şuşa), 4 şəhər tipli qəsəbə (Kərkicahan, Əsgəran, Qırmızı Bazar, Hadrut) vardır. Bu yaşayış məntəqələrinin əhalisinin sayı 157522 nəfərdir. İqtisadi rayon üzrə cəmi 177769 nəfər şəhər əhalisi qeydə alınmışdır. Kəlbəcər-Laçın iqtisadi rayonunda isə 4 şəhər (Kəlbəcər, Qubadlı, Laçın, Zəngilan), 2 şəhər tipli qəsəbə (İstisu, Mincivan) vardır. Onların əhalisi kimi 38598 nəfər qeydə alınmışdır.

500-1000 m yüksəklikdə Xızı rayonu üzrə 7 kənd vardır. Bu zonada Quba-Xaçmaz və Şəki-Zaqatala iqtisadi rayonlarında kənd əhalisinin 27%-indən çoxu məskunlaşır. Lakin Şəki-Zaqatalada onların mütləq sayı 106,0 min nəfərə çatır. Areal Dağlıq Şirvanda geniş sahə tutduğundan kənd əhalisinin 58,1%-i burada toplanıb. Şəhər əhalisi üzrə bu göstərici daha yüksəkdir (73,4%). Belə ki, Şamaxı, İsmayıllı şəhərləri, Mərəzə, Mədrəsə və Sabir qəsəbələri təhlil edilən arealda yerləşir. Quba-Xaçmaz və Şəki-Zaqatala iqtisadi rayonlarında şəhər əhalisinin toplanması kənd əhalisinin göstəricilərinə uyğundur. Quba, Qusar şəhərləri, Fətəlixan qəsəbəsi, Qax, Qəbələ, Oğuz şəhərləri bu yüksəklik zolağına daxildir.

Kiçik Qafqazda 500-1000 m hündürlüyü olan sahələr Gəncə-Qazax və Qarabağ düzlərindən dağlara tərəf yüksələn maili düzənliklər və dağətəyi zonaları tutur. Bu areal Tərtər, Qarqar, Xaçın, Həkəri, Zəyəm, Şəmkir, Qoşqar çaylarının dərələri boyu yuxarıya doğru uzanır. Məhz bu ərazilər kənd və şəhər məntəqələrinin cəmləşdiyi sahələrdir. Dağlarda məskunlaşma üçün əlverişli zonalar çayların dərələrində, çayların dağlardan düzənliyə çıxdığı gətirmə konuslarında yerləşir. Kiçik Qafqazda bu ərazilərin çox hissəsi işğal altındadır. Odur ki, əhali əsasən Gəncə-Qazax iqtisadi rayonunda məskunlaşır. İqtisadi rayonun kənd əhalisinin 10%-i (61898 nəfər), şəhər əhalisinin 5,7%-i bu zonada toplanıb. Arealda Goranboy və Xanlar şəhərləri yerləşir.

Naxçıvan MR-də 600 m-dən 1000 m-ə qədər hündürlüyə malik olan areal Arazboyu düzənliklərdən dağlara doğru yüksələn sahədə yerləşir. Areal Naxçıvan, Əlincə, Gilan çaylarının dərələri boyu dağlara tərəf irəliləyir. Bu ərazilərdə kəskin parçalanmış arid-denudasiya relyef formaları üstünlük təşkil edir. Lakin MR-də əhalinin əsas hissəsi burada məskunlaşır. Araz çayı və digər iri çayların sahillərində iri kəndlər vardır. Kənd əhalisinin 68,1%-i, şəhər əhalisinin 90,3%-i bu arealın payına düşür. Belə ki, Naxçıvan şəhəri ilə yanaşı, Culfa, Ordubad şəhərləri, Babək qəsəbəsi də bu yüksəklikdə yerləşir.

Talış dağlarında 500-1000 m-lik hündürlük arealına Burovar və Dizdoni silsilələri, onların ətraf sahələri daxildir. Burada Viləşçay hövzəsində Yardımlı çökəkliyi yerləşir. Şəhər əhalisinin az bir hissəsi (Yardımlı qəsəbəsi), kənd əhalisinin xeyli hissəsi (13,2%-i və ya 74678 nəfər) bu ərazinin payına düşür.

1000 m-dən 2000 m-ə qədər mütləq hündürlüyə malik olan olan ərazilər orta dağlıq zona hesab edilir. Burada şəhər və kəndlərin salınması, müxtəlif istiqamətli təsərrüfat işlərinin aparılması üçün geniş sahələrdə əlverişli relyef şəraiti vardır. Arealın iqlim şəraiti də məskunlaşmaya imkan verir. Dağlardan başlanan çayların çoxu bu ərazilərdən keçdiyinə görə onu parçalayır və dərin dərələr yaradır. Ərazidə relyefin meyilliyi də yüksəkdir. Bu yüksəklikdən başlayaraq həm yaşayış məntəqələrinin sayı, həm də əhalinin sayı kəskin azalır. Şəhər əhalisinin sayı daha aşağı göstəricilərə makildir. Ölkənin ümumi ərazisinin 12%-i 1000-1500 m hündürlüyə, 7,5%-i 1500-2000 m yüksəkliyə daxildir. Əhalinin payı bu areallarda müvafiq olaraq 3,7% və 1,1%-dir. Kənd əhalisinin mütləq sayı və əhali arasında xüsusi çəkisi nisbətən yüksəkdir. 1000-1500 m-lik arealda kənd əhalisinin 6,6%-i, 1500-2000 m arasında isə 2,3%-i məskunlaşmışdır. Yaşayış məntəqələrinin sayı 1000-1500 m-də 400-dən çoxdur, onların çoxu kəndlərin payına düşür. Sonrakı arealda onların sayı iki dəfə azdır. Ölkə üzrə 1500-2000 m arasında cəmi 3 qəsəbə (Yuxarı Daşkəsən, Yuxarı Ağcakənd və Hacıkənd) yerləşir.

Böyük Qafqaz dağlarında bu areal həm şimal-şərq, həm də cənub hissələrdə Baş Qafqaz və yan silsilələrinin yamaclarında, Qızmeydan, Taxtayaylaq yaylalarında yerləşir. Burada kənd əhalisinin 4-8%-i yaşayır. Böyük Qafqazda 1000-1500 m hündürlükdə Yerfi-Qonaqkənd, Xaltan, Lahıc çökəklikləri, Kiçik Qafqazda Başkənd, Qalakənd, Xoşbulaq, Sərsəng çökəklikləri yerləşir. Öyrənilən ərazilərdə günəş enerjisinin kifayət qədər olması, yağıntıların miqdarı, yüksək məhsuldarlığa malik qəhvəyi dağ-meşə və qonur dağ-meşə torpaqları dəmyə şəraitində kənd təsərrüfatı bitkiləri becərilməsinə imkan verir. Ərazidə taxıl, kartof, meyvə-tərəvəz yetişdirilir, ölkənin mühüm heyvandarlıq zonalarından biri kimi formalaşır. Regionda olan mineral bulaqlar, iqlim-balneoloji şərait kurort-istirahət zonalarının yaradılması üçün əlverişlidir.

Kiçik Qafqazda dağların bütün yamacları 1000 m-dən 2000 m-ə qədər hündürlüyə malikdir. Bu ərazilərdə hamar sahələr (yaylalar) əsasən Qarabağ yaylasında geniş sahə tutur. Dağlararası çökəkliklər, çay dərələri, yamaclarda olan terraslar yaşayış məntəqələrinin salındığı əsas ərazilərdir. Gəncə-Qazaxda 1000-1500 m yüksəklikdə kənd əhalisinin 16,8%-i (100 min nəfərə qədər) toplanmışdır. Daha yüksək arealda əhalinin sayı kəskin azalır.

Talış dağlarının yüksək sahələri də 1000-2000 m hündürlüyə malikdir. Viləşçayın yuxarı hissələrində olan Dilman, Lənkərançayın hövzəsində yerləşən Qosməlyan çökəkliyində, dağların yamaclarında yaşayış məntəqələrinin yerləşməsi üçün əlverişli şərait vardır. Çaylar dağ silsilələrini bir-birindən ayırır və geniş çay dərələrini yaradır. Lakin burada kənd əhalisinin az bir hissəsi toplanmışdır.

Naxçıvan MR-də bu areal respublika üzrə kənd əhalisinin xüsusi çəkisinə görə qabaqcıl yer tutur. 1000-1500 m-də 59481 nəfər (23,0%), 1500-2000 m-də 22989 nəfər (8,9%) kənd əhalisi yaşayır. Eyni vəziyyət şəhər əhalisi arasında da müşahidə edilir.

Azərbaycanda 2000-3000 m hündürlüyü olan yüksək dağlıq zonalarda tektonik çökəkliklər, çay dərələri, yüksək meyilliyə malik olan ərazilər geniş sahə tutur (5600 kv.km və ya ölkə ərazisinin 6,5%-i). Lakin kəndlər çayların dərələrində, nisbətən hamar sahələrdə salınmışdır. Bu məntəqələrdə yaşayan əhali əsasən heyvandarlıqla məşğul olur. Lakin əlverişli yerlərdə istehlak üçün əkinçilik sahələri yerləşir. Hazırda yüksək dağlıq zonalarda yerləşən kəndlərin çoxu Quba rayonunun payına düşür. Ölkədə ən yüksəkdə olan kənd yaşayış məntəqəsi rayondakı Qalayxudat kəndidir. Mütləq hündürlük 2250 m-dir. 2000 m-dən yuxarıda Quba rayonunda daha 4 kənd vardır. Onlara Xınalıq (2049 m), Qrızdəhnə (2130 m), Dağüstü (2120) və Zeyıd (2050 m) kəndləri daxildir. Bu qrupa Tovuz rayonunda yerləşən Qardaş kəndi də (2100 m) aiddir. Ordubad rayonunda Urmis (2100 m) və Ağdərə (2200 m) kəndləri yüksək dağlıq sahələrdə yerləşsə də, birincidə əhali yaşamır, ikincisi yaşayış məntəqələri siyahısından çıxarılmışdır. Rayonda olan Parağaçay qəsəbəsinin yerləşdiyi mütləq hündürlük 2320 m-dir. 103 nəfər əhalisi olan qəsəbə ölkədə ən yüksəkdə yerləşən yaşayış məntəqəsidir. Ümumiyyətlə, 2000 m-dən yuxarıda olan 8 yaşayış məntəqəsində 2945 nəfər əhali yaşayır. 1979-cu ildə bu zonada 20 yaşayış məntəqəsində 9,7 min nəfər, o cümlədən 8,8 min nəfər kənd əhalisi yaşamışdır. Demək olar ki, keçən müddət ərzində bu göstəricilər 3 dəfə azalmışdır.

Ölkənin 1%-ni (860 kv.km) hündürlüyü 3000 m-dən yuxarıda olan sahələr tutur. Bu ərazilərdə soyuq iqlim hakimdir, yüksək dağlıq zonalar kəskin parçalanmışdır, dik sıldırım yamaclar geniş sahə tutur. Məskunlaşma üçün heç bir şərait yoxdur.

Əhalinin yüksəklik qurşaqları üzrə paylanmasının təhlilinə əsasən aşağıdakı nəticələrə gəlmək olar:

- respublikada əhalinin yüksəklik qurşaqları üzrə yerləşməsində kəskin fərqlər vardır. Düzən relyef, su ehtiyatlarının kifayət qədər olması, ilin çox hissəsində əlverişli iqlim şəraiti və bol günəş enerjisi, tarixən məskunlaşma okean səviyyəsindən aşağı olan ərazilərdə və 0-200 metr hündürlüyə malik olan areallarda əhalinin çox hissəsinin cəmlənməsinə şərait yaratmışdır. Ölkənin yaşayış məntəqələrinin 46,3%-i, əhalisinin isə 65,9%-i bu areallarda yaşayır;

- kənd təsərrüfatı bitkilərinin becərilməsinin yalnız suvarma şəraitində mümkün olması, bu ehtiyatların əsasən düzən və dağətəyi zonalarda yerləşməsi, əməktutumlu pambıqçılıq, üzümçülük, meyvəçilik, tərəvəzçilik sahələrinin inkişaf etdirilməsi, əhalinin təbii artımının yüksək göstəriciləri Kür və Araz çayları boyu böyük məskunlaşma zolağı yaranmasına və iri kənd yaşayış məntəqələrinin formalaşmasına imkan vermişdir. Belə zolaqlar Alazan-Əyriçay vadisində, Samur-Dəvəçi və Lənkəran ovalıqlarında, Şərur-Ordubad düzlərində də vardır;

- ölkənin şəhər yaşayış məntəqələri əsasən dağətəyi zonalarda (Gəncə-Qazax, Şəki-Zaqatala, Lənkəran-Astara və Quba-Xaçmaz), iri su arteriyalarına yaxın və Xəzərin sahillərində yerləşir. 500 m-ə qədər yüksəklikdə şəhər yaşayış məntəqələrinin 79,8%-i, şəhər əhalisinin 92,7%-i cəmləşmişdir. Bu ərazilərdə şəhərlərin genişlənməsi, infrastruktur sahələrinin yaradılması, şəhər təsərrüfatının fəaliyyəti üçün əlverişli şərait vardır;

- mütləq hündürlüyü 1000 m-dən çox olan ərazilərdə ümumi əhalinin 4,9%-i, o cümlədən kənd əhalisinin 9,0%-i yaşayır. Dağlarda relyef və iqlim şəraitinin əlverişsiz olması ilə yanaşı, bu ərazilərdə sosial-iqtisadi inkişaf üçün əsaslı tədbirlər görülmür, infrastruktur sahələri zəifdir, əhalinin istilik, işıq, qaz və su təminatı yarıtmaz vəziyyətdədir. Ona görə burada olan kəndlərdə əhalinin sayı azalır və ya artım zəif gedir. Dağlar tədricən məskunlaşma cəhətdən boşalır.

ƏDƏBIYYAT

Azərbaycan Respublikası əhalisinin 1999-cu il siyahıyaalmasının yekunları. 2000. DSK, Bakı.

BUDAQOV, B.Ə. 1988. Sovet Azərbaycanının təbiəti. Maarif, Bakı.

EMİNOV, Z.N. 2005. Azərbaycanın əhalisi. Çıraq, Bakı.

MÜSEYİBOV, M.A. 1998. Azərbaycanın fiziki coğrafiyası. Maarif, Bakı.

PİRİYEV, R.X. 1975. Kartoqrafiya. Bakı.

© Р.М.Мамедов, А.Г.Ханларов, 2006

ЭКОЛОГО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ ПРОЦЕССА ПЕРЕНОСА ШЛАМА И БУРОВОГО РАСТВОРА ПРИ СБРОСЕ НА ПОВЕРХНОСТЬ МОРЯ

Р.М.Мамедов[1], А.Г.Ханларов[2]

1 - Институт географии НАНА
AZ 1143, Баку, просп. Г.Джавида, 31
E-mail: ramiz.mamedov@geo.ab.az

2 - Бакинский филиал ООО ЛУКОЙЛ Волгоград НИПИ Морнефть

Разработана комплексная модель и проведено численное моделирование распространения выбуренной породы и бурового раствора для восьми вариантов сброса. По результатам моделирования в целом выяснено, что более тяжелые частицы бурового шлама быстро осаждаются, незначительно рассеиваясь на дне непосредственно над точкой сброса. Буровой шлам и раствор при моделировании разбивались на 6 фракций, отражающих плотностной состав смеси. Исследовано поведение каждой фракции, ее текущее положение в морской воде и интенсивность оседания на дно. Нерастворимые в воде барит и гель выведены в отдельные фракции для анализа их поведения в каждом случае.

ВВЕДЕНИЕ

Моделирование процессов диффузии и оседания выбуренного материала и бурового раствора в море имеет ряд сложностей, поскольку в состав этого материала входят различные фракции частиц с определенным разбросом их по размерам, весу и плотности. Для адекватного учета мультидисперсности материала в процессах его переноса требуется создание высокоразрешающих моделей переноса осаждающихся частиц в совокупности с гидродинамическими моделями, которые могли бы описывать сложную циркуляцию моря и движение частиц выбуренного материала.

При сбросе выбуренного материала на поверхность моря выявляются дополнительные особенности в распределении выбуренного материала в толще моря, связанные с тем, что в процессе оседания вещество проходит зоны с разными распределениями скорости и интенсивности турбулентной диффузии, их необходимо точно рассчитывать. При этом большую трудность в моделировании течений составляет правильный прогноз процессов адвективно-турбулентного переноса. Следует также отметить, что динамика приповерхностного и придонного слоя моря отличается своей сложностью и изменчивостью. Эти процессы можно прогнозировать только с помощью высокого класса моделей термогидродинамики, поэтому их выбору было уделено особое внимание.

Следует особо выделить так называемый придонный турбулентный пограничный слой, который образуется в результате взаимодействия придонного потока воды и шероховатости дна. Правильный учет динамики этого слоя определяет механизм и структуру области выбуренного материала.

Неадекватный учет динамики верхнего и придонного слоев, подмена его прямого моделирования введением полуэмпирических формул типа закона «3/4» или «Ричардсона–Обухова» в лучшем случае дают очень грубую картину зоны осаждения выбуренного материала, в большинстве случаев – просто неверное представление.

На рис.1 схематично показан пример распределения поля концентрации оседающего бурового раствора, выпускаемого с поверхности моря (Mineral management…, 2002). В силу, по-видимому, слишком упрощенного подхода к решению такой задачи, этот рисунок даже схематично ошибочно отражает распределение поля концентрации бурового раствора в придонном слое. Пунктирными линиями показано, как должен распределяться материал в придонном слое в случае, если

профиль течения соответствует тому, который представлен на рис.1. Следует отметить, что поле скорости течения определяется многими факторами, поэтому информацию о скорости течения можно получить только при модельных расчетах.

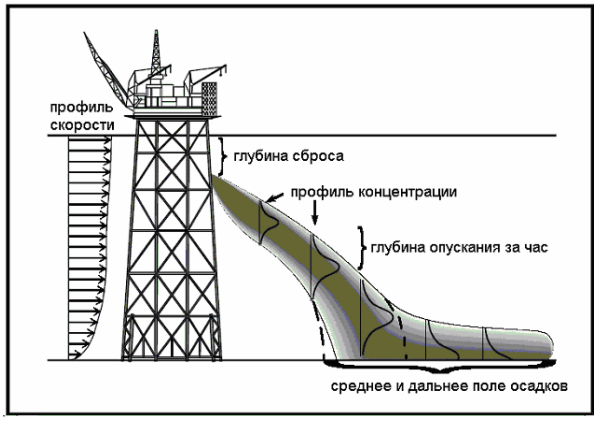


Рис. 1. Схематичное представление профиля скорости течения и осаждения бурового раствора, сбрасываемого в верхнем слое (Отчет MMS-02-008)

При описании совместного распространения выбуренного материала и бурового раствора будет выделяться несколько зон осаждения, соответствующих основным компонентам материала, отличающихся по плотности и размерам частиц. В основном, это три основные зоны осаждения:

ближняя зона, в которой осаждаются крупные, тяжелые фракции;

средняя зона, в которой осаждаются легкие компоненты выбуренного материала;

дальняя зона, в которой осаждаются легкие фракции бурового раствора.

В ближней и средней зонах количество осажденного материала велико, а при моделировании его переноса необходима информация об устройстве оборудования, характере бурения, литологическом разрезе пород в области бурения, характеристиках бурового материала и т.п.

В дальней зоне концентрации выбуренного материала значительно уменьшаются как за счет диффузии вещества, так и в результате осаждения тяжелых частиц на ранних стадиях процесса переноса. Обычно при моделировании предполагается, что перенос каждой из фракций осуществляется независимо от остальных, причем скорости горизонтального переноса всех фракций определяются лишь величиной скорости течения и интенсивностью турбулентности в рассматриваемом слое, т.е. такими процессами, как коагуляция, горизонтальный гидравлический эффект течения на частицы и трение, можно пренебречь, поскольку процесс осаждения тяжелых частиц довольно скоротечный. При моделировании, однако, учитывается, что скорости осаждения для различных частиц различны, поскольку они, как было указано выше, отличаются плотностями. В дальней зоне часто применяется адвективно-диффузионное приближение, связанное с пренебрежением динамическими и инерционными эффектами относительного движения загрязняющих компонентов среды, а также со взаимодействием этих компонентов. Для мелких частиц бурового раствора существенным является процесс флоккуляции, который существенно замедляет процесс оседания легких мелких фракций. Об этом будет подробно описано ниже.

ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

Задачи были поставлены согласно (ОВОС при разведочном…, 2003). Был проведен ряд имитаций сброса шлама и бурового раствора в точке предполагаемого бурения скважины. Для двух случаев (100% и 50% сброса) комплексным методом моделирования течений и переноса частиц в море были проведены прогностические расчеты процесса диффузии и оседания шлама и бурового раствора в море. Предполагаемый график бурения скважины соответствует реальной ситуации.

В каждом из случаев рассматривается 4 подслучая для разных интервалов бурения под колонну: 16, 13 $^{3}/_{8}$, 9 $^{7}/_{8}$ и 7 дюймов, т.е. всего 8 численных экспериментов.

Условия бурения и объемы выбуренного материала. По условиям нашей задачи рассматриваются два варианта (100%-ный и 50%-ный) выбросов выбуренной породы и сопутствующего бурового раствора на поверхность моря. Ниже, в таблице 1, приводятся условия сброса материала.

Продолжительность строительства поисково-разведочной скважины (включая ее ликвидацию) – 188 дней. Расчеты проводились для среднеклиматических условий в зимний период до снижения концентрации в морской воде сбрасываемой выбуренной породы, содержащей буровой раствор ниже значения ПДК, который для бурового раствора в морской воде составляет величину порядка 0.25г/л.

Таблица 1

График сброса выбуренной буровой породы, содержащей буровой шлам

Интервал бурения под колонну, дюйм	Начало бурения интервала, дней	100% выброс			50% выброс		
		Объем сбрасываемой выбуренной породы, содержащей буровой раствор, куб.м	Продолжительность сброса, сут.	Скорость сброса, куб.м в час.	Объем сбрасываемой выбуренной породы, содержащей буровой раствор, куб.м	Продолжительность сброса, сут.	Скорость сброса, куб.м в час.
16”	26	191	1,9	4,19	96	1,9	2,11
13 $^{3}/_{8}$”	45	65	0,8	3,39	33	0,8	1,72
9 $^{7}/_{8}$”	62	126	5,0	1,05	63	5,0	0,53
7”	103	44	10,4	0,18	22	10,4	0,09

ХАРАТЕРИСТИКИ ВЫБУРЕННОГО ШЛАМА

В процессе буровых работ на платформе образуются отработанные буровые растворы (ОБР), повторное использование которых в циркуляционной системе уже невозможно, а также буровой шлам (БШ), который представляет собой раздробленную породу со средней плотностью 1,9 т/м^3, слагающую геологический разрез скважины.

Буровой шлам. Гранулометрический, минералогический и химический состав шлама может сильно изменяться в зависимости от типа горных работ, от режима бурения, породоразрушающего инструмента, рецептуры бурового раствора, а также технологии и оборудования для отделения и очистки шлама. Различные системы для сепарации твердой фазы из буровых растворов обычно позволяют отделять частицы взвеси размером более 10-70 мкм. По сравнению с твердой фазой буровых растворов в шламах, как правило, присутствуют более грубые и более крупные частицы минералов и горных пород с размерами иногда до нескольких сантиметров.

Буровые растворы на водной основе. Буровые растворы этого типа являются в настоящее время наиболее предпочтительными в экологическом плане. Их используют сейчас повсеместно при выполнении буровых работ на морском шельфе. Такого рода растворы готовятся на морской или пресной воде (до 90 %) и представляют собой густую коллоидальную суспензию специальной глины обычно монтмориллонитового типа (бентонит, до 10 %) с добавкой барита (до 20 %), каустической соды и других солей и реагентов. Ассортимент современных химических средств, используемых для приготовления буровых растворов, насчитывает сотни наименований, однако в практике буровых работ обычно используют не более 10-20 реагентов.

Параметры и компонентный состав шлама и бурового раствора нами взяты из (ОВОС при разведочном…, 2003) . Этот состав обычно меняется в зависимости от глубины бурения. Это также учитывается при моделировании.

Скорость оседания выбуренного материала. Эта характеристика является основной при моделировании процесса осадкообразования бурового шлама в районе бурения скважины. В зависимости от плотности и размеров частиц шлама наряду с горизонтальным переносом частиц идет опускание частиц. Для частиц с размерами более 1 мм скорость - оседания довольно значительна, более 10 см/с. Это значит, что такие частицы в процессе бурения и их сброса будут распределяться вокруг скважины и только мелкие частицы будут переноситься течением на достаточно удаленное расстояние.

Аналитический график, представленный на рис.2, дает непрерывную зависимость скорости оседания от размера частицы. Однако в процессе бурения образуются частицы с определенными преимущественными размерами в зависимости от геологической

структуры пород и методов бурения. Так, для Каспийского моря характерен свой состав размеров частиц выбуренной породы. Распределение размеров частиц, их процентное соотношение и соответствующая скорость оседания представлены в таблице 2.

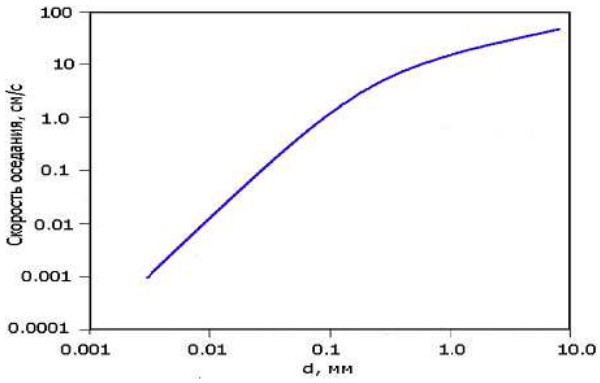


Рис. 2. Зависимость скорости Стоксового оседания частиц от их размера

Из табл. 2 видно, что основную долю в шламе занимают частицы крупных размеров, у которых скорость оседания значительна. Мелкая фракция представлена частицами размерами порядка 70 микрон. Эти частицы появляются в основном в результате бурения глинистых пород. В процентном отношении такие частицы составляют порядка 10% от общей массы.

Эти характеристики частиц использовались при моделировании осадкообразования в районе бурения.

Таблица 2

Характеристики частиц шлама

Номинальный размер частиц (микрон)	Удельный вес (г/см^3)	Процент от общей массы	Скорость оседания (м/с)
12500	2.5	85	0.72
9625	2.5	1.25	0.63
6750	2.5	1.25	0.52
3875	2.5	1.25	0.41
1000	2.5	1.25	0.23
74	3.0	10	0.003

Размеры частиц в буровых растворах. Состав фракций бурового раствора дан в табл. 2. На рис.3 показано распределение размеров частиц в буровом растворе. Основные размеры лежат в области 2-6 мкм. Барит представлен более крупными частицами с размерами от 20 до 40 мкм. Следует заметить, что само количество барита, как следует из табл. 2, меняется в зависимости от глубины прохождения.

Как известно, скорость оседания частиц вещества в воде зависит от размеров и разности плотностей воды и частицы и определяется законом, приведенным на рис.3. Зная эти параметры, можно оценить скорости оседания частиц. Например, для частицы диаметром 0.005 см и плотностью 4.5 г/см^3 скорость оседания будет порядка 0.5 см/с. Это соответствует закону Стокса. Однако в природе все намного сложнее. Лабораторные опыты показывают, что глинистые вещества образуют агрегаты, скорость которых в 1000 раз меньше, чем по закону Стокса. Это явление учитывалось при моделировании распространения компонентов выбуренного материала и бурового раствора.

ИНИЦИАЛИЗАЦИЯ МОДЕЛИ

Для моделирования течений и переноса частиц выбуренного материала и бурового раствора применялась комплексная модель, состоящая из *гидродинамического блока* на основе Принстонской Модели циркуляции моря (Mellor, Yamada, 1982; Proctor et al., 1994), адаптированной для Каспийского моря, и *блока переноса* на основе метода Монте-Карло. Детальное описание основ этого подхода можно найти в работах авторов (Коротенко, Мамедов, 2001; Мамедов, 1999; Korotenko, Mamedov, 2004; Mamedov et al., 2002).

Основные параметры применяемой модели. Для расчетов использовались две модели: крупномасштабная, охватывающая все Каспийское море, и мелкомасштабная, охватывающая локальный район вокруг скважины. В модели циркуляции размеры сетки составляли по горизонтали для крупной сетки 6.4 × 9.7 км. Для расчетов на мелкой сетке пространственный шаг брался 500x500 м. По вертикали сетка была неравномерной для лучшего разрешения приповерхностного и придонного погранслоев. Шаг по времени был равен 1800 с для крупной сетки и 18 с - для мелкой. В модели переноса шаги по времени составляли 360с.

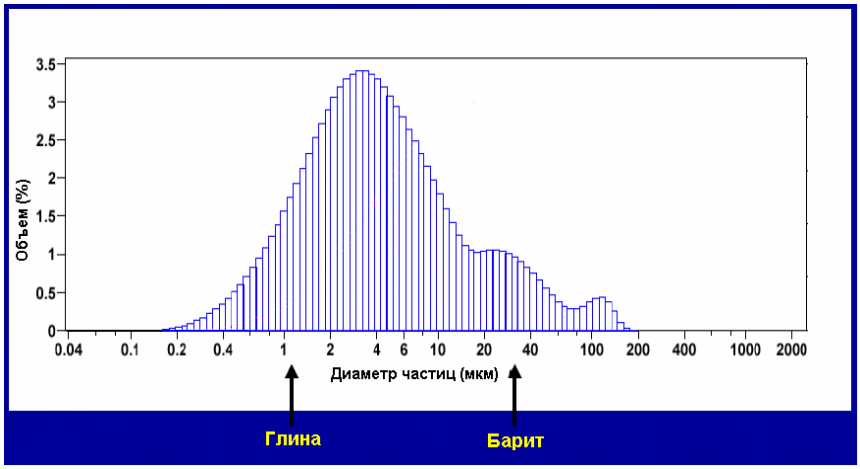


Рис. 3. Распределение размеров частиц в буровом растворе

Модельное представление смеси бурового шлама и бурового раствора. Буровой шлам и буровой раствор представляют собой смеси различных по физико-химическим свойствам веществ, и поэтому моделирование бурового раствора и шлама требует аккуратного представления их основных компонентов. В применяемой модели шлам и раствор представлялись в виде трех фракций каждый. Такое представление делалось на основе данных о составе породы и раствора, сбрасываемых при бурении. При этом выделялись следующие фракции: 1 – тяжелые компоненты шлама; 2 – средние компоненты шлама; 3 – легкие компоненты шлама; 4 – легкие растворимые компоненты бурового раствора; 5 – барит и 6 – гель. В соответствии с процентным составом каждый из компонентов менялся в зависимости от глубины бурения. В частности, учитывалось увеличение процентного содержания барита в растворе с глубиной. На основе удельной плотности и размера частиц (см. рис. 3) каждого из компонентов рассчитывалась скорость оседания. При этом размеры частиц в пределах их среднего размера задавались случайным разбросом по нормальному закону. Этим добивалось более натуральное представление частиц в смеси. На рис.4. представлено изображение графического вывода текущего положения частиц смеси при вычислении.

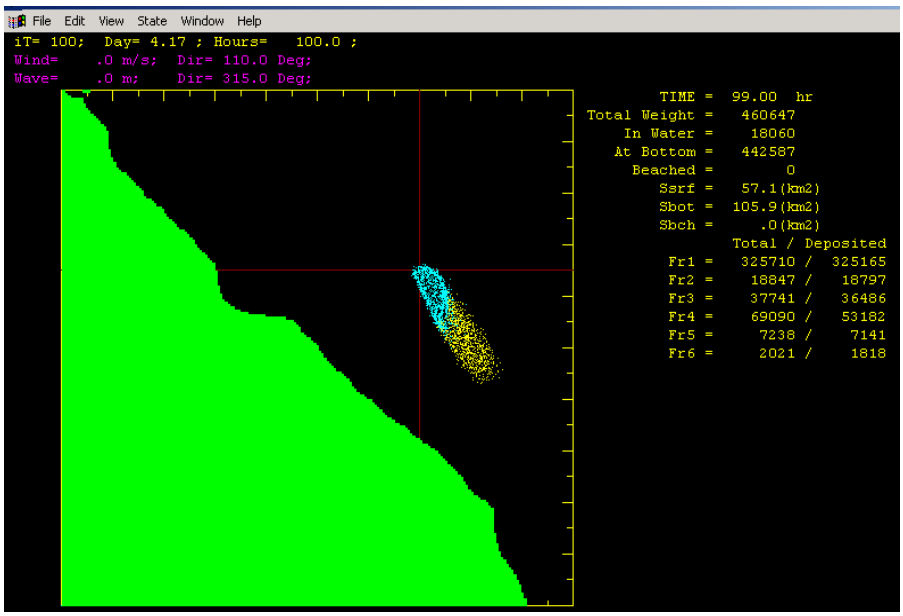


Рис. 4. Текущая интегральная позиция частиц в эксперименте 100%-16’’

Голубым цветом выводятся частицы, осевшие на дно, желтым - те, которые находятся в воде. На экран также выводится информация о текущем соотношении частиц в воде и в осадке, а также площадь, занимаемая частицами на поверхности, дне и берегу.

РЕЗУЛЬТАТЫ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Моделирование течений. Основу моделирования процессов переноса различных веществ в море составляет аккуратное моделирование поля скорости течений. Несмотря на то, что в случае сброса продуктов бурения следует ожидать быстрого осаждения основной тяжелой массы выбуренного материала, течение играет большую роль в его дисперсии в толще моря, в особенности легких фракций выбуренного материала и бурового раствора. В формировании осадконакопления материала и его распределении на дне большую роль будет играть также придонное течение. Поэтому точности расчета скорости течения в данной работе уделялось особое внимание. На рис.5. показана скорость течения на горизонте 335м в районе Дербентской впадины, рассчитанная с помощью мелкомасштабной модели для локального полигона в районе указанной впадины.

Видно, что в районе точки бурения на поверхности моря среднеклиматическое течение направлено на юго-восток вдоль берега, а на глубине течения имеют вид компенсационных противотечений, причем перенос на глубине идет в противоположном направлении, т.е. на север, северо-запад. Максимальных значений (около 0.1 м/с) это противотечение достигает на западном свале глубин. Более детальный анализ течений дан в работах Мамедова и Коротенко (Коротенко, Мамедов, 2001; Мамедов, 1999).

Результаты численного моделирования переноса выбуренного материала и сопутствующего бурового раствора. Расчеты проводились для 8-ми возможных случаев сброса бурового материала. При этом в каждом конкретном случае расчеты проводились до полного оседания бурового шлама и раствора на дно моря. Время расчета менялось от случая к случаю, что будет показано на примерах. По мере счета распределение частиц и соотношение числа (массы) осевших частиц к находящимся в воде контролировались на дисплее (рис.4). Результаты расчета (координаты частиц) затем представлялись в виде количества массы каждого из компонентов в таблицах и графиках. Ниже дан детальный анализ случая 100 %-ного выброса при диаметре колонны 16 дюймов.

Следует отметить, что при заданных мощностях выброса выбуренного материала и бурового раствора их концентрация даже в расчетной ячейке, где помещен источник, ниже ПДК, взятого из расчета 0.25 г/л. Поэтому этот критерий при расчетах не использовался, а моделирование, как было сказано выше, проводилось до полного оседания материала на дно.

Вариант 100%-16''. Согласно этому варианту, как и другим, обсуждаемым ниже, мощность источника и процентное соотношение фракций выбиралось по табл. 1. Как видно из рис. 4, генеральное направление распространения струи шлам-буровой раствор – юговосточное. При этом тяжелые фракции быстро оседают и образуют практически под точкой выброса шлама значительный слой. Легкие фракции до оседания успевают пройти определенное расстояние по течению. Турбулентная диффузия расширяет зону осаждения. Схематично процесс осадкообразования представлен на рис. 6.

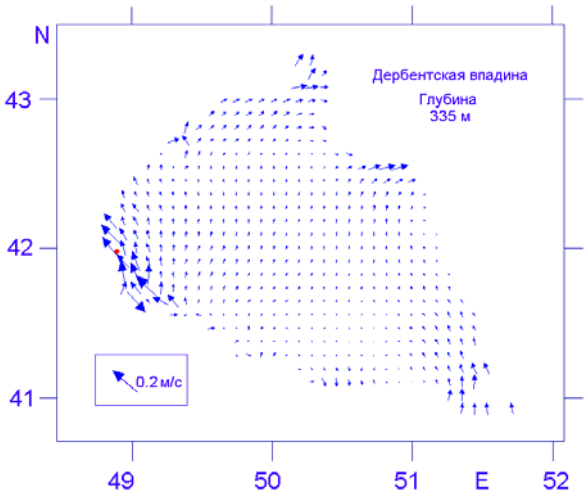


Рис. 5. Среднеклиматическое течение в Дербентской впадине на глубине 335 метров

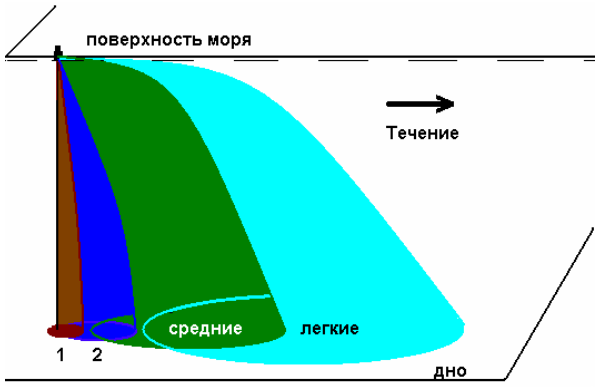


Рис. 6. Процесс образования зоны оседания шлама и бурового раствора

Рассмотрим процесс образования осадка в реальном сложном поле скорости течения. На рис.7 дано расчетное интегральное (т.е. частицы просуммированы по широте) распределение концентрации частиц шлама и бурового раствора как функции по глубине и долготе, C(x,z). Видна зона накопления тяжелых фракций и сформированная вертикальная структура поля концентрации, которая также свидетельствует о сепарации компонентов с различной плотностью и размерами.

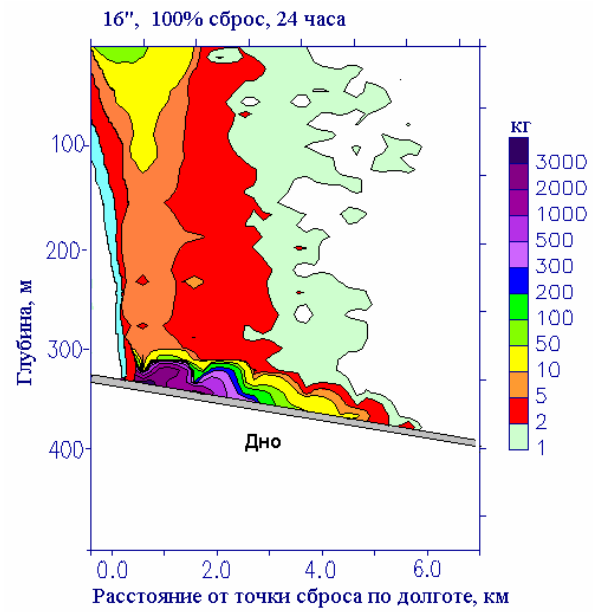


Рис. 7. Двумерное поле концентрации шлама и бурового раствора

Чтобы представить, как масса вещества распределяется в пространстве, в модели предусмотрен вариант просмотра трехмерного распределения частиц. На рис.8 представлены трехмерные распределения струи частиц шлама и бурового раствора. Разным цветом даны частицы в разных интервалах глубин. Видно, что в течение работы источника (19 дней) происходит мощное осадконакопление шлама на дне практически под точкой сброса. Для 36 часов, однако, уже заметно смещение легких частиц на юго-восток. Заметим, что на рисунке даны расстояния от источника, т.е. источник находится в точке (0,0).

Тяжелые фракции шлама быстро оседают (их скорость порядка 0.7 м/с – см. табл.2), поэтому сразу после прекращения сброса в воде остаются лишь легкие и средние по весу фракции, которые сносятся течением. Это видно на последовательных фазах для 72, 120 и 190 часов. Для этих времен видно также, что частицы оседают на наклонное дно: глубина увеличивается вдоль направления струи. Видно, что длина области осадкообразования к 190-ти часам более 20 км. Интересно также изменение площади, занимаемой шламом и буровым раствором. На рис. 9 показаны площадь дна под осадком, а также площадь поверхности, занятая шламом и буровым раствором.

Рис.9 показывает, что площадь дна под осадком растет со временем до насыщения (~ 150 км^2). При этом на этой кривой заметны участки наибольшего прироста площади, соответствующие времени оседания разных фракций. В отличие от площади осадка на дне, площадь на поверхности растет во время работы источника и падает до нуля после окончания его работы. Детальное изменение количества каждой фракции для рассматриваемого случая показано на рис.10.

ВЫВОДЫ

Разработана комплексная модель и проведено численное моделирование распространения выбуренной породы и бурового раствора для восьми вариантов сброса. Как показало моделирование, более тяжелые частицы буро-

вого шлама быстро осаждались, незначительно рассеиваясь на дне непосредственно над точкой сброса. Более легкие фракции относились среднеклиматическим течением на юго-восток и оседали на дне, образуя зону, вытянутую на юго-восток.

Буровой шлам и раствор при моделировании разбивались на 6 фракций, отражающих плотностной состав смеси. Исследовано поведение каждой фракции, ее текущее положение в морской воде и интенсивность оседания на дно. Учитывалось также изменение процентного состава смеси бурового раствора и шлама в зависимости от глубины бурения. Нерастворимые в воде баррит и гель выведены в отдельные фракции для анализа их поведения в каждом случае.

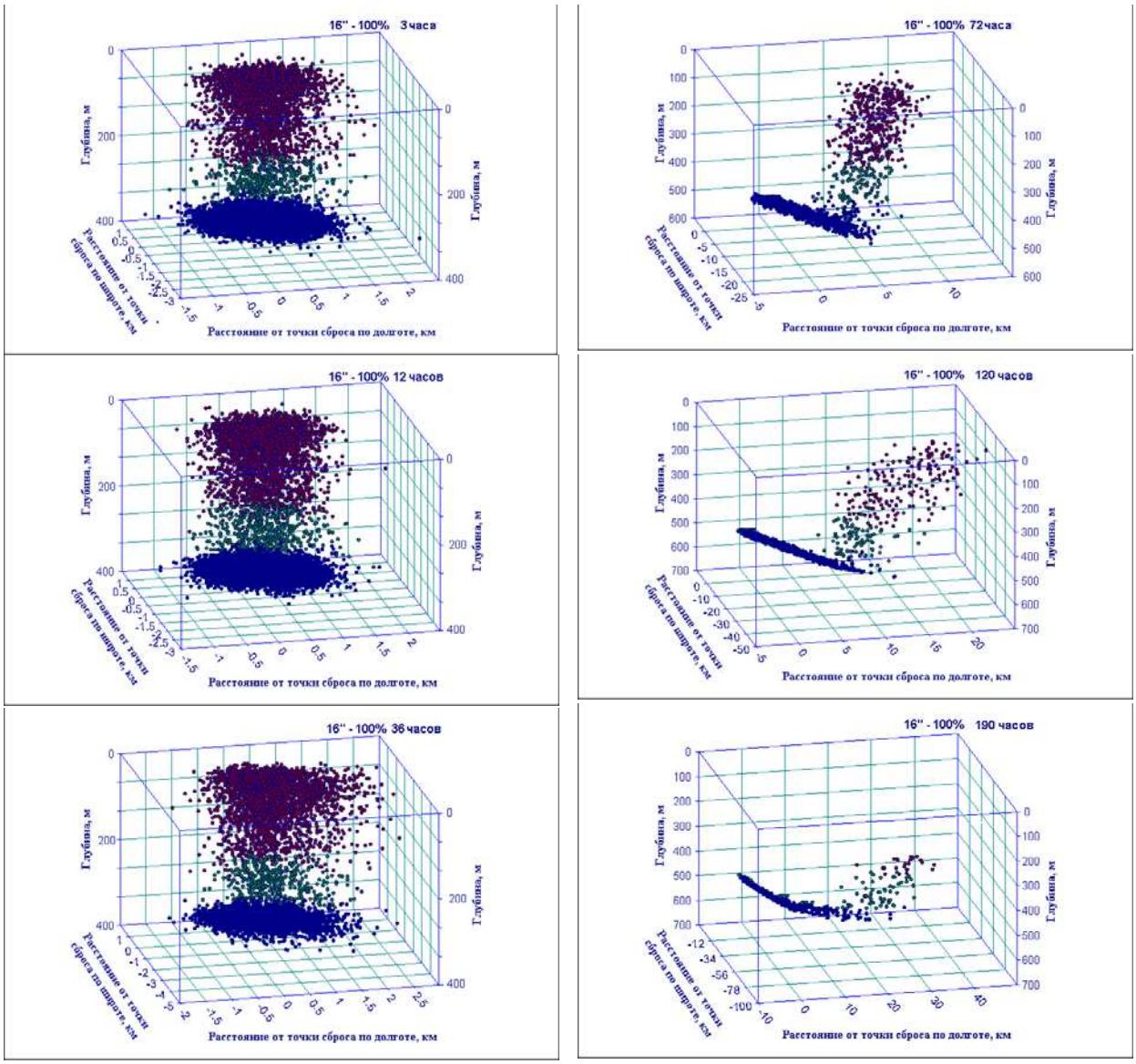


Рис. 8. Трехмерное поле концентрации шлама и бурового раствора. Для удобства разным цветом даны частицы в разных интервалах глубин: красный – 0-200м; зеленый – 200-300м; синий – 300-400м

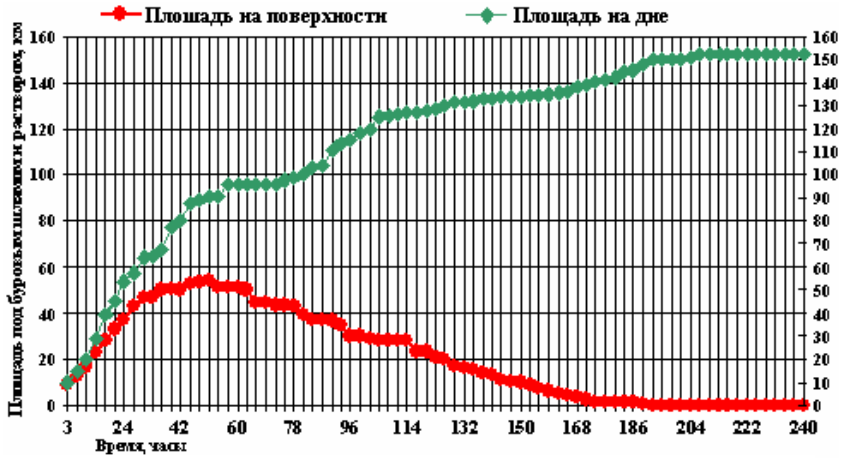


Рис. 9. Изменение во времени площади под буровым шламом и раствором; сброс - 100%, колонна - 16’’

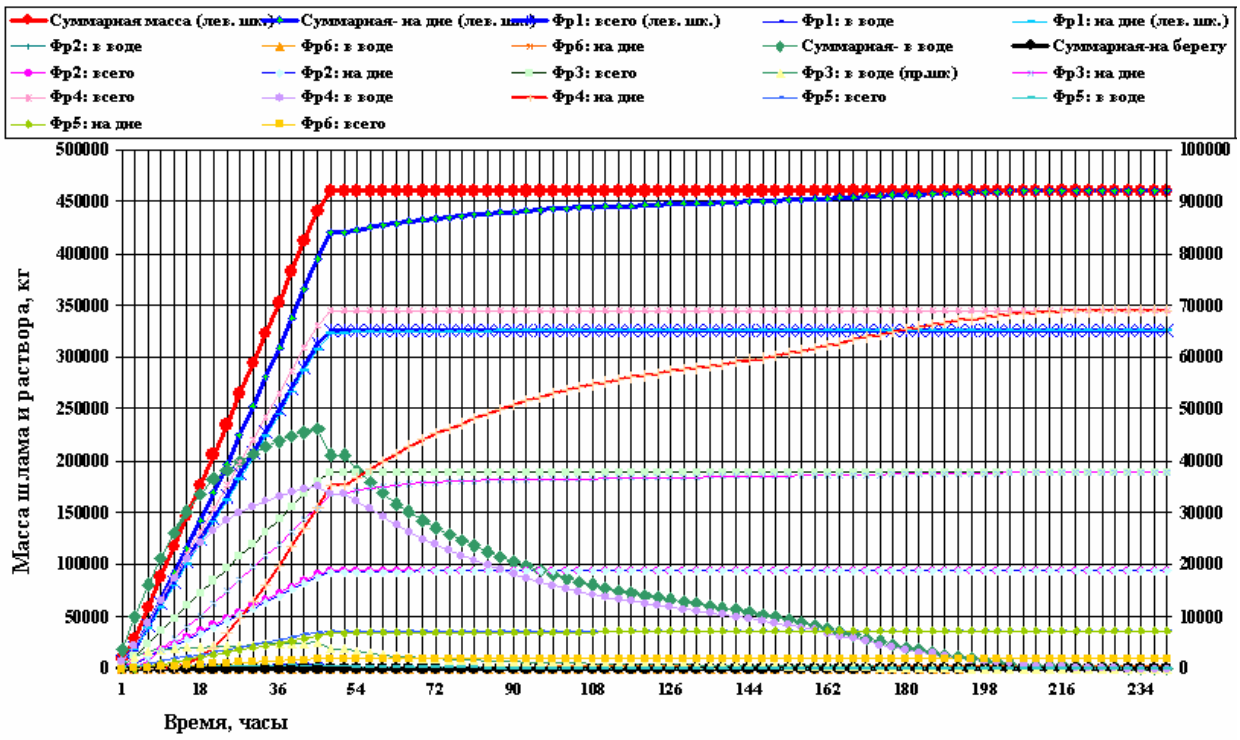


Рис. 10. Изменение во времени составляющих бурового шлама и бурового раствора (сброс- 100%, 16”)

Расчеты проводились максимально для 15 дней. За это время частицы всех фракций для всех восьми вариантов успевали осесть на дно. При заданных мощностях выброса выбуренного материала и бурового раствора их концентрация даже в расчетной ячейке, где помещен источник, ниже ПДК, взятого из расчета 0.25 г/л. Поэтому этот критерий при расчетах не использовался, а расчет проводился до полного оседания всех фракций. Наиболее длительный процесс оседания был для варианта (100%-7’’). Несмотря на относительно небольшое количество сбрасываемого материала, т.к. процесс сбрасывания продолжался 10.4 суток, полностью все фракции осели на дно за 14.8 часа.

Как показали расчеты, максимальная площадь загрязнения дна порядка 150 км^2, что

при максимальном количестве сброса (вариант 100%-$9^{7/8}$'') дает толщину слоя порядка 1 мм. Однако это средняя оценка для равномерно распределенного по площади материала. Следует ожидать более толстый слой у вертикали под источником, где оседает основная масса шлама. Здесь по оценкам может образоваться слой до 1 см и более.

ЛИТЕРАТУРА

КОРОТЕНКО, К.А., МАМЕДОВ, Р.М. 2001. Моделирование распространения нефтяных пятен в прибрежной зоне Каспийского моря. *Океанология,* 41, 1, 42 – 52.

МАМЕДОВ, Р.М. 1999. Моделирование процессов распространения аварийных разливов нефти в Каспийском море. *Известия НАН Азербайджана, Науки о Земле*, 3, 42-51.

ОВОС при разведочном бурении на перспективном Азербайджанском блоке В-222 в Каспийском море. 2003. Баку, 437.

DEARDORFF, J.W., WILLIS, G.E. 1975. A parametrization of diffusion in the mixed layer. *J. Applied. Meteorology,* 14, 8, 1451-1458.

KOROTENKO, K.A., MAMEDOV, R.M. 2004. Particle tracking method in the approach for prediction of oil slick transport in the sea: modelling oil pollution resulting from river input. *J. Marine Systems*, 48, 159-170.

MAMEDOV, R.M., KOROTENKO, K.A., MOOERS, C.N.K. 2002. Prediction of the transport and dispersal of oil in the South Caspian Sea resulting from blowouts. *J., Environ. Fluid Mechanics* ,1, 383-414.

MELLOR, G.L., YAMADA, T.1982. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Rev. Geophys. Space Phys.* 20, 851-875.

Mineral Management Service. 2002. Final EIR, USA.

PROCTOR, R., FLATHER, R.A., ELLIOT A.J. 1994. Modelling tides and surface drift in the Arabian Gulf-application to the Gulf Spill. *Cont. Shelf Res.*, 14(5), 531-545.

© С.Г.Сафаров, 2006

ВЛИЯНИЕ ХАРАКТЕРА ПЕРЕМЕЩЕНИЯ ЛИВНЕВЫХ ОБЛАКОВ НА ФОРМИРОВАНИЕ СЕЛЕВЫХ ПОТОКОВ

С.Г.Сафаров

Министерство Экологии и Природных Ресурсов Азербайджанской Республики
Национальный Департамент по Гидрометеорологии
AZ 1154, Баку, просп. Г.Алиева, 50

В данной работе по данным радиолокационных, метеорологических и гидрологических наблюдений за 2001-2005 гг. исследуется влияние характера распространения ливневых процессов на формирование селевых явлений. Показано, что большие уклоны местности, наличие рыхлообломочного материала в селевых очагах и выпадение обильных осадков являются необходимыми, но во многих случаях недостаточными условиями для формирования мощных селевых потоков. Установлено, что на селеобразование существенно влияет характер перемещения ливневых очагов относительно ориентации бассейнов рек и направления их течения. Выдвинуто предположение, что в случае перемещения ливневого очага снизу вверх по бассейну, против течения реки, создаются благоприятные условия для формирования потока в селевых очагах и его усиления за счет лавинного вовлечения твердого материала в общий поток в средней (транзитной) части бассейна реки. Показано, что учет характера перемещения ливневых облаков относительно ориентации бассейна и направления течения реки может заметно увеличить оправдываемость радиолокационного прогнозирования селевых явлений.

Селевые потоки являются наиболее опасным проявлением водной эрозии в горных условиях. Вредному воздействию селевых потоков подвергаются сельскохозяйственные объекты, промышленные предприятия, железные и автомобильные дороги и дорожные сооружения, здравницы и населенные пункты.

Селевые потоки делятся на две категории: связанные (структурные) и текучие (турбулентные). Структурные селевые потоки формируются при определенном сочетании метеорологических, геологических и геоморфологических условий. Они обладают большим объемным весом (Рустамов,1962). Наличие в селевой массе большого количества крупных камней, взвешенных в ней особой поддерживающей силой, обусловленной коллоидальной природой грязевой составляющей селя, придает потоку громадную разрушительную силу.

Турбулентные селевые потоки, транспортирующая способность которых обуславливается водной средой, вмещаются в живое сечение русла, обладают также значительной разрушительной силой, донося до конусов выноса твердый материал в меньшем количестве, чем структурные селевые потоки (Рустамов,1962). В отличие от структурного неструктурный поток представляет собой как бы разжиженную массу, где грязевая составляющая в большинстве случаев достигает 20-30% объема паводка и находится в механически перемещенном состоянии.

На территории Азербайджана селевые явления возникают в основном в результате выпадения ливня. Если на склонах гор и долин не накапливается в достаточном количестве рыхлого и размельченного материала, то не каждый сильный ливень обуславливает формирование селя. Следовательно, для образования селя, кроме интенсивных ливней, необходимо наличие подготовленного к выходу селевого материала. Накопление рыхлого материала происходит в процессе активного выветривания горных пород, обвалов, оползней, осыпей, эродирующей деятельности воды и тектонических явлений (Рустамов,1962).

В общем, среди физико-географических, геолого-геоморфологических и гидрометеорологических факторов, обуславливающих формирование селевых потоков, выделяют три основных необходимых условия (Сванидзе, Цуцкиридзе, 1983):

- наличие крутых уклонов русел и склонов бассейна;
- наличие в руслах и на склонах бассейна в его эрозионных врезах рыхлых, легко раз-

мываемых или теряющих устойчивость при увлажнении горных пород;

- наличие достаточного количества воды для обеспечения возможности перемещения по склонам и руслам рыхлообломочного материала.

Однако комплексный анализ данных гидрологических, метеорологических и радиолокационных наблюдений, связанных с селевыми явлениями, показывает, что в большинстве случаев вышеизложенные условия являются необходимыми, но недостаточными для формирования мощных селевых потоков. К примеру, за июль 2004 г. на большинстве территории южного склона Большого Кавказа осадки выпадали больше нормы. В ночь с 26 на 27 июля на р. Шинчай прошел мощный грязекаменный сель. По радиолокационным и наземным данным количество осадков, выпавших на территории верхней и средней части бассейна, не превышало 20 мм, хотя в ночь с 10 на 11 и с 20 на 21 июля выпало более 30 мм осадков, и при этом селевые потоки не наблюдались. Тот факт, что 27 июля на Шинчае прошел мощный сель, свидетельствует о том, что к этому времени в селевых очагах его бассейна накопилось достаточное количество рыхлообломочного материала. Тогда возникает вопрос: почему 11 или же 21 июля селевые потоки не формировались? Ведь в этих двух случаях количество осадков, выпавших на селевых очагах, было больше, чем 27 июля.

В отдельные годы за относительно короткий промежуток времени в русле одной и той же реки наблюдались 2 мощных селевых потока. По данным (Рустамов,1962) в июле и августе 1910 г. на Шинчае прошли два катастрофических селевых потока, в результате которых снесено с лица земли с. Баш-Гейнюк со всем населением. В июне и июле 1992 г. на Кишчае в течение 20 дней прошли два мощных разрушительных селевых потока. В подобных случаях весьма сложно объяснить механизм восстановления необходимого количества рыхлообломочного материала для второго случая селя за довольно короткий промежуток времени.

В пределах конкретного физико-географического района обычно за один день мощный селевой поток, как правило, возникает в бассейне одной реки или в одном из ее притоков. Однако иногда, но довольно редко, в бассейнах нескольких рек одновременно наблюдались очень мощные сели. К примеру, 20 августа 1931 г. на большинстве горных рек Нахчыванской АР, особенно на территории Ордубадского района, прошли сверхмощные селевые потоки, которые привели к большим разрушениям, многочисленной гибели домашних животных и людей (Рустамов,1962). Эти факты свидетельствуют о том, что при определенных благоприятных условиях интенсивные и продолжительные осадки могут компенсировать отсутствие достаточного количества рыхлообломочного материала и вызывать мощные селевые потоки.

Как известно, даже в самых селеопасных регионах наиболее разрушительные сели обычно наблюдаются относительно редко, хотя каждый год, особенно в летнее время, происходит процесс интенсивного накопления рыхлообломочного материала в местах расположения селевых очагов. Кроме этого, по данным метеорологических и радиолокационных наблюдений выпадение обильных ливневых осадков в селевых очагах не является редкостью. Однако, как уже изложено выше, не каждый сильный ливень приводит к формированию мощных селевых потоков. Таким образом, на формирование мощных селей, кроме уже упомянутых выше известных условий, влияют дополнительные факторы, способствующие иногда его усилению, или же ослаблению. Незнание этих факторов приводит к неоднозначности при анализе селевых явлений, затрудняет создание объективных моделей их формирования и не позволяет разработать надежные методы их прогноза.

Поэтому целью данной работы является наряду с уже известными условиями выявление дополнительных факторов, влияющих на формирование селевых потоков.

С этой целью проведен комплексный анализ данных метеорологических, гидрологических и радиолокационных наблюдений, связанных с паводками и селевыми явлениями. В качестве территории исследования выбран южный склон Большого Кавказа, который является наиболее селеопасным районом Азербайджана. Радиолокационные наблюдения за облаками и осадками проводились на Акстафинском полигоне по активному воз-

действию на атмосферные процессы в радиусе 250 км с помощью автоматизированной системы управления (АСУ-МРЛ), созданной на базе метеорадиолокатора МРЛ-5, с применением современного программно-технического комплекса. Эта система позволяет в реальном масштабе времени в любой точке пространства оперативно измерить интенсивность, количество и другие характеристики выпадающих осадков, также обеспечивает получение наиболее полных данных о наличии, местоположении, направлении и скорости смещения ливневых очагов. Значения количества осадков, измеренные с помощью АСУ-МРЛ, были сопоставлены с соответствующими данными наземных пунктов наблюдений. Информация о фактическом наличии паводков и селевых потоков взята из материалов наблюдений соответствующих гидрологических пунктов.

Сведения о селях, отмеченных за период 2001-2005 гг. на различных реках южного склона Большого Кавказа, даны в таблице. Несмотря на то, что ливневые паводки в данном регионе встречаются довольно часто, как видно из таблицы, за указанный период селевые потоки наблюдались всего 6 раз. Анализ точечных значений количества и интенсивности осадков, отмеченных наземными пунктами наблюдений при паводках и селевых потоках, показал, что между ними четкой границы не существует.

В этих исследованиях основное внимание было уделено характеру перемещения ливневых очагов относительно ориентации бассейнов и направления течения рек.

Большой интерес вызывает тот факт, что фактически все отмеченные случаи с селевыми потоками наблюдались тогда, когда ливневые облака перемещались ориентировочно в направлении против течения реки, в сторону горного хребта, т.е. в юго-западном направлении. Как известно, на южном склоне Большого Кавказа, как и на территории всего Закавказья, наиболее селеопасные реки расположены на южных и юго-западных склонах Большого и Малого Кавказа (Сванидзе, Цуцкиридзе, 1983), и они в своей верхней и средней части преимущественно протекают с северо-востока на юго-запад.

Чтобы объяснить зависимость интенсивности селеобразования от взаимной ориентации направления перемещения ливневых очагов и направления течения рек, рассмотрим различные ситуации:

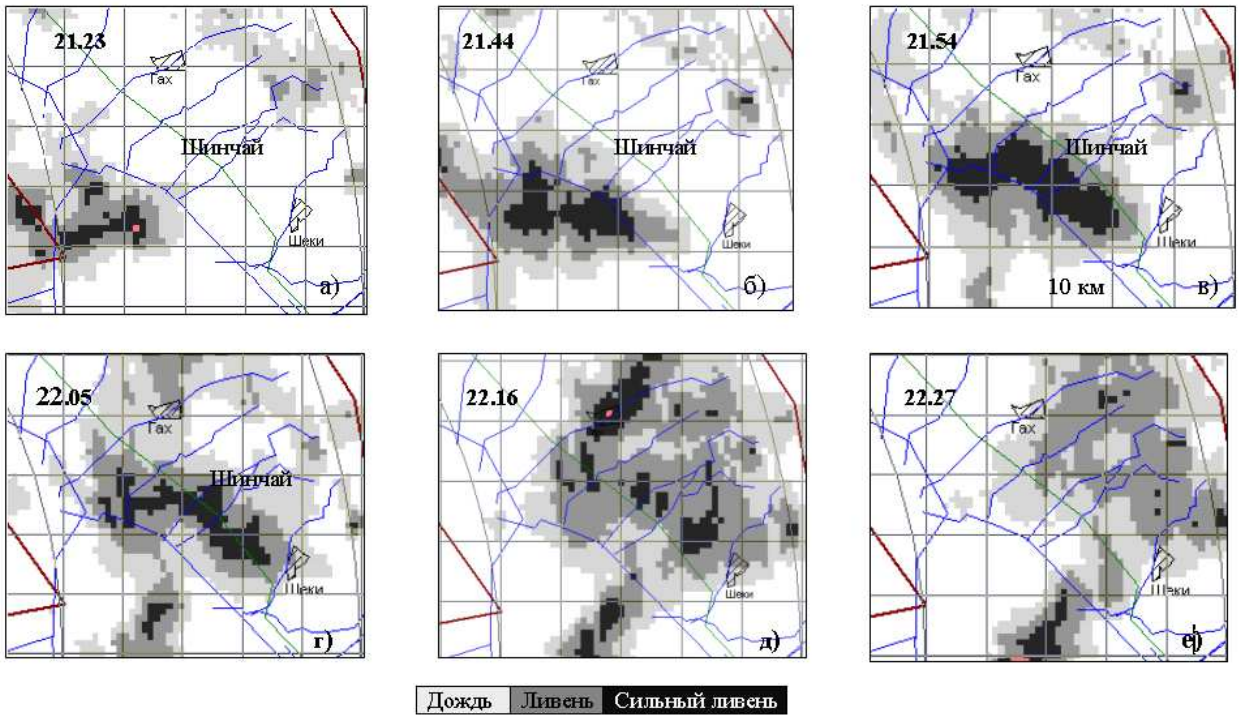
При перемещении мощных ливневых облаков поперек бассейна водосбора рек (направление перемещения линевого очага значительно отличается от ЮЗ), когда большая часть осадков выпадала за пределами селеопасного русла, серьезные сели не формировались, даже в случае, когда слой осадков в отдельных точках превышал критические для селя значения. В таких случаях, даже если потоки образовывались в пределах селевого очага, то обычно они не могли выходить в русло основной реки.

Сведения о селевых потоках на южном склоне Большого Кавказа за 2001-2005 гг.

Дата	Q_{max}, мм	ϑ	Название реки	Явление
20.07.2003	38	ЮЗ	Балакенчай, Катехчай Мазымчай	Сель со значительным ущербом
10.07.2004	72	СЗ	Мазымчай, Балакенчай	Слабый сель, паводок
11.07.2004	22,3	ЮЗ	Талачай, Карачай	Сель и паводок с ущербом
27.07.2004	20	ЮЗ	Шинчай	Грязекаменный сель со значительным ущербом
07.09.2004	31,4	*	Талачай	Слабый сель, паводок
06.06.2005	20	ЮЗ	Шинчай	Грязевой сель

Q_{max} - максимальное количество осадков, отмеченное в селевых очагах;
ϑ - направление перемещения ливневых очагов;
* - данных нет.

В случаях, когда ливневый очаг перемещался против течения реки, с одной стороны, в результате вынужденного подъема воздуха по склонам, процесс осадкообразования усиливался (рис. а, б, в, г). В условиях южного склона Большого Кавказа, когда скорость перемещения ливневых очагов относительно невелика, с приближением к горному хребту дующие в обратном направлении горно-долинные ветры значительно замедляют скорость их перемещения и приводят к быстрому их обрушению на верхние части бассейнов рек (рис. д, е). Интенсивные осадки на селевых очагах и выше создают благоприятные условия для развития селеформирующих процессов. С другой стороны, в результате перемещения зоны осадков по бассейну реки снизу вверх интенсивные осадки приводят к сильному увлажнению почвы и различных горных пород в нижней и средней части бассейна реки, ослабляя их прочность и равновесие с водой. Средняя часть бассейна представляет область, в которой происходит как движение потока, так и дополнительное подпитывание селя за счет осыпающихся и разрушаемых склонов долин. Таким образом, взаимодействие водного потока с рыхлообломочным материалом в верхней части бассейна, приводит к лавинному вовлечению твердого материала в поток и существенному (многократному) увеличению его расходных характеристик и плотности в его средней части. Кроме того, перемещение ливневых очагов, таким образом, обеспечивает полный охват всего или же значительной части бассейна реки интенсивными осадками и приводит к формированию селевых потоков одновременно в нескольких селевых очагах. Как известно, наиболее сильные сели возникают, как правило, благодаря формированию селевых потоков одновременно в нескольких селевых очагах, стекающих в основное русло реки (Сванидзе, Цуцкиридзе, 1983).



Характер развития и распространения ливневого процесса 26 июля 2004 года, приведшего к мощному селевому потоку на р. Шинчай

Наблюдались случаи, когда формировавшийся над высокими склонами ливневый очаг перемещался в направлении течения реки. В таком случае в зависимости от значения скорости перемещения ливневых очагов формировавшийся селевой поток или затухает и разлагается (скорость небольшая), или же интенсивные осадки, догоняя селевой поток, разбавляют его коллоидальный состав, увеличивая его турбулентность (скорость большая). При увеличении турбулентности процесс лавинного вовлечения твердого материала в общий поток ослабляется. Следовательно, со временем структурный селевой поток превращается в турбулентный, а в дальнейшем – в обыкновенный паводок.

Таким образом, сравнение перечисленных выше ситуаций показывает, что для формирования мощных селевых потоков наиболее благоприятная обстановка создается тогда, когда ливневые очаги перемещаются против направления течения реки, в сторону горного хребта. В таких случаях образуется особая форма распределения количества осадков по бассейну реки, которая обуславливает формирование потока на селевых очагах и его развитие в средней части русла реки (Сафаров, Султанов, 2005).

Необходимо отметить, что выявленный новый фактор одновременно позволяет объяснить причину наибольшей селеопасности отдельных регионов Азербайджана и вообще всего Закавказья. Как известно, наиболее селеопасными районами Азербайджана являются южный склон Большого Кавказа и юго-восточные склоны Малого Кавказа (в пределах Нахчыванской АР). Общей чертой, объединяющей большинство горных рек этих регионов, является то, что все они в верхней и средней части своего русла протекают с северо-востока на юго-запад. С другой стороны, по данным радиолокационных наблюдений на территории Азербайджана наиболее часто повторяющиеся направления перемещения грозоградовых и ливневых облаков находятся в секторе от юга до северо-запада (Сафаров, 2005). В условиях южного склона Большого Кавказа, где горно-долинная циркуляция наиболее ярко выражена и интенсивные осадки выпадают в основном в вечернее время, дующие от долины в сторону гор ветры усиливают юго-западную составляющую результирующего ветра и соответственно вектора скорости перемещения ливневых очагов. По этой причине на южном склоне Большого Кавказа вероятность перемещения ливневых очагов против направления течения реки значительно больше, чем в других регионах республики. Наряду с этим сильные юго-западные ветры усиливают процесс интенсивного выветривания горных пород южного склона. Можно предполагать, что изложенные выше факторы действуют и в других наиболее селеопасных районах Закавказья, в том числе в юго-западной части Малого Кавказа.

Выводы

На основании исследований селевых явлений и ливневых процессов, проводимых по данным метеорологических, гидрологических и радиолокационных наблюдений за 2001-2005 гг., можно сделать следующие выводы:

- Большие уклоны местности, наличие рыхлообломочного материала в селевых очагах и обильные осадки являются необходимыми, но во многих случаев недостаточными условиями для формирования мощных селевых потоков.
- На селеобразование существенно влияет характер перемещения ливневых очагов относительно ориентации бассейна рек и направления их течения.
- В случае перемещения ливневого очага снизу вверх по бассейну, против течения реки, создаются благоприятные условия для формирования селя и его усиления за счет лавинного вовлечения твердого материала средней (транзитной) части бассейна реки в общий поток.
- Селеопасность горных регионов непосредственно связана с повторяемостью ливневых процессов, перемещающихся против течения рек в сторону горных хребтов.
- Учет характера перемещения ливневых облаков относительно ориентации бассейна и направления течения реки может открыть новые возможности при радиолокационном прогнозировании селевых явлений.

ЛИТЕРАТУРА

РУСТАМОВ, С.Г. 1962. Селевые явления в Азербайджане и их гидрологическая природа. Материалы V Всесоюзн. совещ. по изучению сел. потоков и меры борьбы с ними. Баку.

САФАРОВ, С.Г. 2005. Особенности грозоградовых процессов на территории Азербайджана. *Известия НАН Азербайджана.Ннауки о Земле*, 1, 101-109.

САФАРОВ, С.Г., СУЛТАНОВ, Э.Т. 2005. Катастрофические сели на южном склоне Большого Кавказа и пути их прогнозирования. Şəki-Zaqatala bölgəsinin təbii dağıdıcı hadisələri və regional inkişafın ekocoğrafi problemləri elmi-praktik konfransı. Şəki, 34-38.

СВАНИДЗЕ, Г.Г., ЦУЦКИРИДЗЕ, Я.И. (под ред.). 1983. Опасные гидрометеорологические явления на Кавказе. Гидрометеоиздат, Ленинград, 263.

Рецензент: академик Б.А.Будагов

© Е.Н.Тагиева, 2006

НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ ЭВОЛЮЦИИ РАСТИТЕЛЬНОСТИ КАВКАЗА В ПАЛЕОЦЕНЕ И ЭОЦЕНЕ

Е.Н.Тагиева

Институт географии НАН Азербайджана им. акад.Г.А.Алиева
AZ 1143 Баку, просп. Г.Джавида, 31

В статье на основании анализа обобщенного списка ископаемой флоры выявлено, что на Кавказе в палеоцене и эоцене растительный покров был представлен в основном такими экологическими группировками растительности, как мангровые заросли вдоль побережий островов, влажными вечнозелеными и смешанными хвойно-широколиственными лесами. Приводятся основные климатические показатели климата Кавказа исследуемого отрезка времени, восстановленные методом ареалограмм. Климатические условия палеоцена и эоцена Кавказа были близки тем, которые ныне господствуют в тропическом поясе Юго-Восточной Азии.

История развития растительности и климата в палеоцене и эоцене (65-30 млн.л.н.), представляет определенный интерес, так как связана с формированием первых ландшафтов Кавказа.

В палеоцене и эоцене большая часть территории Кавказа была покрыта морями Тетиса. Внутри этого обширного бассейна появились первые острова, наиболее крупными из которых были Большой Кавказский, Гарабаг-Шамкирский, Триалетский и Нахчыванский. Судя по отсутствию вокруг островов груботерригенных осадков, они имели низменный рельеф (Мамедов и Работина, 1990).

Остатки ископаемой **палеоценовой** флоры с этих островов Кавказа сводятся к обнаружению спор и пыльцы из отложений двинской толщи палеогена в окрестностях Еревана (Лейе, 1968). В спорово-пыльцевом комплексе господствует пыльца системы *Normapolles Pf.* (по условной системе классификации). Среди спор значительна роль *Natoniaceae, Schizaeaceae*, среди пыльцы – *Cupressaceae, Myricaceae, Ginkgo, Nipa.*

Спорово-пыльцевые спектры зовашенской толщи того же района, приравненные автором к отложениям **нижнего эоцена**, характеризуются обилием спор *Lycopodiaceae, Polypodiaceae* и пыльцы *Ginkgoaceae, Cycadaceae, Cupressaceae, Ephedraceae.* В битлиджинской толще, коррелирующейся со **средним-верхним эоценом**, в спорово-пыльцевых спектрах отмечено большое количество и видовое разнообразие пыльцы голосеменных. Впервые появляется пыльца сережкоцветных. Нижняя спорово-пыльцевая зона в шорагбюргской толще выделяется разнообразием остатков водорослей и появлением впервые пыльцы *Compositae*. Преобладает пыльца голосеменных растений, обнаружено несколько видов *Ephedraceae,* а также *Cupressus, Aralia, Viburnum*. В верхней зоне споры представителей семейства *Schizaeaceae* замещаются спорами папоротников сем. *Polypodiaceae.* Появляются средиземноморские элементы –*Rhus, Ilex, Magnolia.* Обе нижние спорово-пыльцевые зоны датируются **верхним эоценом**.

Остатки растительности обнаружены также в **верхнеэоценовых** отложениях Лерикского района у селения Билабанд (Азербайджан), это три вида из двух семейств: ***Laurace*** *- Daphnogene paradisiaca Ung., Daphnogene ungeri Heer.,* ***Moraceae*** *- Ficus lanceolata Heer*. (Палибин, 1936).

В Юго-Западной Грузии в окрестностях с.Ахалцихе (Узнадзе, 1967) в **верхнеэоценовых** отложениях, расположенных в ущелье речки Млагиехеви (левый приток реки Кура), было определено 10 видов из 8 семейств*:* ***Pinaceae*** *- Pinus sp.,* ***Ephedraceae*** *- Ephedrites sotzkianus Ung., Dryophyllum curticellense (Wed.)Sap.,* ***Lauraceae*** *- Cinnamomum cinnamomeum (Rossm.) Holl.,* ***Elaeocarpaceae*** *- Elaeodendron obovatifolium Engelh.,* ***Rizophoraceae*** *- Rhizophora trinophila Etlings.,* ***Sapotaceae*** *- Chrysophyllum juglandoides Wat, Sapotacites belenensis Wat.,* ***Platanaceae*** *- Platanus sp.,* ***Moraceae*** *- Artocarpidium latifolium*

Usnadze. Половина представителей этой флоры является вечнозелеными видами.

В общей сложности в отложениях палеоцена и эоцена было определено 29 видов растений из 23 семейств (таблица 1). Из 20 видов древесных растений 4 являются голосеменными и 16 – покрытосеменными, из которых 11 – вечнозеленые и 5 – листопадные. Растительность этого времени в большинстве своем (70%) была представлена вечнозелеными видами, включая и хвойные породы. Недревесная растительность представлена отпечатками и спорами тропических папоротников и пыльцой травянистых – *Compositae, Chenopodiaceae.*

Распределение родов изучаемой флоры по основным географическим группам (таблица 2) показало, что наибольшее количество (6 из 19) современных аналогов флоры эоцена и палеоцена входит в состав тропической географической группы родов (*Elaeodendron, Cinnamomum, Daphnogene, Rhizophora, Artocarpus, Nypa*), область распространения которых охватывает тропические и частично субтропические широты. Род *Artocarpidium* является древним палеотропическим родом, современные представители которого преобладают в заболоченных лесах Юго-Восточной Азии и Океании.

Второе место занимают американо-восточно-азиатские роды (*Aralia, Rhus, Actinodaphne, Sapotacites, Chrysophyllum*), произрастающие во влажных дождевых тропических и субтропических лесах Америки (Мексика, Амазонка), Юго-Восточной Азии (Китай, Вьетнам, Индия), на Сейшельских, Зондских островах и Мадагаскаре.

В американо-средиземноморско-азиатскую *(Cupressus, Ficus, Platanus, Ephedra)* и панголарктическую *(Pinus, Viburnum, Myrica)* группы входят роды, ареалы которых охватывают умеренные и субтропические широты северного полушария. Представители этих географических групп родов появляются во второй половине эоцена, что, очевидно, было связано с увеличением суши и проявлением сезонности в режиме осадков.

Восточно-азиатский род *Ginkgo* является древним реликтовым видом и относится к числу листопадных голосемянных растений. В естественных условиях гинкго двулопастный сохранился ныне только на небольшой территории в Восточном Китае в горах Дянь Му-Шань, вдоль границы между провинциями Чжэцзян и Аньхой, где он образует леса вместе с хвойными и широколиственными породами.

Из общего списка палеоценовой и эоценовой флоры только пять родов в настоящее время имеют своих представителей на Кавказе, они относятся к панголарктической *(Pinus, Viburnum)* средиземноморской *(Platanus, Ephedra*) и американо-восточно-азиатской *(Rhus)* группам родов. Представители этих родов до вида определены не были, скорее всего, их видовые аналоги отсутствуют в современной флоре Кавказа. Род платан (*Platanus)* – единственный в одноименном семействе, его представители (10 видов) обитают на богатых аллювиальных почвах по берегам рек, озер, приречных низинах в Средиземноморье, Западной Азии (Индокитай), Северной Америке, Азербайджане, Армении и Средней Азии.

Таблица 1

Участие жизненных форм растений во флоре палеоцена и эоцена

Жизненные формы	Количество		
	Семейств	Родов	Видов
Всего	23	26	29
Древесные породы	17	20	21
Голосеменные	4	4 (21%)	4 (20%)
Покрытосеменные (вечнозеленые)		10 (53%)	11 (60%)
Покрытосеменные (листопадные)		6 (31%)	6 (30%)

Таблица 2

Число родов в составе географических групп, слагающих палеоценовую и эоценовую флоры

Географические группы родов	Количество родов
Тропическая	6
Американо-восточно-азиатская	5
Американо-средиземноморско-азиатская	4
Панголарктическая	3
Американо-евроазиатская	1
Восточно-азиатская	1

Отсутствуют во флоре Кавказа и папоротники семейств *Schizaceae, Matoniaceae,* которые являются представителями тропической флоры.

Эколого-ценотическая приуроченность ископаемой флоры эоцена позволяет выделить следующие растительные формации:

А) Элементы прибрежных заболоченных лесов типа мангров :

Вечнозеленые

Rhizophora thinophylla Ett.
Artocarpidium latifolium Usn.
Nypa sp.

Б) Элементы влажных тропических и субтропических лесов:

Вечнозеленые

Cupressaceae
Sapotacites belenensis Watt - кутардовые яблоки
Cinnamomum cinnamomeum (Rossm.)Hol.
Elaeodendron ovalifolium Engl.
Actinodaphne pilosa (Laur.)Meer.
Ficus lanceolatum Heer.

Листопадные

Aralia sp.
Chrysophyllum juglandoides Wat.
Ginkgo

В) Элементы влажной теплоумеренной флоры:

Листопадные

Platanus sp.
Ilex sp.

Г) Элементы субксерофильно - теплоумеренной флоры:

Листопадные

Viburnum sp.
Rhus sp.
Ephedra sjtzkianus

Д) Элементы умеренной флоры:

Pinus sp.

Видовое определение сосны отсутствует. В настоящее время род *Pinus* приурочен в основном к лесной умеренной зоне Сев. Америки и Евразии, реже встречается в горах субтропиков и тропиков Северного полушария. Учитывая общий тропический облик флоры и равнинный рельеф эоценовой суши, можно предположить, что эоценовые сосны были сходны с современными видами, обитающими на полуостровах и островах Юго-Восточной Азии в условиях мягкого и влажного климата.

Существовавшая в палеоцене и эоцене растительность уже проявляла своеобразную географическую зональность (рис.1). Вдоль рек, озер, морских побережий и у устьев рек формировались заболоченные ассоциации типа мангров. В настоящее время слово «ризофоровые», представитель которых был обнаружен в эоценовых отложениях, ассоциируется с мангровыми. Мангровые окаймляют побережья тропических морей в зоне приливов и отливов, в бухтах, в эстуариях рек, где происходит отложение ила и песка. Виды ризофоры, как правило, пионерные, растут с приморской стороны мангров и принимают на себя шквал ветра и удары волн. Кроме ризофоры, о существовании мангров свидетельствуют находки рода *Nypa,* относящегося к семейству *Palmae* и представленного в настоящее время одним видом *Nypa fruticans*. Это – Нипа кустистая или, как ее еще называют, мангровая пальма, которая образует густые заросли на сотни километров в эстуариях и на илистых берегах рек в Южной и Юго-Восточной Азии и некоторых островах Полинезии. В прошлом она имела более широкое распространение, судя по находкам отпечатков ее листьев в Западной и Восточной Европе. Аналогичные формации существовали и на эоценовых островах Закавказья, что и придавало тропический облик палеоценовой и эоценовой флоре.

Внутренние части островов были покрыты влажными вечнозелеными лесами, состоящими из фикусов, коричников, актинодафний, кутардовых яблок, гинкго с участием разнообразных папоротников, и были сходны с современными лесами влажных жарких субтропиков.

Растительность территорий, лежащих к западу от этих островных суш (современная территория Араратской долины) отличалась преобладанием в составе растительности голосеменных растений, в частности *Cupressus* и появлением в конце эоцена элементов умеренной (*Aralia,Viburnum)* и средиземноморской (*Rhus, Ilex,)* флоры ксерофильного типа. Эти представители формировали средиземноморского типа леса и редколесья. Появление в спорово-пыльцевых спектрах впервые пыльцы *Compositae, Chenopodiaceae* и присутствие нескольких видов пыльцы *Ephedra*, свидетельствуют об открытых ксерофильных формациях. Таким образом, наряду с влажными субтропическими лесами континентальные участки суши Закавказья, удаленные от берега океана, формировали уже отличный от островов свой тип растительности, что проявилось в развитии как древесной – более умеренной субксерофильной, так и травянистой – степной растительности.

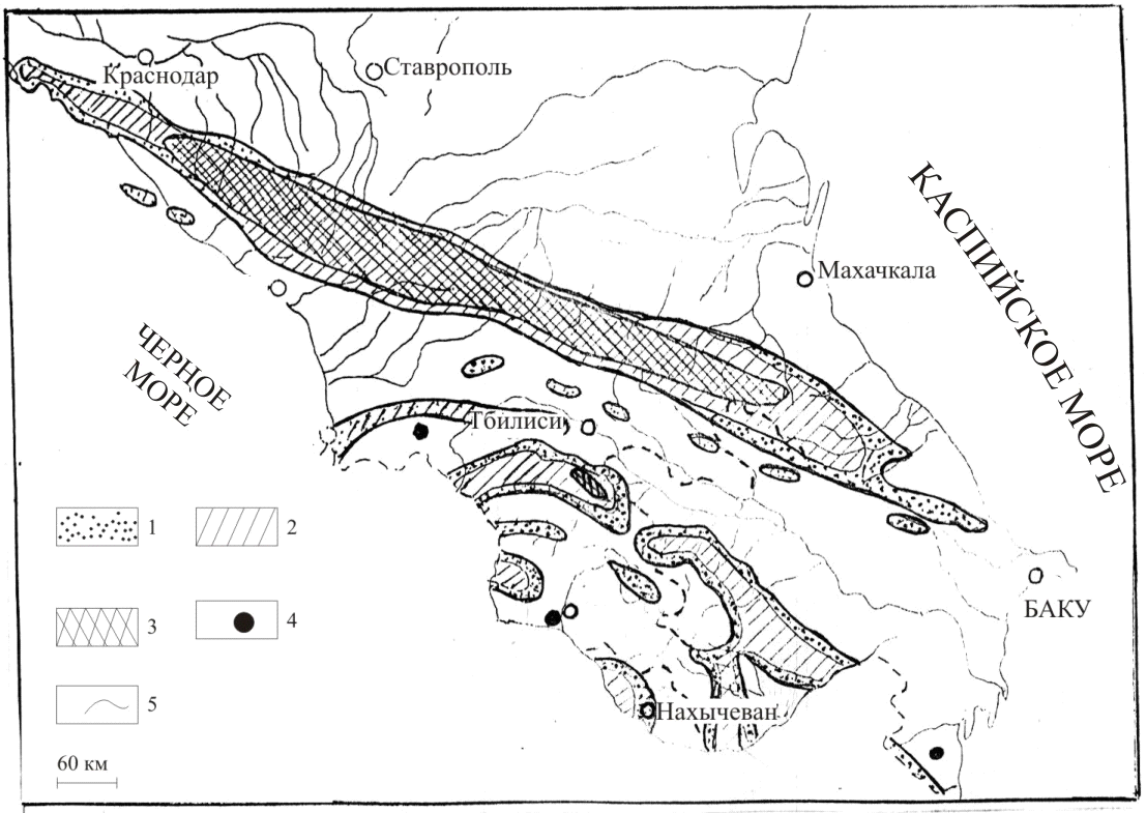


Рис. 1. Карта растительности Кавказа в палеоцене и эоцене.
1 – мангровые заросли; 2 – вечнозеленые леса; 3 – смешанные хвойно-широколиственные леса; 4 - местонахождение ископаемой флоры; 5 – граница суши.

Анализ палеоценовой и эоценовой флоры Кавказа и распределение ее по основным географическим группам родов и по экологическим элементам не оставляет сомнения, что флора эта носила влажный тропический облик. Наложение современных ареалов ископаемой флоры позволил выделить район совместного произрастания флоры палеоцена и эоцена (рис.2), он пришелся на район Юго-Восточной Азии, лежащий в пределах 20^0 – 30^0 с.ш. Среднегодовые температуры самого холодного месяца января здесь не опускаются ниже $+16^0$, среднегодовое количество осадков в пределах 1000-2000 мм.

Кроме этого, в состав палеоценовой и эоценовой флоры входит достаточное число так называемых индикаторных видов (*Ginkgo, Actinodaphne, Rizophora),* имеющих узкий, локальный ареал, климатические условия которого в полной мере можно перенести на условия обитания всей ископаемой флоры. Так, *Actinodaphne pilosa (Laur.)Meer.* произрастает исключительно во влажных тропических вечнозеленых лиственных лесах Южного Китая в провинции Юньнань совместно с различными видами фикусов (Кабанов,1971). Основные климатические показатели этого района явились исходными для данного периода эоцена. Средние температуры января составляют 10-19^0С, июля – 21-29^0С, среднегодовое количество осадков - 1000-1200мм. То же можно сказать и о *Rizophora,* ареал этого рода ограничен в настоящее время тропическими широтами.

Эти данные коррелируются и с палеотемпературными данными эоценового моря, согласно которым среднегодовые температуры в морском бассейне Кавказа колебались в пределах 24,5-28,7^0С (Ясаманов,1978). Подтверждают наличие высоких среднегодовых температур морского бассейна также кораллы, которые обитали вокруг эоценовых островов, граница их распространения не выходит в настоящее время за пределы среднегодовой изотермы $+20^0$С.

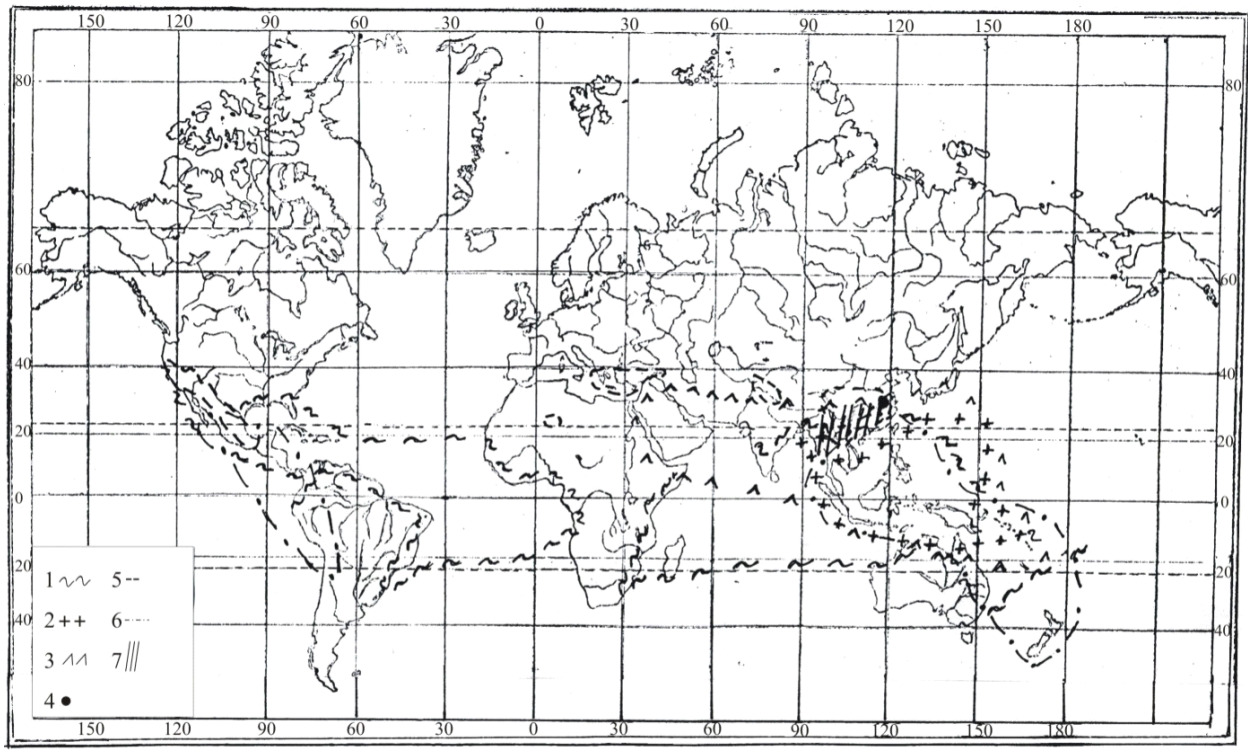


Рис. 2. Современное распространение родов палеоценовой и эоценовой флоры. Ареалы родов: 1 – *Rizophora; 2 – Nypa; 3 – Ficus; 4 – Ginkgo; 5 – Cupressus; 6 – Sapotacites; 7* – район совместного произрастания всех родов

ЛИТЕРАТУРА

КАБАНОВ, Н.Е. 1971. Тропическая лесная растительность провинции Юньнань (КНР). Наука, Москва.

ЛЕЙЕ, Я.Б. 1968. Флористическое обоснование расчленения палеогеновых и неогеновых отложений Армении (по данным спорово-пыльцевого анализа). *Палеопалинологический метод в стратиграфии*. Материалы II МПК, ВСЕГЕИ, Ленинград, 175-187.

МАМЕДОВ, А.В., РАБОТИНА, Е.Н. 1990. Ландшафтно-климатические условия эоцена и олигоцена на территории Азербайджана. *Известия АН СССР, серия географическая 5, 79-87.*

ПАЛИБИН, И.В. 1936. Этапы развития Прикаспийских стран со времени мелового периода. Изд. АН СССР, Москва.

УЗНАДЗЕ, М.Д. 1965. Неогеновая флора Грузии. Мецниереба,Тбилиси.

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

Рецензент: д.г.-м.н. Ш.А.Бабаев