ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА

© А.Д.Исмаил-Заде, 2007

ПЕТРОЛОГИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ МЕЗОЗОЙСКОЙ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ МАЛОГО КАВКАЗА

А.Д.Исмаил-Заде

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

Мезозойский вулкано-плутонический пояс Малого Кавказа – производная окраинно-подвижного микроконтинента с обдуцированной на него в карбоне-перми аллохтонной гипербазитовой пластиной. Тектоно-магматическая активизация обусловлена погружением микроконтинента в мантию под воздействием наползающей аллохтонной пластины, плавлением и образованием гранитной магмы, слагающей крупные интрузивные тела в основании. Дифференциаты гранитной магмы вступали во взаимодействие с вышележащей гипербазитовой пластиной, и возникшая гибридная диоритовая магма слагает гипабиссальные фации гранитоидных интрузивов. Переход ознаменовался сменой халькофильной специализации расплава сидерофильной, выразившейся в формировании полиформационных, нередко золотосодержащих, типов месторождений: серно-колчеданных, медно-колчеданных, медно-порфировых и колчеданно-полиметаллических на поднятиях, железорудных и кобальтового в прогибах.

Малый Кавказ является одним из крупных и перспективных регионов Кавказа на выявление коренных, имеющих промышленное значение месторождений золота, меди, железа и попутно свинца и цинка.

Регион охватывает СВ склон Малого Кавказа – Лок-Гарабагскую (Сомхито-Гарабагскую) структурно-формационную зону (рис.1) северо-западной складчатости, осложненную поперечными поднятиями – Алавердским, Шамкирским, Мехманинским и прогибами – Болнисским, Газахским, Дашкесанским, Ходжавендским, ступенчато погружающимися на юго-восток к Южно-Каспийской впадине. В плане система образует выгнутую на север дугу протяженностью 350-400 км при ширине 30-40 км. Доальпийский фундамент залегает на глубине 0-2 км.

К этой зоне нередко исследователями относится и расположенная на юго-востоке Кафанская зона (Сомхито-Кафанская зона), характеризующаяся сходными с Лок-Гарабагской геологическим строением и металлогенией.

В пределах Лок-Гарабагской зоны вулканогенные и плутонические комплексы составляют единый вулкано-плутонический пояс, в площадном распространении которого наблюдается асимметричная региональная поперечная и продольная зональности.

Поперечная зональность обусловлена блоковым строением зоны с приуроченностью среднеюрских формаций: байосской контрастной базальт-риолитовой с плагиогранитовыми интрузивами и батской последовательно-дифференцированной базальт-андезит-дацит-риолитовой – к поднятиям, а позднеюрско-раннемеловой андезибазальт-дацитовой с габбро-тоналитовыми и габбро-кварцдиорит-диоритовыми интрузивами – к прогибу. Продольная зональность проявлена в полосовидном размещении разновозрастных комплексов в поясе: от байосских и батских на ЮЗ до позднеюрско-раннемеловых на СВ и позднемеловых – в наложенных СВ прогибах, раскрывающихся в Куринскую впадину. Таким образом, устанавливается омоложение комплексов с ЮЗ на СВ со сменой вулканогенных комплексов байоса и бата вулканогенно-осадочными поздней юры-раннего мела и вулканогенными, терригенно-карбонатными позднего мела.

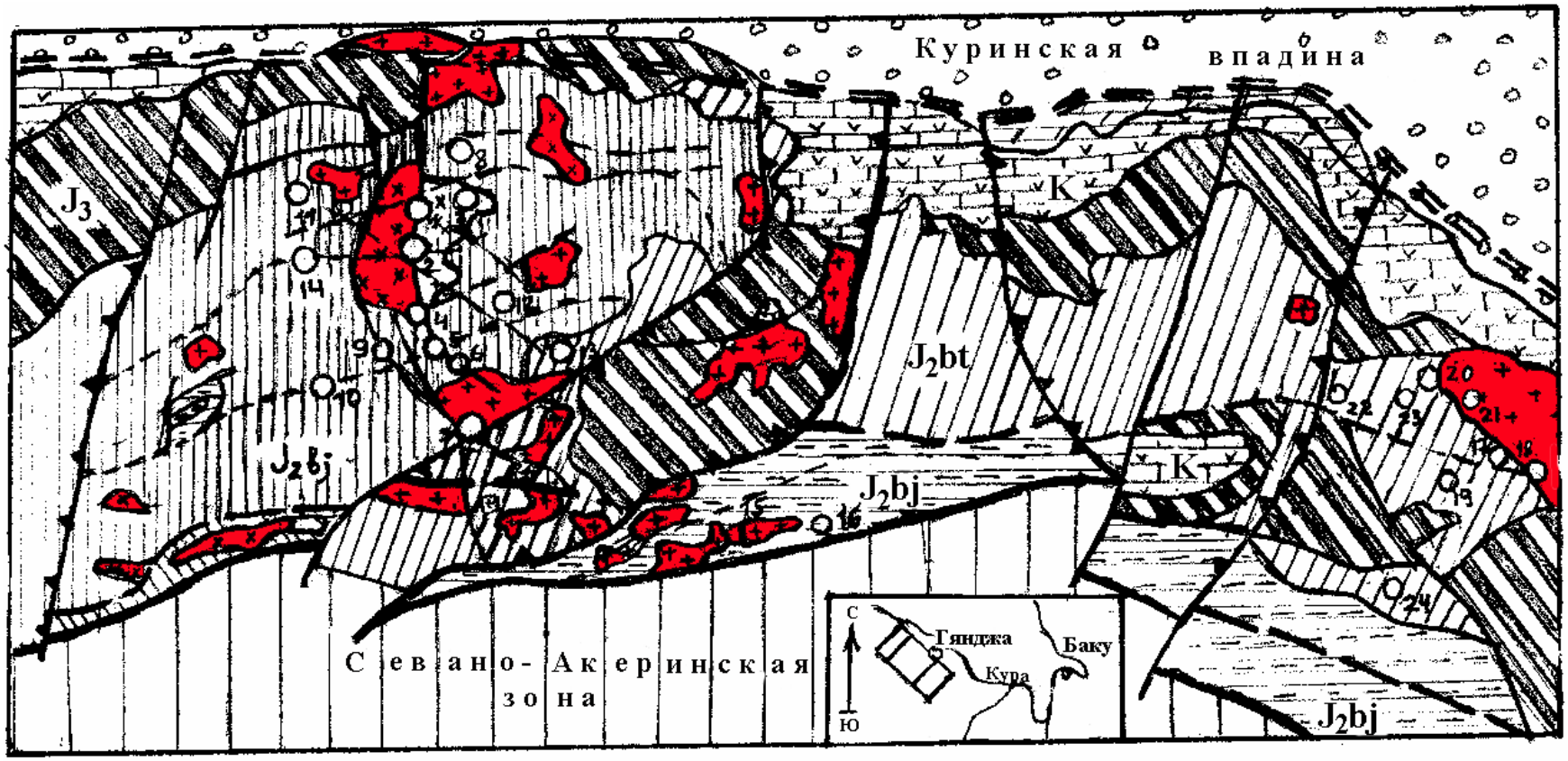


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Лок-Гарабагской зоны Малого Кавказа (Курбанов и др., 1978).
1-12-Газах-Агдамский район внешней полосы развития юрско-меловых пород, Южная подзона:
1-вулканиты лейаса - нижнего доггера; 2-вулканиты байоса; Северная подзона; 3- кристаллические сланцы докембрия; 4-сланцы и песчаники лейаса-аалена; 5-вулканиты байоса; 6-вулканиты бата; 7-среднеюрские гранитоиды; 8-верхнеюрские вулканогенные (а) и карбонатные (б) породы; 9-верхнеюрские-нижнемеловые (?) гранитоиды; 10-меловые вулканогенно-осадочные отложения; 11-верхнемеловые щелочные граниты; 12-палеоцен-эоценовые отложения; 13-Севано-Акеринская зона офиолитового меланжа; 14-Куринская впадина; 15-17-продольные (северо-западные) разломы; 15-границы зон, 16-границы подзон, 17-прочие; 18-поперечные (северо-восточные) разломы; 19-диагональные (субмеридиональные) разломы; 20-разломы вулканического происхождения; 21-вулканические постройки: нижнебайоского (а) и байос-батского (б) возраста

Металлогеническая специализация вулкано-плутонического пояса выражена проявлением полиформационных типов золотосодержащих оруденений: серно-колчеданного, медно-колчеданного, медно-порфирового и колчеданно-полиметаллического – на поднятиях и железорудного, кобальтового – в прогибе (рис.2).

Металлогения мезозойского вулкано-плутонического пояса наиболее полно отражена в ряде монографических работ (Дзоценидзе, Твалчрелидзе, 1965; Твалчрелидзе, 1972; Магакьян, 1961; Мовсесян, 1979; Абдуллаев и др., 1962; Керимов, 1963; Керимов, 1965; Баба-Заде и др., 1990; Мустафаев , 2002 и др.). Однако ряд проблемных вопросов в аспектах − петрологические критерии формирования рудоносных комплексов, роль гибридизма в металлогенической специализации, палеотектонический анализ и геодинамика процесса, остаются дискуссионными.

Петрологическими исследованиями прежних лет установлена обусловленность эволюции магматизма проявлением глубинного и гипабиссального гибридизма (Абдуллаев 1963; Кашкай, 1965; Керимов, 1963; Мустафаев, 2002; Исмаил-Заде, 2006). Для байосского вулканогенного комплекса базальт-риолитового ряда с преобладанием основных магматитов (›1500м) над кислыми (~700м) наблюдаемое соответствие двум генетическим типам: базальтов толеитовой серии с накоплением железа – феннеровскому, а риолитов известково-щелочной серии с накоплением щелочей и кремнезема – боуэновскому свидетельствует об образовании их в различных геодинамических режимах, но они не являются дифференциатами палингенно выплавленной коры сиалического типа (Абдуллаев и др., 1978; Мустафаев, 2006). Сравнительно высокое содержание окисного железа в базальтах, наличие в них титаномагнетита во вкрапленниках и в основной массе, преимущественное развитие вулканизма в пирокластической фации, а также наличие (даже в небольших количествах) переходных разностей – андезитов и дацитов свидетельствуют о высокой роли летучих и возросшей их окисленности в процессе формирования базальтовой серии, что не характерно для толеитовых базальтов контрастных серий, образующихся в процессе растяжений. «.....Именно «сухие» условия эволюции определяют контрастный тип дифференциации без образования пород промежуточного состава, т.к. малое количество летучих на более ранних этапах кристаллизации расплава делает магматический остаток недостаточно подвижным для отделения» (Фролова, Бурикова, 1977). Наблюдаемые же породы от плагиогранитов до кварцевых диоритов, габбро и габбро-диабазов, прослеживаемые на диаграмме A-S (рис.3), – комплементарные составляющие единого эволюционного ряда, последовательно возникавшие в процессе гибридизма.

В петрографическом отношении гибридизм устанавливается неравновесным распределением минеральных ассоциаций в породах вулканогенного и интрузивного комплексов, заключающимся: в совместном присутствии в габбро лабрадора, гиперстена, калишпата, кварца, биотита и обилии переработанных ксенолитов ультрабазитов (opx+cpx+mgt); присутствии в диоритах плагиоклазов контрастного битовнит-олигоклазового состава и др. Для риолитов вулканогенного комплекса среди порфировых выделений наряду с кварцем, щелочным полевым шпатом и плагиоклазом выделяются биотит, гиперстен, амфибол, магнетит. Все это свидетельствует об интенсивно проявленном гипабиссальном гибридизме. При этом наряду с гибридными породами отмечаются также и чистые разности пород − плагиограниты и лейкограниты с характерным кварц-полевошпатовым минеральным составом.

Смена байосского вулкано-плутонизма батским и позднеюрско-неокомским сопровождается сменой месторождений – серно-колчеданных медно-колчеданными, медно-порфировыми, колчеданно-полиметаллическими и барит-полиметаллическими с золоторудными проявлениями.

Для металлогенического анализа данной системы большое значение имеет геодинамическая реконструкция региона.

Начавшееся замыкание океана Палеотетис в конце карбона-перми (Белов и др,1982; Рустамов, 2001) сопровождалось обдукцией толстой, насыщенной флюидами аллохтонной гипербазитовой пластины (океанической коры) на северную окраину Закавказского микроконтинента, приведшей к погружению последнего в мантию и плавлению основания литосферного блока (Исмаил-Заде, 2006).

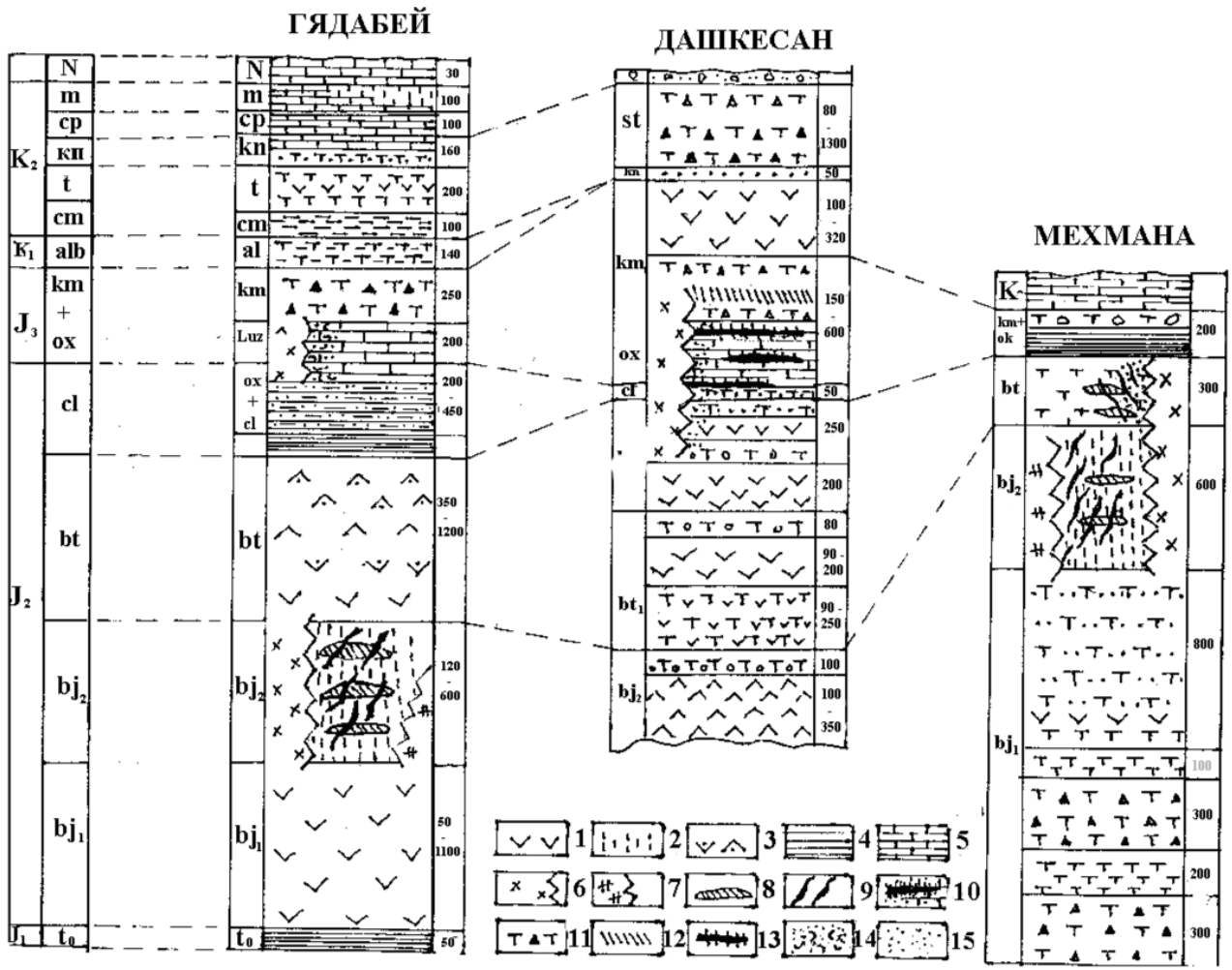


Рис. 2. Металлогенограмма рудных узлов колчеданного пояса Малого Кавказа
Условные обозначения:
1–контрастная базальт-риолитовая формация; 2–вторичные кварциты по рио-дацитам и риолитам байоса; 3–базальт–андезит–дацит–риолитовая формация бата; 4–вулканогенно-осадочные комплексы; 5–карбонатные комплексы; 6–верхнеюрские-нижнемеловые интрузивы гранодиоритов-кварцевых диоритов; 7–среднеюрские (байосские) интрузивы плагиогранитов; 8–серноколчеданные штоки; 9–жильные медно-колчеданные оруденения; 10–железорудные потоки (лавы); 11–вулканокласты; 12–алунитизация и пирофиллитизация; 13–эпидот-гранатовый скарн; 14–везувиановый скарн; 15–хлорит-серицитизация.

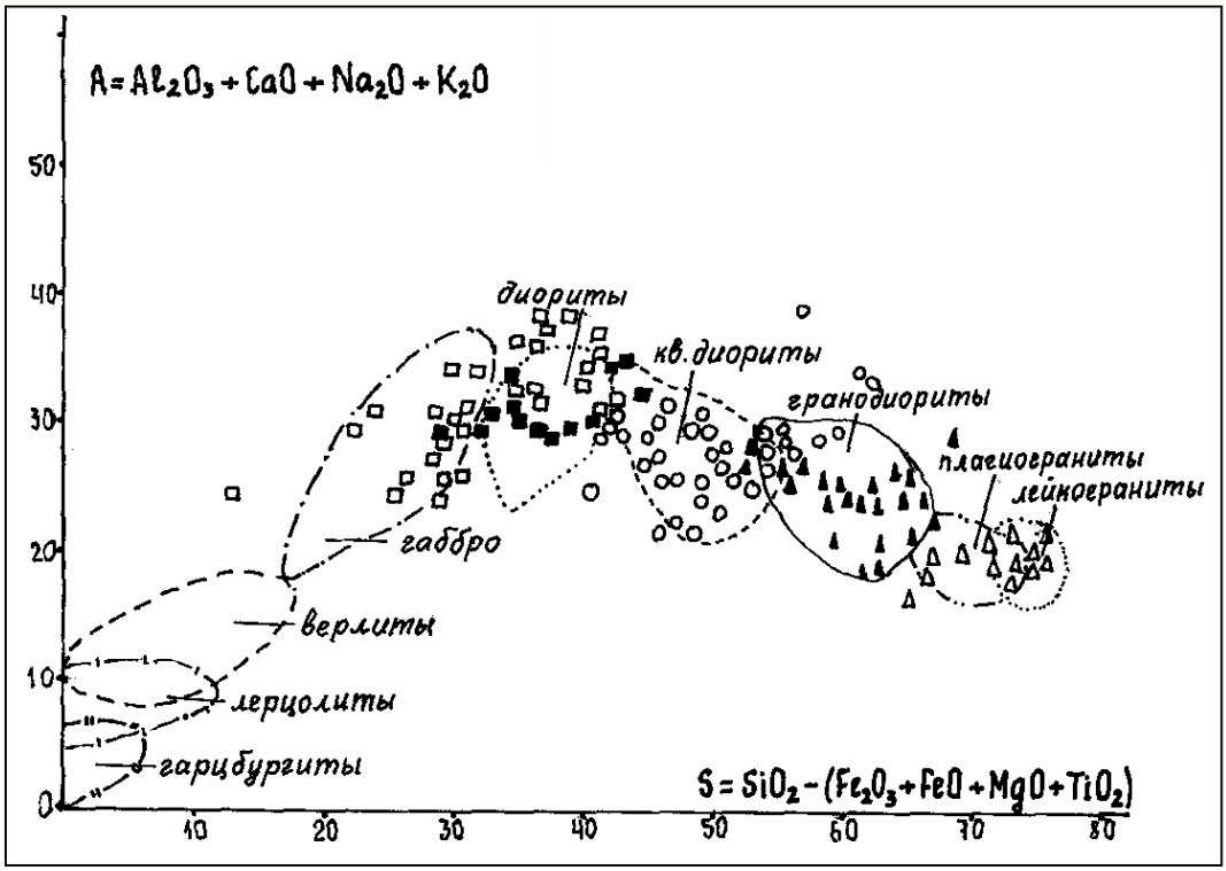


Рис. 3. Положение мезозойских гранитоидных интрузивов Малого Кавказа в полях статистического распределения химических составов главных типов пород

В результате этого происходит формирование палингенного магматического расплава плагиогранит-лейкогранитового состава, который на протяжении пермь-триасового периода продвижения магмы в верхние структурные этажи в процессе ассимиляции вещества коры подвергался дифференциации с образованием пород адамелит-гранодиорит-тоналитового ряда. Последующая тектоно-магматическая активизиция в юрское время (J_2-J_3) способствовала подъему дифференциатов кислого магматического расплава вверх и контакту с аллохтонной гипербазитовой пластиной, залегающей непосредственно на континентальной коре (рис.4).

Процесс взаимодействия привел к проплавлению ультракислой магмой холодной пластины ультраосновного состава с образованием гибридной магмы кварцевый диорит-диоритового состава (Исмаил-Заде, 2006). Интенсивность этого процесса была обусловлена рядом причин: 1) раздробленностью гипербазитовой пластины при перемещении, в особенности на поднятиях, и брекчированной скученностью в прогибах; 2) насыщенностью водой вследствие серпентинизации; 3) контрастностью взаимодействующих сред.

В результате этого произошло формирование мезозойских вулкано-плутонических комплексов Малого Кавказа: в средней юре (J_2bj_1- bj_2) – контрастного базальт-риолитового с плагиогранит-лейкогранитовыми интрузивами и далее – последовательно дифференцированного базальт-андезит-дацит-риолитового (J_2bt) и андезибазальт-дацитового (J_3 ocf+km) с гранодиоритовыми и кварцдиоритовыми интрузивами (J_3). Лишь на самом ЮЗ Шамкирского поднятия в пределах Мровдагского хребта сформировались мелкие субвулканические тела габбро-диабазов.

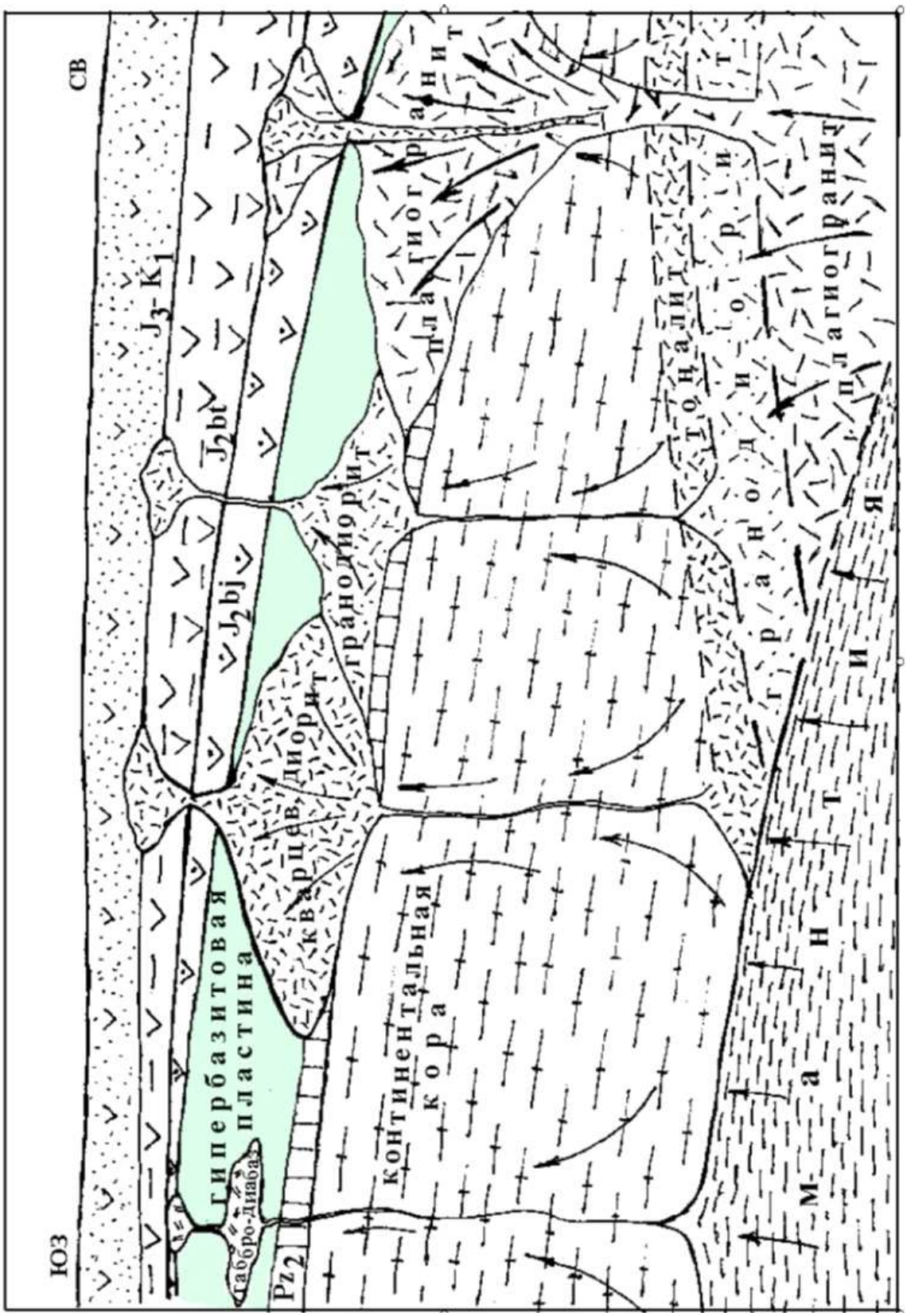


Рис. 4. Схема взаимодействия гранитоидной магмы с гипербазитовой пластиной

Обогащение магматических расплавов рудными металлами происходило в процессе гибридизма. Возникший первоначально в процессе плавления основания литосферного блока кислый лейкогранит-плагиогранитовый расплав по геохимической специализации характеризовался крайней деплетированностью рудными элементами (Co, Ni, Cr, V, Cu, Pb, Zn), между тем как гранодиориты, кварцевые диориты и диориты, являющиеся производными гибридной магмы, характеризуются значительным содержанием этих элементов (см. табл.). Из исследователей лишь Г.В.Мустафаев (1972) отмечал «гибридизм магм мезозойских интрузивов Малого Кавказа и фемический профиль эндогенного оруденения», увязывая его с «базальтоидным характером магматизма с последующей контаминацией базальтовой магмы кислыми породами сиаля».

Наличие элементов группы железа в нижеклярковых значениях в кислых негибридизированных дифференциатах и увеличение их в диоритах, кварцевых диоритах, габбродиоритах гибридизированых разностей с учетом петрологических данных подтверждают несомненное участие в процессе гибридизма ультракислой плагиогранит-лейкогранитовой и ультраосновной гипербазитовой серий.

Средние химические составы (мас.%) и содержание редких элементов (г/т) в главных типах пород среднеюрских и позднеюрских интрузивов Малого Кавказа (Мустафаев, 1972)

	1	2	3	4	5	6	7
n	17	19	15	11	45	20	33
SiO_2	75,54	75,26	65,53	64,75	60,13	55,96	50,57
TiO_2	0,20	0,33		0,43	0,50	0,42	0,41
Al_2O_3	11,62	11,79	15,35	15,86	16,13	17,83	16,99
Fe_2O_3	1,89	2,33	2,29	2,69	3,42	3,04	5,71
FeO	1,12	1,12	1,98	1,69	2,99	4,30	4,92
MnO	0,02	0,03	0,09	0,05	0,07	0,10	0,14
MgO	1,13	1,11	2,28	2,81	3,45	4,75	5,51
CaO	1,26	1,93	3,94	3,51	6,36	7,06	9,71
Na_2O	3,91	4,40	3,88	4,23	3,69	3,30	2,73
K_2O	2,70	0,79	2,49	1,13	1,14	0,72	0,48
nnn	1,12	1,11	1,64	2,31	2,14	2,30	2,70
∑	100,49	100,22	99,90	99,44	100,00	99,85	99,86
Cu x 20	15	68	51	100	129	220	322
Zn 60	37	47	32	114	88	89	129
Pb 20	4	4	6	10	6	7	7
Co 5	2	2,4	7	20	29	35	13
Ni 8	3	7	6	31	20	84	85
Cr 25	6	11	12	28	15	76	109
V 40	12	18	58	98	176	209	167
Sn 3	1	1,5	1,8	1,6	1,9	2,5	1,7
Mo 1	0,5	3,1	0,8	0,7	0,4	0,5	0,6

Примечание: 1- лейкограниты (Атабекский); 2-плагиограниты (Атабекский); 3-гранодиориты (Барумский); 4-тоналиты (Мехманинский); 5-кварцевый диорит (Габагтапинский); 6-диориты (Гядабейский); 7-габбро (Гядабейский); n-количество анализов; х-кларки кислых пород (г/т) по А.П.Виноградову (1962).

Сформированные в процессе гибридизма породы − результат не простого одноразового смешения контрастных по составу магм, а последовательного взаимодействия образующихся на разных стадиях гранитизации дифференциатов кислой магмы − плагиогранитов и гранодиоритов с контрастным по составу комплексом. Соответствие последних гипербазитам и наличие аллохтонной гипербазитовой пластины между доюрским фундаментом и мезозойским вулканогенным комплексом обосновываются данными по геологии, петрохимии, геохимии и геофизики (Исмаил-Заде, 2006).

Вынос тонкодисперсных рудных элементов происходил в процессе возникновения гибридной магмы, в которой первично ассимилированное из гипербазитов мантийное рудное вещество составляло значительную часть гидротермального рудогенеза. Данный процесс протекал в условиях, близких к гипабиссальным.

К зоне смены плагиогранит-лейкогранитовой ассоциации на гибридные диоритовые приурочены основные месторождения: в первом случае – серно-колчеданные, а во втором – медно-колчеданные, медно-порфировые, колчеданно-полиметаллически-баритовые, сопровождаемые во всех случаях золоторудным оруденением. При этом констатируется последовательность, характерная в целом для колчеданных месторождений (Смирнов, 1968; Горжевский, 1986; Твалчрелидзе, 1972; 1984; Бородаевская и др.,1979; Чекваидзе, 1984):

- серно-колчеданная,
- медно-колчеданная,
- медно-порфировая,
- медно-цинко-колчеданная,
- медно-полиметаллическая.

Полихронность и полигенность месторождений (Мустафаев, 2006) затушевывают последовательность их проявлений. Намечаемое в приведенном ряду понижение роли медных формаций по отношению к свинцово-цинково-колчеданным, возможно, отражает подавление в расплаве металлогенической специализации среднеюрского основного профиля негибридизированным кислым расплавом позднего мела.

Процесс формирования рудной системы при этом протекал на фоне метасоматического преобразования вмещающих комплексов. Рудно-метасоматические минеральные ассоциации на Малом Кавказе характеризуются зональным проявлением, связанным с изменением кислотности-щелочности и окислительно-восстановительного потенциала растворов при их движении к поверхности.

На Малом Кавказе наблюдается закономерная связь оруденения с метасоматизмом (Алиев, 1976; Чекваидзе,1984), отражающая рудно-метасоматическую зональность в пределах рудного узла, обусловленную вышеприведенной продольной зональностью проявления магматизма:

- – серно-колчеданных руд – с различными фациальными типами вторичных кварцитов (среднеюрская стадия);
- – медно-колчеданных руд – с хлорит-серицит-кварцевыми породами и пропиллитами (позднеюрская-нижнемеловая стадия);
- – барит-полиметаллических руд с алунит-каолинит-кварцевыми метасоматитами (позднемеловая стадия).

Данная закономерность может проявляться на различных уровнях в зависимости от уровня зарождения магматических очагов, состава магмы и генерируемых ими растворов. В целом, констатируется ведущая роль тектоно-магматических процессов в определении генетических параметров формирования руд.

На ранних этапах (пермь-триас) первичные магматические расплавы, формировавшиеся в условиях плавления низов коры с образованием крупных интрузивов плагиогранит-лейкогранитового состава, относятся к коровым палингенным известково-щелочным гранитоидам со слабо выраженным халькофильным профилем металлогенической специализации (Hg. Sn, As, Sb).

На промежуточном этапе (байос-бат) наблюдается тектоно-магматическая активность, свойственная окраинно-котинентальным структурам рифтогенного типа. Магматизм сопровождается образованием малых интрузивов адамелит-гранодиорит-тохалитового состава, сформированных в процессе переработки интрудируемой коры (глубинный гибридизм), из которой произошла экстракция рассеянных элементов флюидным фронтом продвигающейся магмы. На этом этапе выше-

отмеченный геохимический профиль обогатился также слабо литофильными элементами (Si, Al, Mg, Ca, Na, K и др.), что выразилось в широком проявлении вторичных кварцитов с образованием маломощных серно-колчеданных месторождений.

На заключительном этапе (поздняя юра - ранний мел) наблюдается взаимодействие кислых магм с аллохтонной гипербазитовой пластиной, способствующее гипабиссальному гибридизму с формированием интрузивов тоналитов - кварцевых диоритов − диоритов с т.н. «гибридными» габбро. Последние, принимаемые исследователями за первую «габброидную» фазу в становлении гранитоидных интрузивов, оказались фрагментами метасоматически преобразованных гипербазитов (Исмаил-Заде, 2006). Для данноге типа гибридных расплавов характерна обогащенность сидерофильными элементами (Fe, Co, Ni, Cr, V), экстрагированными из гипербазитовой пластины. С ними сопряжены медно-порфировые, медно-колчеданные, медно-полиметаллические с золотом оруденения на поднятиях и железорудно-кобальтовое – в прогибе.

Впоследствии (поздний мел) в металлогенической специализации отмечается преобладание медно-цинковых, медно-полиметаллических и барит-полиметаллических месторождений, свидетельствующее о превышении в магматизме роли негибридизированной или слабогибридизированной кислой магмы (увеличение содержания халькофильных элементов Zn, Pb, Mo, As, Sb).

Интересным представляется факт широкого распространения и сопутствия золоторудной минерализации во всех вышеуказанных рудных комплексах. В целом, можно констатировать, что проявления золотоносных комплексов едины с оруденениями халькофильного и сидерофильного типов: с позднебайосским серно-колчеданным – золото-колчеданного (Чирагдере, Тоганали); с позднеюрским медно-колчеданным – золото-сульфидного, медно-колчеданного с золотом (Гядабей, Гызылбулаг, Вежнали); с позднемеловым – кварц-сфалеритового с золотом (Даг-кесаман). Не останавливаясь на деталях этого сложного и весьма многообразного процесса, отметим лишь одно из возможных объяснений этого явления.

Золоторудная минерализация «офиолитового» типа, выявленная на Зод-Соютлинском поднятии Севано-Акеринской зоны, связана с гидротермально-метасоматической переработкой базит-гипербазитового комплекса офиолитовой ассоциации (Исмаил-Заде, 1997) и соответствует наиболее ранней региональной палеотектонической вулкано-плутонической системе. Установление гипербазитовой пластины в пределах Лок-Гарабагской зоны между доюрским кристаллическим фундаментом и мезозойским вулкано-плутоническим поясом не исключает возможности периодического возобновления подобного метасоматизма гипербазитов при последующих геодинамических процессах.

Подтверждением этому служит сопутствующая золоторудная минерализация не только в Лок-Гарабагской зоне, но и в более молодых комплексах палеогена –Тутхунская группа проявлений и неогена – Агдуздагское проявление Севано-Акеринской зоны. С учетом вышеизложенного можно отметить, что, возможно, в пределах Малого Кавказа золоторудное оруденение (минерализация) палеозойской эпохи имеет более широкое распространение, однако поэтапную ее регенерацию часто увязывают с мезозойским или кайнозойским магматизмом, причем только в связи с гранитоидными интрузивами без участия гипербазитов.

Экстракция золота из пород ультраосновного комплекса подтверждается также фракционированием золота в процессе позднеюрского магматизма, отраженном в породах субвулканических интрузивов Гызылбулагского золоторудного месторождения, накоплением его в гибридных породах – андезибазальтах, диоритах, кварцевых диоритах и рассеиванием в негибридизированных дацитах, риодацитах. Этот процесс уменьшения золота наблюдается также в составах однотипных породообразующих их минералов – от ранних фаз извержений (в андезибазальтах и диоритах) к поздним (дацитам и риодацитам) (Гусейнов, 1991).

Особый интерес представляет проблема разнотипности рудогенеза в пределах Лок-Гарабагской зоны: колчеданного – на поднятиях и железорудно-кобальтового – в прогибе (рис.5).

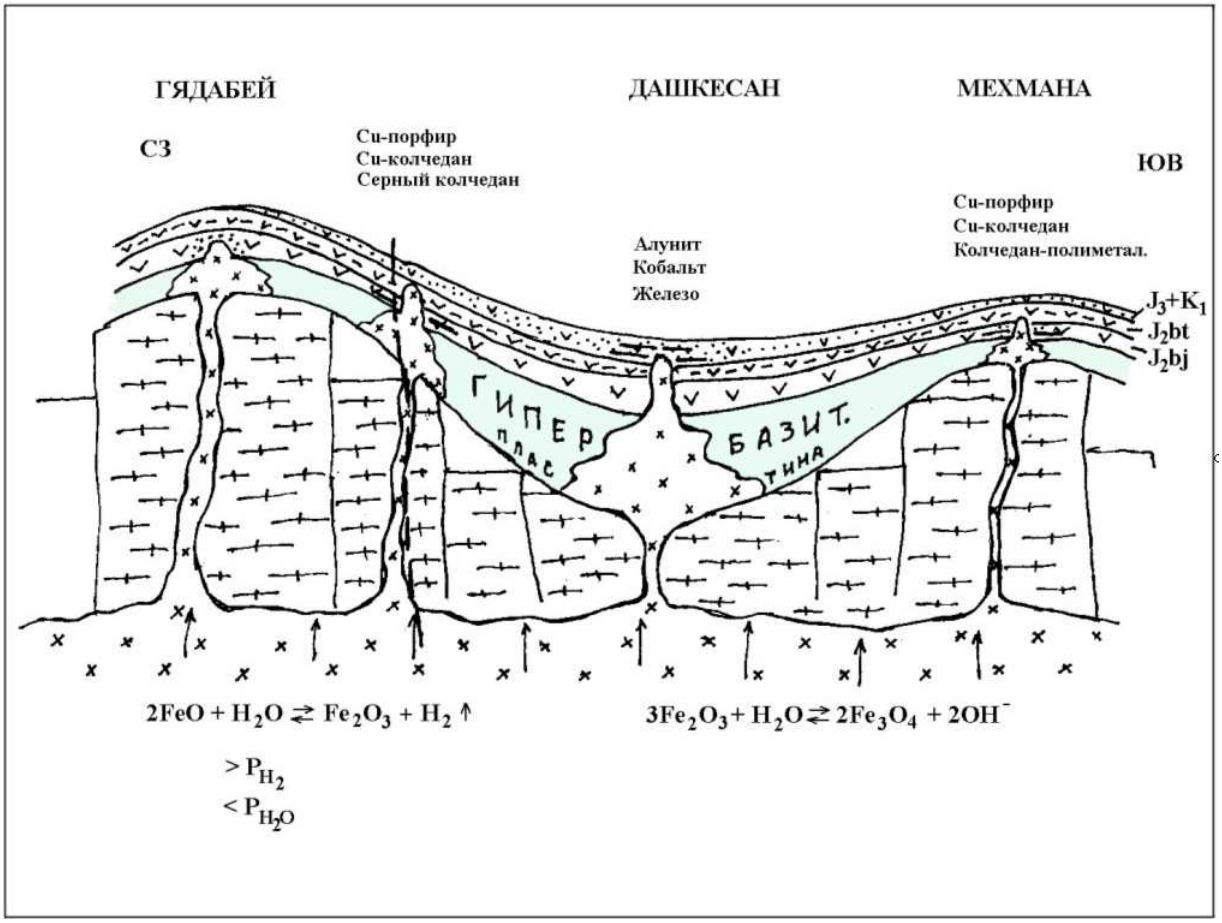


Рис. 5. Схема формирования мезозойских рудных комплексов Малого Кавказа на поднятиях и прогибах

При всей общности гибридизма, т.е. взаимодействия сухой ультракислой магмы с обводненной ультраосновной пластиной, образование гибридной магмы с высоким содержанием воды, возможно, даже превышающим содержание железа, проявление этого процесса в прогибах и на поднятиях данной зоны имеют отличительные особенности, обусловленные поперечной зональностью.

В прогибе (Дашкесанский прогиб), где процесс плавления происходил более интенсивно, ввиду большей прогнутости и скученности большого количества серпентинизированных гипербазитовых фрагментов наблюдалось увеличенное количество окисного железа, широко распространенного в зоне приповерхностного окисления. В процессе воздействия горячей кислой магмы в условиях высокого содержания воды происходило восстановление окисного железа-гематита во вторичный магнетит ($3Fe_2O_3 + H_2O = 2{\cdot}FeO{\cdot}Fe_2O_3 + 2OH^-$), что приводило к образованию большого количества магнетита и водного остатка OH^-. Это способствовало формированию на вулканогенной стадии лавовых потоков магнетита, переслаивающихся с вулканитами киммериджского возраста. Более позднее внедрение Дашкесанского гранодиорит-диоритового интрузива (поздняя юра - ранний мел) привело к разрушению магнетитовых потоков и способствовало их скарнированию, выраженному эпидот-гранатом. Подобные взгляды о возможном соответствии Дашкесанского железорудного месторождения вулканогенно-осадочному генетическому типу высказывались и ранее (Дзоценидзе Г,С., Григорьев И.Ф.). Кобальтовое оруденение Дашкесанского прогиба, увязываемое исследователями (Кашкай, 1965; Шипулин, 1968) с IV габбро-диабазовой дайковой фазой, по всей вероятности, также имеет непосредственное отношение к магматическому очагу, формировавшемуся в пределах гиперба-

зитовой пластины «в основаниях гранитоидных интрузивов» (Шипулин,1968), и соответствует более глубинным его дифференциатам.

По-иному процесс флюидо-магматического взаимодействия протекал на поднятиях. Вследствие относительно малой скученности здесь гипербазитов, воздействие ультракислой магмы на твердое холодное насыщенное водой вещество ультрабазитов сопровождалось переходом закисного железа в окисное $2FeO + H_2O = Fe_2O_3 + H_2\uparrow$ со смещением равновесия в сторону $H_2\uparrow$, что приводило к росту P_{H_2} и понижению P_{H_2O}. Полученная разность в парциальном давлении водорода вызывало направленное перемещение в магматическом очаге постмагматических растворов.

Несомненно, этот процесс флюидо-магматического взаимодействия, прослеженный для интрузивного комплекса, имел место и в вулканической деятельности средне- и позднеюрского магматизма. В его проявлении весьма значительна роль пирокластических фаций, что связано с формированием водородных флюидов, возникающих в процессе окисления железа. Последние ввиду высокой маграционной способности аккумулировались в верхних частях магматических очагов совместно с родственными им фтором и хлором. (Маракушев, 1976). Данный процесс, весьма интенсивный в зоне смены гранитоидных серий на гибридные диоритовые, сопровождался выносом в составе водородно-галогенных эманаций также и золота, имеющего к ним геохимическое сродство.

Таким образом, в процессе флюидно-магматического воздействия ультракислой магмы на холодное тело ультрабазитов на вулканическом этапе проявления магматической деятельности возможно образование и золоторудных месторождений.

Согласно исследованиям И.Д. Рябчикова (1975), в дальнейшей эволюции высокожелезистых хлоридных растворов–расплавов флюидно-магматического процесса на плутоногенном этапе развития магматического очага возможно формирование рудных месторождений «железистой линии» - ртутно-сурьмяной, полиметаллической формаций, также приуроченных к зоне проявления гибридных серий пород. Возможно, наличие в Севано-Акеринской зоне сурьмяно-ртутных месторождений объясняется именно как низкотемпературное оруденение зонально-проявленного мезозойского рудогенеза.

Предлагаемая модель позволяет скоррелировать наблюдаемые парагенетические ассоциации магматических пород, сформированных в процессе гибридизма, с закономерностями пространственного размещения оруденения в пределах рудного района и подтвердить роль гибридизма как основного механизма металлогенической специализации магматических комплексов.

ЛИТЕРАТУРА

АБДУЛЛАЕВ, Р.Н. 1963. Мезозойский вулканизм СВ части Малого Кавказа. Изд. АН. Азерб. ССР. Баку. 220с.

АБДУЛЛАЕВ, Р.Н., АЗИЗБЕКОВ, Ш.А. и др. 1962. Металлогения Азербайджана. Изд. АН Аз. ССР. Баку.

АБДУЛЛАЕВ, Р.Н., МУСТАФАЕВ, Г.В., ГАСАНОВ, Р.К. 1978. Доорогенные эндогенные рудные формации СВ части Малого Кавказа. *Изв. АН Аз. ССР, сер. Науки о Земле,* 2, 31-38.

АЛИЕВ, В.И. 1976. Колчеданная формация СВ части Малого Кавказа. Авт. докт. дисс. Баку.

БЕЛОВ, А.А., МОСАКОВСКИЙ, А.А., СОКОЛОВ, С.Д., ШВОЛЬМАН, В.А. 1982. Позднепалеозойско-раннемезозойское развитие Средиземноморско-Центрально-Азиатской ветви Тетиса. В кн.: *Проблемы геодинамики Кавказа*. Наука. Москва. 21-30.

БАБА-ЗАДЕ, В.М., МАХМУДОВ, А.И., РАМАЗАНОВ, В.Г. 1990. Медно- и молибден-порфировые месторождения Азербайджана. Азгосиздат. Баку. 376с.

БОРОДАЕВСКАЯ, М.Б., ГОРЖЕВСКИЙ, Д.И., КРИВЦОВ, А.И. и др. 1979. Колчеданные месторождения мира. Недра. Москва.

ГОРЖЕВСКИЙ, Д.И. 1986. Рудные месторождения. Т. 16. ВИНИТИ. Москва. 124.

ГУСЕЙНОВ, Д.А. 1991. Рудоносность субвулканических образований Гызылбулагского рудного поля Малого Кавказа. Автор. канд. дисс. Баку. 23.

ДЗОЦЕНИДЗЕ Г.С., ТВАЛЧРЕЛИДЗЕ Г.А. 1965. О типах рудных месторождений, связанных с вулканизмом геосинклинальных зон (на примере Кавказа). В сб.: *Рудоносность вулканогенных формаций*. Недра. Москва.

ИСМАИЛ-ЗАДЕ, А.Д., ВЕЛИЕВ, М.М., ГАСАНОВ, Р.Н., ГЕЙДАРОВ, А.С. 1997. Петрологическая модель формирования золоторудных проявлений в офиолитовом поясе Малого Кавказа. *Тр. ИГ НАНА*, Баку, 26, 76-85.

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

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

КЕРИМОВ, А.Д. 1965. Петрография и рудоносность Мехманинского гранитоидного интрузива. Изд. АН Азерб. ССР. Баку.

КЕРИМОВ, Г.И. 1963. Петрология и рудоносность Кедабекского рудного узла. Изд. АН Азерб. ССР. Баку. 219 с.

КУРБАНОВ, Н.К., КУЛАКОВ, В.В., ЗАРЯНОВ, Ю.П., АНТОНОВ, В.А. 1978. Юрско-меловые магматические формации СВ части Малого Кавказа. *Советская геология*, 5, 99-113.

МАРАКУШЕВ, А.А. 1976. Геохимический анализ процессов экзогенного и эндогенного сульфидного оруденения. *Геол. рудн. месторождений*, 6.

МАГАКЬЯН, И.Г. 1961. Рудные месторождения. Изд. АН Арм.ССР.

МОВСЕСЯН, С.А. 1979. Закономерности размещения рудных месторождений Армении. Недра. Москва. 218.

МУСТАФАЕВ, Г.В. 1972. О гибридизме магм мезозойских интрузивов Малого Кавказа и фемическом профиле эндогенного оруденения. В кн.: *Магматизм формации кристаллических пород и глубины Земли.* ч.II. Наука. Москва. 25-27.

МУСТАФАЕВ Г.В. 2002. Основные черты металлогении Азербайджана. Баку. 231с.

МУСТАФАЕВ, М.А. 2006. Закономерности проявления магматизма и геодинамика Кавказского региона в юрском периоде (Азербайджана). *Изв. НАН Азербайджана. Науки о Земле*, 3, 21-31.

РУСТАМОВ, М.И. 2001. Палеотектоника и геодинамика Палеотетиса Каспийско-Кавказского региона. *Труды. ИГ НАНА*, 29, 136-147.

РЯБЧИКОВ, И.Д. 1975. Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. Наука. Москва.

СМИРНОВ, В.И. 1968. Колчеданные месторождения. В кн.: *Генезис энлогенных рудных месторождений*. Недра. Москва. 586-645.

ТВАЛЧРЕЛИДЗЕ, Г.А. 1972. О типах колчеданных месторождений и провинций. *Изв. АН СССР, сер.геол*., 10, 15-28.

ТВАЛЧРЕЛИДЗЕ, Г.А. 1984. Металлогеническая эволюция Кавказа. В кн.: *Тектоника и металлогения Кавказа*. Мецниереба. Тбилиси. 266-322.

ФРОЛОВА, Т.И., БУРИКОВА, И.А. 1977. Геосинклинальный вулканизм. Изд. МГУ. Москва. 216-240.

ЧЕКВАИДЗЕ, В.Б. 1984. О рудно-метасоматических ассоциациях колчеданных месторождений. *Тр. ЦНИГРИ*, 191, Москва, 23-35.

ШИПУЛИН, Ф.К. 1968. Интрузии и рудообразование (на примере Дашкесана). Наука. Москва. 215.

© Ф.С.Ахмедбейли, 2007

СЕЙСМОГЕННЫЕ ОСТАТОЧНЫЕ ДЕФОРМАЦИИ

Ф.С.Ахмедбейли

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

Изучение сейсмогенных остаточных деформаций в сейсмически активных областях имеет важное значение при сейсмическом районировании и выделении зон возможно ожидаемых землетрясений. В статье приведены результаты наблюденных автором сейсмогенных остаточных деформаций (палеосейсмодислокаций) на ЮВ Кавказе. Подчеркивается необходимость соответствующих исследований в других сейсмоактивных зонах Азербайджана.

В начале 60-х годов прошедшего столетия был предложен палеосейсмогеологический метод с целью изучения древних, т.е. доисторических, землетрясений, подробно рассмотренный в книге В.С.Хромовских и др. (1979). Исследования с применением этого метода проводились во всех сейсмически активных регионах мира, в том числе и в альпийском складчато-орогенном поясе. Как пишут указанные авторы, «….правомерность палеосейсмо-геологического метода подтверждена как сейсмическими соблюдениями, так и результатами применения его (метода) у нас (в бывшем СССР – автор) и почти во всех высокосейсмичных зонах мира».

Обычно в исследованиях сейсмогенных остаточных деформаций (палеосейсмодислокаций) в качестве основного объекта изучения выбираются эпицентральные зоны современных сильных землетрясений, приуроченные к тектоническим структурам, наиболее активным на новейшем тектоническом этапе. По Г.И.Рейснеру (1980), такие деформации можно интерпретировать как следы катастрофических землетрясений недавнего геологического прошлого, оставленные на поверхности земли, а также оценить их интенсивность, что дает возможность выявить потенциальную сейсмическую опасность зон развития палеосейсмодислокаций.

Результативность обнаружения сейсмогенных остаточных деформаций зависит от некоторых факторов и, прежде всего, – от интервала геологического времени их образования. Например, для Кавказа это орогенный этап развития, а если точнее, то его поздняя стадия – поздний миоцен-четвертичное время.

Не менее важное значение имеет фактор сохранности первоначальных форм палеосейсмодислокаций. Если землетрясение произошло, скажем, в позднем плиоцене, то подвергались ли образовавшиеся дислокации изменениям, обусловленным последующим сейсмическим событием? Это вполне вероятно, тем более, если эти землетрясения генерировались в пределах одной и той же эпицентральной зоны. Кроме того, рельеф местоположения палеосейсмодислокаций подвергался последующим экзогенным разрушениям.

При определении палеодислокаций сейсмического происхождения необходимо учитывать направление и скорость движений земной коры в исследуемом регионе, амплитуды смещения тектонических чешуй, особенности сочетания складчатых и разрывных нарушений, плотность их распределения по площади эпицентров землетрясений, глубинных разломов, узлов их пересечения и т.д.

Согласно литературным данным, сейсмогенные остаточные деформации более четко выражены и лучше сохранились в скальных породах магматического и осадочного происхождения. В большинстве случаев они приурочены к сейсмически активным районам, т.е. эпицентральным зонам современных сильных (катастрофических) землетрясений, что свидетельствует о высокой сейсмичности данного региона в течение всего новейшего тектонического этапа, особенно его последней – позднеорогенной стадии.

Касаясь проблемы дислокаций сейсмического происхождения, Г.П.Горшков (1984) выделяет две группы – современные и палеогеосейсмодислокации. Первые изучаются во всех случаях сильных и катастрофических землетрясений, существенно дополняя информацию по изосейстовым зонам. Исследование же вторых важно для выяснения сейсмических событий, происходящих во времени и в пространстве в течение новейшего тектонического этапа, особенно его последней позднеорогенной стадии.

Каково же состояние изученности сейсмогенных остаточных деформаций (палеосейсмодислокаций) в Азербайджане? Прежде всего, отметим, что позднемиоцен-четвертичная (позднеорогенная) стадия новейшего тектонического этапа в нашем регионе исследована обстоятельно. Осуществлено неотектоническое районирование с выделением структур разного ранга (от мегаструктур до локальных); установлены современные сейсмически активные зоны, связанные с новейшими складчато-разрывными дислокациями; определены суммарные амплитуды тектонических движений вертикального и горизонтального направления в позднеорогенной стадии; периодически составлялись карты сейсмического районирования (Рагимов, 1966; Кулиев и др., 1968; Ахмедбейли и др., 1980; Шихалибейли и др., 1989); охарактеризованы сейсмически активные глубинные разломы продольного и поперечного направления; рассмотрены некоторые вопросы геодинамики земной коры на новейшем тектоническом этапе. Все эти и некоторые другие результаты исследований обобщены на неотектонических картах Азербайджана (масштаб 1:500.000), изданных в 1972 и 1991гг., а также в многочисленных научных публикациях.

Возвращаясь к поставленному вопросу о палеосейсмодислокациях, однозначно можно ответить, что, несмотря на перечисленные выше результаты изучения новейшей тектоники, сейсмогенные остаточные деформации в пределах Азербайджана не исследованы. Между тем, располагая многочисленными данными о тектонической структуре, геоморфологии рельефа, хронологии землетрясений, происшедших в историческое время, наконец, современной сейсмической активности, можно было бы вести поиски палеосейсмодислокаций.

При проведении многолетних полевых исследований автору удалось зафиксировать в разных местах ЮВ Кавказа несколько палеосейсмодислокаций. Структурно-тектонические, литологические, геоморфологические особенности исследованных объектов показали, что они могли образоваться только в результате сильных (катастрофических) землетрясений, происшедших на последней стадии (поздний плиоцен - антропоген) неотектонического этапа, вполне вероятно, – в раннечетвертичное или в плиоценовое время. Наблюдаемые нами палеосейсмодислокации расположены за пределами изосейстовых зон современных (исторических) землетрясений, что исключает их отнесение к этим зонам. Соответствующие данные опубликованы в работе автора (Ахмедбейли, 2004). Повторный анализ собранных материалов позволил внести некоторые уточнения. Остановимся на некоторых примерах.

Рассмотрим некоторые палеосейсмогенные остаточные деформации. Одна из них установлена недалеко от сел. Кмиль (СВ Азербайджан), на левом берегу р. Кудиалчай (рис. 1), там, где ее долина резко расширяется. Она представляет собой крупный блок высотой 40-45м с поперечными размерами сторон 8-10м. Блок-«столб» откололся от СВ крыла крупной антиклинали, выраженной в крепких известняках нижнемелового возраста (неоком). Повторное посещение объекта (2004г.) показало, что блок-«столб» переместился на 20-30м, сохранив почти вертикальное положение. На расстоянии 4-6 км на СВ крыле антиклинали (угол падения $35\text{-}40^0$) наблюдаются отдельные трещины глубиной 1-1,5м и разной протяженности, но не более 30-40м. От места расположения палеосейсмодислокации и вниз по течению р. Кудиалчай морфология ее долины резко меняется. На обоих берегах (сс. Кюснет, Вурдухан, Газмалар) имеются раннечетвертичные террасы, которые местами пересечены трещинами под углом $8\text{-}10^0$ и многочисленными локальными разрывами. Более молодые террасы фактически не дислоцированы.

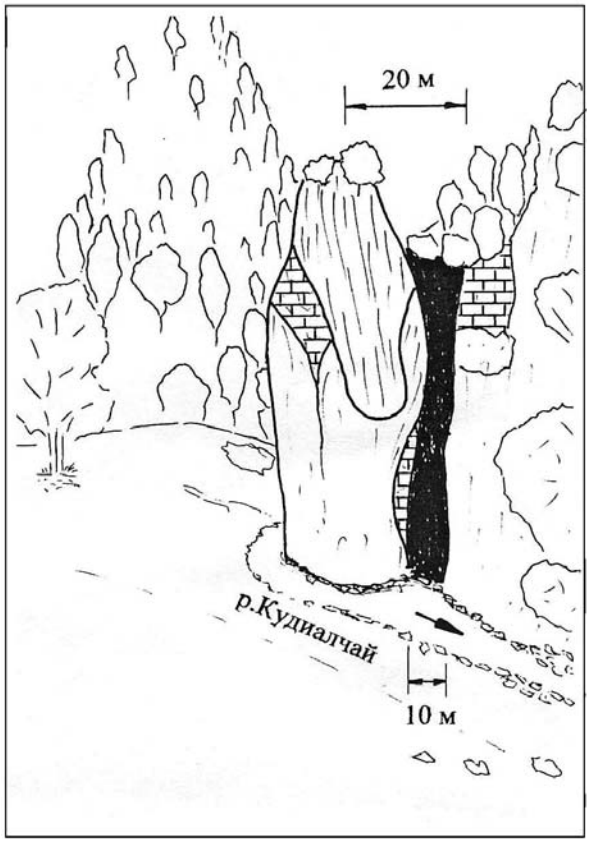


Рис. 1. Палеосейсмодислокация в районе с.Кмиль (долина р. Кудиалчай)

Кмильская палеосейсмодислокация приурочена к центральному отрезку Сиазаньского разлома, который рассматривается (Т.Н.Кенгерли) как граница тектонических ступеней между Гусар-Девечинским прогибом и Тенги-Бешбармакским поднятием кордильерного типа. Наконец, нужно отметить резкое изменение морфологии долины р. Кудиалчай – выходя из узкого ущелья недалеко от названного селения, она резко расширяется.

Приведенные и некоторые другие данные, в частности сильная дислоцированность сарматских слоев в контакте с Сиазаньским разломом, позволяет отнести Кмильскую дислокацию к сейсмогенным остаточным деформациям. Сейсмическое событие произошло в начале четвертичного времени, скорее в бакинский век, а его сила достигала 8-9 баллов. Наконец, отметим, что по инструментальным данным в районе сел. Кмиль зарегистрированы эпицентры двух землетрясений интенсивности 7-8 баллов.

Следы палеосейсмодислокаций хорошо сохранились в районе сел. Крыз, расположенном на плато небольших размеров (1-1,5-0,3-0,5 км). Поверхность плато слегка волнистая, местами пересечена узкими неглубокими трещинами (1-1,5 м). На дне трещин можно наблюдать крепкие плотные известняки верхнеюрского (титон) возраста. Те же породы обнажаются вдоль северного края плато (рис. 2) в виде почти отвесного склона. Южный край плато резко обрывается в наклон верховья р. Кудиалчай на глубину порядка 30-40м. На противоположном склоне обнажены верхнемеловые слои.

В западной части плато имеется несколько глыб крупных размеров (тех же титонских известняков), хаотически расположенных вдоль дороги в сел. Крыз. Отметим, что северный край Крызского плато совпадает с разломом, установленным геологической съемкой и активным на новейшем тектоническом этапе.

Довольно контрастные резко выраженные формы рельефа, сложная тектоническая структура, оторванные из коренных пород и перемещенные крупные глыбы и некоторые другие особенности могут быть следствием, скорее всего, сильного (катастрофического) землетрясения силой не менее 10 баллов. Время сейсмического события предположительно соответствует середине позднеорогенной стадии – возможно, концу акчагыльского века.

Палеосейсмодислокация довольно крупных размеров установлена в верхнем течении р. Гирдыманчай (вблизи с. Буройдал), на ЮЗ склонах ее водораздела с р. Пирсагат (рис.3). Морфологически она выражена в виде смещенного от наиболее высокой части водораздела к левому берегу р. Гирдыманчай блока. Вся масса пород, состоящая из терригенного флиша верхнего мела, разбита на отдельные крупные глыбы, которые хаотически нагромождены на крутых склонах.

Рассматриваемая палеосейсмодислокация связана с активным во время новейшего тектонического этапа Гозлучайским разломом и расположена в 22-25 км от Бабадагской группы эпицентров современных землетрясений. Юго-западный склон водораздела Гирдыманчай – Пирсагатчай деформировалась в

результате сильного землетрясения (не менее 9-10 баллов), возможно, в начале четвертичного времени, скорее – в абшеронский век. Такое предположение обосновывается отличием морфологии берегов р. Гирдыманчай между сс. Джандахар – Лаги от остальных отрезков долины реки.

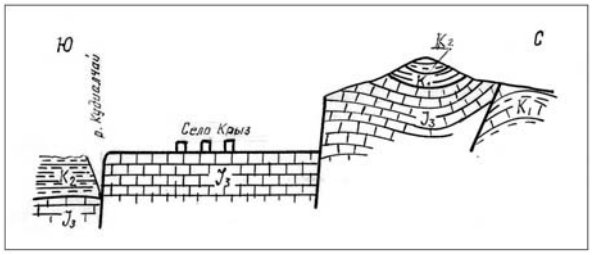


Рис. 2. Палеосейсмодислокация в районе сел. Крыз, схематический профиль

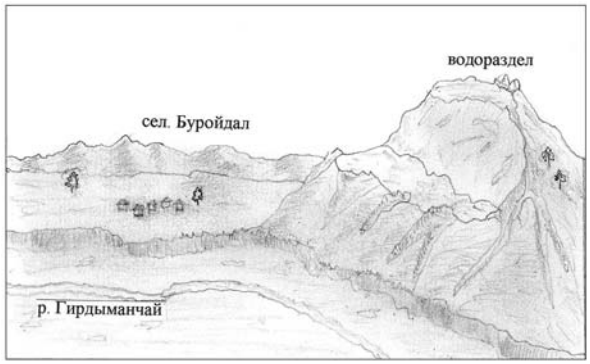
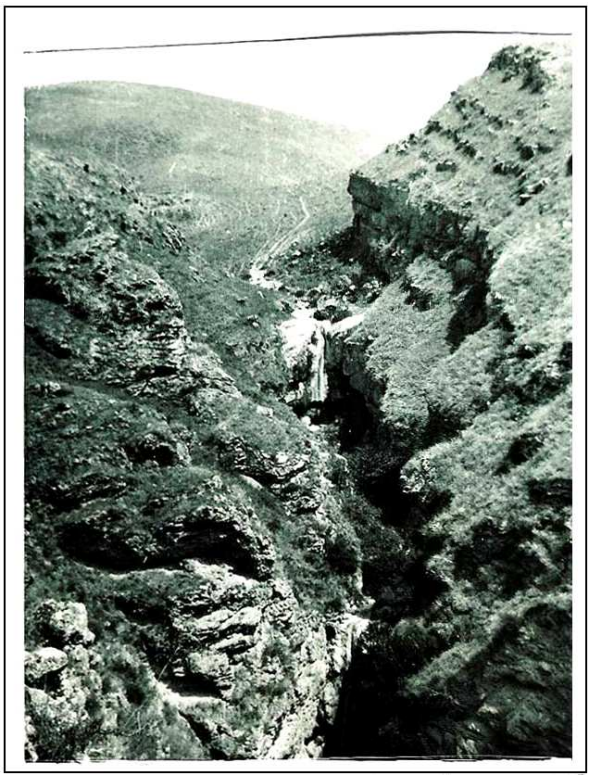


Рис. 3. Палеосейсмодислокация в районе верхнего течения р. Гирдыманчай

Из числа установленных нами сейсмогенных остаточных деформаций следует отметить Сюндинскую палеосейсмодислокацию, выраженную в виде более или менее крупных трещин. Одна (рис. 4а) из них (протяженностью 60-80м) расположена западнее с. Сюнди, другая (рис. 4б) – на расстоянии 1-1,5 км от нее и имеет меньшие размеры (30-35м). Близкое расстояние между ними позволяет высказать предположение об их приуроченности к эпицентральной зоне палеосейсмического события. Первоначальное залегание слоев пород нарушено, и юго-западнее от названного селения оторванные пласты не только опущены (2-3м), но и раздроблены в виде глыб. На разных расстояниях от этих трещин пласты пород пересечены разрывными нарушениями небольших размеров и многочисленными малыми трещинами.



а)



б)

Рис. 4. Палеосейсмодислокация в районе сел. Сюнди (северный Гобустан)

Сейсмогенная природа отмеченных выше деформаций подтверждается структурно-геоморфологическими особенностями территории. Сюндинское плато (мульда), соответствующее пологой синклинали (мульде), выраженной в понтических слоях, имеет небольшие (17 х 23 км) размеры. Его южные и

центральные участки дислоцированы слабо в виде пликативных изгибов. Отмеченные выше трещины приурочены к зоне резкого контакта понтических слоев с нижележащими палеоген-миоценовыми образованиями. Отметим, что рассмотренная дисслокация значительно сходна с аномальным образованием около г. Шамаха, описанным В.С.Хромовских с соавторами (1979). Возможно, что Сюндинская палеосейсмодислокация образовалась в результате катастрофического землетрясения (9-10 баллов) в конце плиоценового времени.

Сейсмогенные остаточные деформации в других сейсмически активных зонах Азербайджана – на Южном склоне Большого Кавказа, Малом Кавказе, Нахчыване, Талыше – вообще не исследованы. Постановка научной проблемы в этом направлении особенно важна при сейсмическом районировании. Составленные же ранее карты, включая и последнюю (1989 г.), фактически не учитывают тектонические процессы и связанные с ними землетрясения, происшедшие на позднеорогенной стадии новейшего тектонического этапа.

ЛИТЕРАТУРА

АХМЕДБЕЙЛИ, Ф.С. 2004. Неотектоника и некоторые аспекты позднеорогенной геодинамики Азербайджана. Nafta-Press. Баку. 269с.

АХМЕДБЕЙЛИ, Ф.С., КУЛИЕВ, Ф.Т., ШИХАЛИБЕЙЛИ, Э.Ш. 1980. Азербайджан. В кн.: *Сейсмическое районирование территории СССР*. Наука. Москва. 137-146.

ГОРШКОВ, Г.П. 1984. Региональная сейсмичность территории СССР. Альпийский пояс. Наука. Москва. 271 с.

КУЛИЕВ, Ф.Т., РАГИМОВ, Ш.С., АХМЕДБЕЙЛИ, Ф.С., СУЛТАНОВА, З.З. 1968. Азербайджан. В кн.: *Сейсмическое районирование СССР*. Наука. Москва. 227-241.

РАГИМОВ, Ш.С. 1966. Вопросы изучения строения Земли. В сб.: *Сейсмическое районирование территории Азербайджанской ССР*. Изд. АН Азерб.ССР. Баку. 206 и 217.

РЕЙСНЕР Г.И. 1980. Геологические методы изучения сейсмической опасности. Наука. Москва. 175с.

ХРОМОВСКИХ, В.С., СОЛОНЕНКО, В.П., СЕМЕНОВ, Р.М., ЖИЛКИН, В.И. 1979. Палеосейсмология Большого Кавказа. Наука. Москва. 187с.

ШИХАЛИБЕЙЛИ, Э.Ш., АХМЕДБЕЙЛИ, Ф.С., КУЛИЕВ, Ф.Т., ПАНАХИ, Б.М., ГАСАНОВ, А.Г. 1989. Временная карта сейсмического районирования территории Азербайджана. Национальная АН Азербайджана. Сейсмологический Центр.

© Г.Г.Кулиев, А.Д.Аскеров, 2007

РЕШЕНИЕ НЕЛИНЕЙНОЙ ЗАДАЧИ О ПРИРАЩЕНИИ ПЛОТНОСТИ СРЕДЫ ГЛУБИН ЗЕМЛИ И ЕГО НЕУСТОЙЧИВОСТЬ

Г.Г.Кулиев, А.Д.Аскеров

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

В рамках общей нелинейной теории получено точное решение полной нелинейной задачи о приращении плотности среды глубин Земли в зависимости от роста деформации. Исходя из неклассически линеаризированного подхода, показано, что это решение для различных геологических сред «внутренне» неустойчиво. С применением неклассически линеаризированного подхода и с учетом нелинейности процесса деформирования и напряженности среды получена формула для определения приращения плотности по глубине Земли при произвольном упругом потенциале сжимаемых моделей среды. Исходя из концепции «внутренней» неустойчивости, определены пределы применимости полученных результатов. При описании деформаций отдельных материалов (сред) с помощью квадратичного упругого потенциала и потенциала типа Мурнагана получены конкретные численные результаты о приращении плотности материалов (сред) при нелинейном деформировании. В случае всестороннего сжатия при достижении состояния «внутренней» неустойчивости, процесс уплотнения переходит в процесс разуплотнения.

Введение

Развитие интеграций методов исследований механики и геологии позволило решить ряд проблем структурной геологии, тектонофизики и физики Земли. В данной статье, исходя из общей нелинейной теории механики деформируемого твердого тела, удалось получить точное решение задачи о распределении плотности сред по глубине Земли в зависимости от роста деформации.

В последние полвека инкрементальная теория механики деформируемого твердого тела (Biot, 1965) получила существенное развитие и превратилась в неклассически линеаризированную теорию (НЛТ). В этом огромная заслуга принадлежит академику А.Н. Гузю. Он, его ученики и сотрудники разработали теоретические (как в смысле вопросов механики, так и в смысле математических вопросов разработки методов решения различных классов задач) основы данного подхода с охватом малых и больших упругих, упругопластических и более сложных процессов деформирования применительно к изотропным, анизотропным средам в континуальном приближении и композитным материалам в пределах кусочно-однородной модели. С помощью НЛТ поставлены и решены новые классы задач в различных разделах механики деформируемого твердого тела и гидроупругости (Гузь, 1977; Гузь, 1979; Гузь, 1986а,б; Гузь, 1990; Гузь и Махорт, 1988). С самого начала развития инкрементальной теории и НЛТ основными областями приложения их результатов оказались геофизика, геодинамика, механика горных пород, горная механика, тектоника и другие разделы наук о Земле (Абасов и др., 1993; Абасов и др., 1999; Абасов и др., 2000; Гузь, 1977).

Анализ результатов, полученных в рамках НЛТ тектонофизики (Абасов и др., 1993; Абасов и др., 1999; Абасов и др., 2000; Александров и др., 2001; Кулиев, 2000; Кулиев, 2001; Кулиев, 2005а,б), показывает, что они по сравнению с результатами классических и прикладных подходов более реально отражают естественные процессы, связанные с деформациями, и позволяют также выяснить механизмы их протекания. Данная теория позволила при исследовании различных проблем структурной геологии, геодинамики, сейсморазведки, механики горных пород и т.д., наряду с линейными физико-механическими свойствами среды, также учитывать нелинейные физико-механические свойства среды, геометрические и силовые параметры деформируемой системы (Кулиев, 2005а,б). В связи с этим представляется целесообразным определение параметров внутреннего строения Земли также в рамках данного подхода.

О пределах изменения приращения плотности. Используя известное соотношение об изменении геометрических объектов (Гузь, 1986 а) в рамках общей нелинейной и линеаризированной теории, рассмотрим пределы изменения приращения плотности материалов. Из нелинейной теории известно (Гузь, 1986 а), что

$$\frac{dV^*}{dV} = \sqrt{I_3} \qquad (1.1)$$

$$I_3 = 1 + 2A_1 + 2\left(A_1^2 - A_2\right) + \frac{4}{3}\left(2A_3 - 3A_2A_1 + A_1^3\right),$$

где dV^* и dV - объемы бесконечного малого материального параллелепипеда соответственно в актуальной конфигурации и в естественном состоянии; $A_i\ (i = 1,2,3...)$ - алгебраические инварианты тензора деформации Грина.

Используя (1.1) для приращения плотности, получаем

$$\frac{\Delta\rho}{\rho} = \frac{dV}{dV_*} - 1 = \frac{1}{\sqrt{I_3}} - 1. \qquad (1.2)$$

Из (1.2) следует, что

$$\text{при } dV_* \to 0,\ \frac{\Delta\rho}{\rho} \to \infty; \qquad (1.3)$$

а при $dV = dV_*$, $\frac{\Delta\rho}{\rho} = 0$.

Следовательно, в самом общем случае

$$0 < \frac{\Delta\rho}{\rho} < \infty.$$

В случае всестороннего деформирования

$$\varepsilon_1 = \varepsilon_2 = \varepsilon_3 = \varepsilon;\ A_1 = 3\varepsilon;\ A_2 = 3\varepsilon^2;\ A_3 = 3\varepsilon^3;\ I_3 = 1 + 6\varepsilon + 12\varepsilon^2 + 6\varepsilon^3. \qquad (1.4)$$

С учетом (1.4) из (1.2) находим

$$\frac{\Delta\rho}{\rho} = \left(1 + 6\varepsilon + 12\varepsilon^2 + 6\varepsilon^3\right)^{-\frac{1}{2}} - 1. \qquad (1.5)$$

Известно, что для всестороннего сжатия $-\frac{1}{2} < \varepsilon < 0$. С учетом этого неравенства и (1.5) получаем, что $0 < \frac{\Delta\rho}{\rho} < \infty$.

В случае линеаризированной теории (в координатах начального состояния) в рамках теории больших начальных деформаций (Гузь, 1986 а)

$$\frac{dV_*}{dV} = \lambda_1\lambda_2\lambda_3, \qquad (1.6)$$

где λ_i - коэффициенты удлинения (укорочения).

При всестороннем деформировании $\lambda_1 = \lambda_2 = \lambda_3$. Тогда согласно (1.2) и (1.6)

$$\frac{\Delta\rho}{\rho} = \lambda_1^{-3} - 1. \qquad (1.7)$$

При всестороннем сжатии $0 < \lambda_1 < 1$. С учетом этого неравенства и (1.7) получаем, что $0 < \frac{\Delta\rho}{\rho} < \infty$. Данный интервал с правой стороны может быть уточнен при рассмотрении структуры конкретных упругих потенциалов, исходя из различных соображений, в частности, путем исследования проблемы «внутренней» неустойчивости. Ниже этот вопрос будет рассмотрен для ряда материалов.

Сравнение формул (1.5) и (1.7) показывает, что результаты по приращению плотности в зависимости от роста деформации в рамках нелинейной и линеаризированной теории в случае всестороннего сжатия совпадают, что и должно быть. График зависимости приращения плотности от роста деформации всестороннего сжатия приведен на рис.1.

О плотности сред в современных моделях внутреннего строения Земли. Реальные модели внутреннего строения Земли, в том числе и так называемые современные модели РЕМ (параметрические модели Земли), приводят к хорошему согласию с данными полевых геофизических наблюдений (Буллен, 1978).

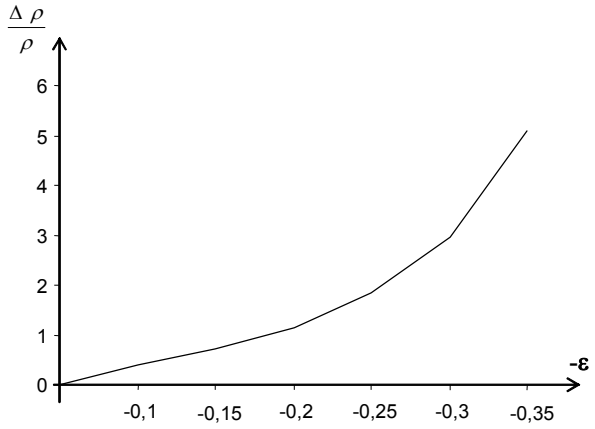


Рис. 1. Зависимость приращения плотности от роста деформации

Распределение плотности, дебаевская температура, параметр Грюнайзена, решеточная часть коэффициента теплопроводности, удельная энтропия среды, адиабатическая температура, температура плавления и их градиенты, скачки энтропии и теплового эффекта при фазовых переходах, наклон кривого фазового равновесия и теплота кристаллизации для мантии и ядра являются основными параметрами внутреннего строения Земли в параметрических моделях (Жарков, 1983). При их определении необходимо предварительно иметь сведения о приращении плотности по глубине недр. Поэтому очень важно более точно определять этот параметр с учетом особенностей процесса деформирования в реальных условиях. В современных моделях для его определения применяется уравнение Адамса-Вильямсона (Буллен, 1978; Жарков, 1983):

$$\Delta\rho = \frac{\rho g}{\Phi}\Delta\ell\,, \qquad (2.1)$$

где ρ – плотность среды в рассматриваемой глубине, g – ускорение силы тяжести, соответствующее данной глубине, $\Delta\rho$ – приращение плотности, $\Delta\ell$ – приращение глубины, $\Phi = \dfrac{K}{\rho}$ – сейсмический параметр, $K = \lambda + \dfrac{2}{3}\mu$ – модуль сжатия; λ, μ – модули упругости второго порядка.

Несмотря на хорошую согласованность результатов формулы (2.1) с результатами фактических наблюдений, данная формула не позволяет раскрыть в полной мере механизм изменения плотности по глубине. При использовании формулы (2.1) сейсмический параметр Φ определяется через скорость упругих продольных V_p и поперечных волн V_s, т.е. в виде

$$\Phi = V_p^2 - \frac{4}{3}V_s^2\,. \qquad (2.2)$$

Эта формула в принципе справедлива только для упругих изотропных ненапряженных сред, где

$$\rho V_p^2 = \lambda + 2\mu\,,\ \rho V_s^2 = \mu\,. \qquad (2.3)$$

На практике скорости упругих волн определяются в реальных земных условиях, которые существенно сложнее, чем используемые при выводе (2.3). Для расширения области применимости (2.1) необходимо, чтобы при определении скоростей упругих волн также учитывались нелинейности процесса деформирования и напряженности среды. Тем более, что экспериментальные результаты (Александров и др., 2001; Альтшулер и др., 2004; Бакулин и Протосения, 1982; Буллен, 1978; Воларович и др., 1974; Выжва и др., 2005; Кулиев, 2000; Кларка, 1969; Сафаров, 2003; Калинин, 2000; Navrotsky, 1994; Thurston and Brugger, 1964; Yin and Rasolofosaon, 1994) показывают, что физико-механические и плотностные характеристики при изменяющихся термобарических условиях не остаются фиксированными (как принято в линейных теориях), а нелинейно изменяются в значительных интервалах. В этих условиях применение (2.3) может внести существенные искажения в научные представления о внутреннем строении Земли вообще, а также в количественные значения отдельных параметров. Поэтому далее в данной статье, исходя из положений НЛТ, для определения приращений плотности по глубине получено уравнение типа Адамса-Вильямсона с учетом геометрической, физической нелинейности деформаций и напряженности сред.

Неклассически-линеаризированный подход (НЛП). В рассматриваемой проблеме

геодинамический аспект характеризуется специфичностью реализации процесса деформирования в различных геологических средах и условиях под действием разнообразных силовых факторов космогенной, экзогенной и эндогенной природы. Особую роль при этом играет способность деформирования различных пород из разных литологических и стратиграфических групп. В связи с этим в геодинамических исследованиях необходимо соответствующим образом моделировать законы деформирования пород. Здесь по аналогии с механикой деформируемого твердого тела предполагается, что с достаточной степенью точности эти законы для сравнительно жестких сред могут быть установлены с помощью упругих потенциалов для сжимаемых и несжимаемых сред.

В рамках НЛТ выделяют (Гузь, 1986а,б) три различных варианта теории в зависимости от величин деформаций в начальном состоянии, т.е. в состоянии до возникновения волнового процесса: а) теория больших (конечных) начальных деформаций (т.б.н.д.); б) первый вариант теории малых начальных деформаций (сдвиги и удлинения являются малыми по сравнению с единицей) (п.в.т.м.н.д.); в) второй вариант теории малых начальных деформаций (дополнительно к первому варианту теории малых начальных деформаций считается, что компоненты тензоров напряжений и деформаций подчиняются закону Гука) (в.в.т.м.н.д.).

Также различают два случая представления плоской гармонической волны. В первом – изменения расстояний между материальными частицами за счет начальной деформации не учитываются, и скорость распространения волны названа "естественной" или "натуральной" скоростью (Гузь, 1986б; Thurston and Brugger, 1964). Во втором – изменения расстояний между материальными частицами за счет начальной деформации учитываются, и скорость распространения волны называется "истинной" скоростью. В связи с вышеизложенным, при сопоставлении теоретических результатов с результатами экспериментальных (лабораторных) и полевых сейсмических исследований, необходимо различать все эти положения.

Наиболее полно НЛТ распространения упругих волн в предварительно напряженных средах разработана в (Гузь, 1986б). Получены общие формулы для определения кинематических и динамических характеристик отраженных и преломленных упругих волн в произвольно однородно напряженной среде в пределах трехмерной линеаризированной эластодинамики с привлечением для сжимаемых и несжимаемых изотропных и анизотропных сред различных упругих потенциалов в случае малых и больших деформаций. В частности, в (Кулиев и Джаббаров, 1998) на основе (Гузь, 1986б), для определения скоростей упругих волн в нелинейно деформируемых анизотропных средах получены следующие формулы:

$$2\rho V_\alpha^2 = \omega_{3333} + \omega_{3113} + \left(\omega_{1111} + \omega_{1331} - \right.$$
$$\left. - \omega_{3333} - \omega_{3113}\right)\sin^2\theta_\alpha \pm \Omega_\alpha;$$
$$\Omega_\alpha = \left\{\left[\left(\omega_{1111} - \omega_{1331}\right)\sin^2\theta_\alpha - \left(\omega_{3333} - \right.\right.\right.$$
$$\left.\left.\left. - \omega_{3113}\right)\cos^2\theta_\alpha\right]^2 + 4\left(\omega_{1331} + \omega_{3113}\right)^2 \times \right.$$
$$\left. \times \sin^2\theta_\alpha \cos^2\theta_\alpha\right\}^{\frac{1}{2}}$$
$$\rho V_{SH}^2 = \omega_{1221}\sin^2\theta + \omega_{3223}\cos^2\theta, \quad (3.1)$$

где знак "+" перед слагаемой Ω соответствует квазипродольной P волне и при этом $V_\alpha = V_p$; а знак " – " – квазипоперечной SV волне и при этом $V_\alpha = V_{sv}$; ω_{ijnm} – компоненты тензора четвертого ранга, характеризующие линейные и нелинейные физико-механические свойства среды и начального напряженного состояния, которые определяются с конкретизацией структуры упругих потенциалов (Гузь, 1986а,б); θ_α – углы падения и отражения квазипродольной P и квазипоперечной SV волн.

Для вывода уравнения типа Адамса-Вильямсона с учетом напряженности сред и нелинейности процесса деформирования рассмотрим случай $\theta = 0$ при всестороннем сжатии. Тогда

$$\rho V_p^2 = \omega_{1111} = \omega_{2222} = \omega_{3333};$$
$$\rho V_S^2 = \rho V_{SV}^2 = \rho V_{SH}^2 = \omega_{3223} = \omega_{2372} = \quad (3.2)$$
$$= \omega_{1221} = \omega_{2112} = \omega_{3113} = \omega_{1331}.$$

На основе (3.2) для определения сейсмического параметра Ф , согласно (2.2), находим

$$\Phi = \rho^{-1}\left(\omega_{3333} - \frac{4}{3}\omega_{3223}\right). \qquad (3.3)$$

В этом случае уравнение Адамса-Вильямсона приобретает вид:

$$\Delta\rho = \frac{\rho^2 g}{\omega_{3333} - \frac{4}{3}\omega_{3223}}\Delta\ell, \qquad (3.4)$$

который является основным для изучения приращения плотности пород с приращением глубин при учете предварительной напряженности сжимаемой среды, физической и геометрической нелинейности деформирования.

Согласно (Гузь, 1979; Гузь, 1986а), составляющие тензора $\omega_{ij\alpha\beta}$ в данном случае определяются в виде:

$$\omega_{ij\alpha\beta} = \lambda_0\delta_{ij}\delta_{\alpha\beta} + \mu_0\left(\delta_{i\alpha}\delta_{j\beta} + \delta_{i\beta}\delta_{j\alpha}\right) + \\ + S_0\left(\delta_{ij}\delta_{\alpha\beta} - \delta_{i\alpha}\delta_{j\beta}\right), \qquad (3.5)$$

где введены обозначения: для т.б.н.д. и п.в.т.м.н.д.

$$\lambda_0 = \lambda_1^2 a_0 - S_0;\ \mu_0 = \lambda_1^2 b_0 + S_0, \qquad (3.6)$$

и для в.в.т.м.н.д.

$$\lambda_0 = a_0 - S_0;\ \mu_0 = b_0 + S_0. \qquad (3.7)$$

Здесь величины a_0 и b_0 - известные алгебраические выражения, содержащие параметры линейных физико-механических свойств среды и начальных напряжений (Гузь, 1986а). $\lambda_i\ (\lambda_1 = \lambda_2 = \lambda_3)$ - коэффициенты удлинения (укорочения); δ_{ij} - символы Кронеккера; $S_0 = S^0_{\beta\beta}$, где $S^0_{\beta\beta}$ - нормальные компоненты тензора обобщенных напряжений в начальном состоянии в рамках т.б.н.д.; в случае п.в.т.м.н.д. и в.в.т.м.н.д. $S_0 = \sigma_0 = \sigma_{\beta\beta}$, где $\sigma_{\beta\beta}$ - нормальные компоненты тензора обычных напряжений в начальном напряженном состоянии; в однородном начальном напряженном состоянии составляющие тензора деформаций определяются в виде:

$$2\varepsilon^0_{ij} = \delta_{ij}\varepsilon_0;\ 2\varepsilon_0 = \lambda_1^2 - 1;\ \varepsilon_0 = \lambda_0 - 1. \qquad (3.8)$$

В (3.8) второе выражение соответствуют случаю т.б.н.д. и п.в.и.н.д., а третье – в.в.т.м.н.д.

С учетом (3.5)- (3.7) формуле (3.4) при использовании "истинных" скоростей придадим вид:

$$\frac{\Delta\rho}{\Delta l} = \frac{\rho^2 g}{\lambda_1^2\left(K_0 - \frac{4}{3}S_0\right)};\ K_0 = \lambda_0 + \frac{2}{3}\mu_0. \qquad (3.9)$$

В случае использования "натуральных" скоростей в формуле (3.9) необходимо принимать $\lambda_1 = 1$.

Анализ качественного характера. Из формул (2.1) – (2.3) следует, что характер изменения приращения плотности зависит от характера вариации К для различных сред. При этом возможны следующие варианты:

1. Из условий $\lambda > 0$, т.е. из $V_p > \sqrt{2}V_S$ и $\mu > 0$, т.е. из $V_S > 0$, следует, что $K > 0$;
2. Из условий $\mu > 0$ и $V_p > \frac{2}{\sqrt{3}}V_S$ также следует, что $K > 0$;
3. При $V_p \to \sqrt{2}V_S$, т.е. при $\lambda \to 0$, следует, что $0 < K \to \frac{2}{3}\mu < \mu$;
4. При $V_p < \sqrt{2}V_S$ и $-\frac{2}{3}\mu < \lambda < 0$, т.е. при $\frac{2}{\sqrt{3}}V_S < V_p < \sqrt{2}V_S$, следует, что $0 < K < \frac{2}{3}\mu$;
5. При $V_p \to \frac{2}{\sqrt{3}}V_S$ следует, что $K \to 0$;

6. При $\lambda < -\frac{2}{3}\mu$, т.е. при $V_p < \frac{2}{\sqrt{3}}V_S$, следует, что $K < 0$.

Известно, что выполнение условий

$$K = \lambda + \frac{2}{3}\mu > 0 \text{ и } \mu > 0 \qquad (4.1)$$

обеспечивает единственность решения задач линейной теории упругости, согласно теореме Кирхгофа (Гузь, 1986а).

В пределах вариантов 1 – 4 применимость формулы (2.1) не вызывает сомнения. Существование теоретических возможностей вариантов 5 и 6 требует их исследования. Из формулы (3.9) следует, что такие возможности могут появляться в силу нелинейности деформирования и напряженности сред. Так, при

$$S_0 \geq \frac{3}{4}K_0 \qquad (4.2)$$

приращение плотности либо равно нулю, либо отрицательно. Следовательно, возможны случаи, когда при достижении определенных уровней начальных напряжений в нелинейно деформируемой среде может реализоваться процесс разуплотнения. Кроме того, формула (3.9) применима при выполнении достаточных условий применимости статического метода энергетического подхода. При всестороннем деформировании эти условия, согласно (Гузь, 1979; Гузь, 1986а), имеют вид:

$$K_0 = \lambda_0 + \frac{2}{3}\mu_0 > 0 \text{ и } \mu_0 > 0. \qquad (4.3)$$

Выполнение условий (4.3) обеспечивает единственность решения задач НЛТ при всестороннем деформировании. Данный вопрос подробно исследован в (Гузь, 1979; Гузь, 1986а), где показано, что нарушение условий (4.3) соответствует явлению "внутренней" неустойчивости. Количественные оценки о "внутренней" неустойчивости в (Гузь, 1979; Гузь, 1986а,б) получены с использованием конкретных упругих потенциалов в пределах линейного приближения (в смысле (Гузь, 1986б)). Такое приближение для традиционных материалов в пределах технических требований функционирования конструкций, изготовленных из них без разрушения, вполне обоснованно. Однако для условий глубоких недр Земли необходимо исходить из нелинейных соотношений, так как при этом величины напряжений могут достигать огромных значений, и, несмотря на это, «конструкция-Земля» не теряет своей несущей способности. Поэтому линеаризация по параметру $\frac{p}{\mu}$ в данном случае может привести к неверным результатам (здесь p - параметр интенсивности внешней нормальной нагрузки на единицу площади).

"Внутренняя " неустойчивость соответствует потере эллиптичности, более того, вырождению основных систем уравнений НЛТ. Поскольку при этом нарушаются условия единственности решений неклассически линеаризированных задач, то появляются неединственные решения, что и должно иметь место. Это – специфическая неустойчивость однородной неограниченной области при заданных на бесконечности нагрузках (Гузь, 1979; Гузь, 1986 а,б). В случае изначально изотропных сред начальные напряжения как бы играют роль внутренней структуры, подобной внутренней структуре композитных сред в анизотропном приближении в пределах феноменологического подхода. В случае достижения в докритическом состоянии величин напряжений, близких значениям модулей упругости (поэтому для исследования задач "внутренней" неустойчивости в основных соотношениях необходимо сохранять и нелинейные относительно параметра нагрузки слагаемые), малейшее дополнительное возмущение в некоторых случаях приводит к процессу "внутренней" неустойчивости, которая вообще не характерна для предварительно не напряженных изотропных сред.

Расчетные формулы при использовании различных упругих потенциалов. Для получения количественных результатов необходимо рассмотреть конкретные упругие потенциалы.

*Квадратичный потенциал***.** Исходя из формул (3.6)-(3.9), (4.3) и (Гузь, 1986а,б), в рамках т.б.н.д. и п.в.т.м.н.д. при использова-

нии «истинных» скоростей в случае всестороннего деформирования в нелинейном приближении получаем:

$$K_0(\varepsilon_0) = (1 + 3\varepsilon_0 + 2\varepsilon_0^2)K; \quad (5.1)$$

$$\mu_0(\varepsilon_0) = \mu + 3K\varepsilon_0; \quad (5.2)$$

$$\varepsilon_{11} = \varepsilon_{22} = \varepsilon_{33} = \varepsilon_0;$$

$$y = \frac{1}{(1+\varepsilon_0)(1+2\varepsilon_0)K}; \quad y = \frac{\Delta\rho}{\rho^2 g \Delta l}. \quad (5.3)$$

В линейном приближении (в смысле (Гузь, 1986б)) формулам (5.1)-(5.3) придадим вид:

$$K_0(\varepsilon_0) = (1 + 3\varepsilon_0)K;$$

$$\mu_0 = \mu + 3K\varepsilon_0; \quad (5.4)$$

$$y = \frac{1}{(1+3\varepsilon_0)K}. \quad (5.5)$$

В рамках в.в.т.м.н.д.:

$$K_0(\varepsilon_0) = (1-\varepsilon_0)K = K - \frac{\sigma_0}{3};$$

$$\mu_0 = \mu + \sigma_0; \quad (5.6)$$

$$\sigma^0_{11} = \sigma^0_{22} = \sigma^0_{33} = \sigma_0 = 3K\varepsilon_0$$

$$y = \frac{1}{(1-\varepsilon_0)K}. \quad (5.7)$$

Здесь σ^0_{ii}, (i=1,2,3) – компоненты тензора напряжений в начальном состоянии.

*Потенциал типа Мурнагана***.** Исходя из (Гузь, 1986б), в рамках т.б.н.д. и п.в.т.м.н.д. при использовании «истинных» скоростей в случае всестороннего деформирования в нелинейном приближении получаем:

$$K_0 = (K + 2a_1\varepsilon_0 + a_2\varepsilon_0^2)(1 + 2\varepsilon_0); \quad (5.8)$$

$$a_1 = a + b + \frac{c}{3} + \frac{K}{2}; \; a_2 = a - b + c,$$

$$\mu_0(\varepsilon_0) = \mu + (c + 3b + 3K + 2\mu)\varepsilon_0 + 3(c + 7b + 3a)\varepsilon_0^2; \quad (5.9)$$

$$y = \frac{1}{(1+2\varepsilon_0)(K + 2a_1\varepsilon_0 + a_2\varepsilon_0^2)}, \quad (5.10)$$

где a, b, c – модули упругости третьего порядка.

В линейном приближении (в смысле (Гузь, 1986б)) формулам (5.8)-(5.10) придадим вид:

$$K_0(\varepsilon_0) = K + 2\varepsilon_0(a_1 + K);$$

$$a_1 = a + b + \frac{c}{3} + \frac{K}{2}; \quad (5.11)$$

$$\mu_0 = \mu + (c + 3b + 3K + 2\mu)\varepsilon_0; \quad (5.12)$$

$$y = \frac{1}{K + 2\varepsilon_0(a_1 + K)}. \quad (5.13)$$

В рамках в.в.т.м.н.д.:

$$K_0(\varepsilon_0) = K + 2(a + b + \frac{c}{3} - \frac{K}{2})\varepsilon_0 - (3a + 5b + \frac{c}{3})\varepsilon_0^2; \quad (5.14)$$

$$\mu_0(\varepsilon) = \mu + (c + 3b + 3K)\varepsilon_0 + (9a + 15b + c)\varepsilon_0^2; \quad (5.15)$$

$$y = \frac{1}{K + 2a_1\varepsilon_0 + a_2\varepsilon_0^2}; \; a_1 = a + b + \frac{c}{3} - \frac{K}{2}; \quad (5.16)$$

$$a_2 = -3a - 5b - \frac{c}{3}.$$

В линейном приближении (в смысле (Гузь, 1986б)), формулы (5.14) – (5.16) приобретают вид:

$$K_0(\varepsilon_0) = K + 2a_1\varepsilon_0; \quad (5.17)$$

$$\mu_0(\varepsilon_0) = \mu + (c + 3b + 3K)\varepsilon_0; \quad (5.18)$$

$$y = \frac{1}{K_0 + 2a_1\varepsilon}; \; a_1 = a + b + \frac{c}{3} - \frac{K}{2}. \quad (5.19)$$

Согласно (Гузь, 1986б), используя соотношения $V_l = \lambda_1^{-2} C_l^2; V_s = \lambda_1^{-2} C_s^2$, можно

получить аналогичные результаты в случае использования «натуральных» или «естественных» скоростей.

Полученные в пределах НЛТ результаты (5.8) – (5.19) позволяют определить критические параметры напряжений и деформаций, соответствующих явлению «внутренней» неустойчивости в средах и описываемых различными упругими потенциалами при всестороннем деформировании.

Критические параметры «внутренней» неустойчивости.

Квадратичный потенциал.

Согласно формулам (5.1) и (5.2) из условий $K_0(\varepsilon)=0$ следует, что

$$(\varepsilon_0)_1=-1;(\varepsilon_0)_2=-\frac{1}{2}, \qquad (6.1)$$

а из условий $\mu_0(\varepsilon_0)=0$ следует, что $(\varepsilon_0)_3=-\frac{\mu}{3K_0}$.

Согласно формулам (5.4) получаем, что

$$(\varepsilon_0)_1=-\frac{1}{3}\ ;\ (\varepsilon_0)_2=-\frac{\mu}{3K}. \qquad (6.2)$$

Согласно формулам (5.6) получаем, что

$$(\varepsilon_0)_1=1;\ \ (\varepsilon_0)_2=-\frac{\mu}{3K_0}. \qquad (6.3)$$

Потенциал типа Мурнагана. Согласно формулам (5.8) и (5.9) получаем, что

$$(\varepsilon_0)_1=-\frac{1}{2};\ \ (\varepsilon_0)_{2,3}=\frac{-a_1\pm\sqrt{a_1^2-Ka_2}}{a_2} \qquad (6.4)$$

$$(\varepsilon_0)_{4,5}=\left[6(c+7b+3a)\right]^{-\frac{1}{2}}\left\{-\left(c+3b+3\lambda+\right.\right.$$
$$\left.+4\mu\right)\pm\left[(c+3b+3\lambda+4\mu)^2-12(c+\right.$$
$$\left.\left.+7b+3a)\mu\right]^{\frac{1}{2}}\right\}.$$

Согласно формулам (5.11) и (5.12) получаем, что

$$(\varepsilon_0)_1=-\frac{K}{2(a_1+K)};$$

$$(\varepsilon_0)_2=-\frac{\mu}{c+3b+3K+2\mu}. \qquad (6.5)$$

Согласно формулам (5.14) и (5.15) получаем, что

$$(\varepsilon_0)_{1,2}=\left[\left(2(3a+5b+\frac{c}{3})\right)\right]^{-\frac{1}{2}}\left\{2\left(a+b+\right.\right.$$
$$+\frac{c}{3}-\frac{K}{2}\Big)\pm\Big[4(a+b+\frac{c}{3}-\frac{K}{2})+4\big(3a+$$
$$\left.\left.+5b+\frac{c}{3}\right)K\right]^{\frac{1}{2}}\right\};$$
(6.6)
$$(\varepsilon_0)_{3,4}=\left[\left(2(9a+15b+c)\right)\right]^{-\frac{1}{2}}\left\{-\left(c+3b+\right.\right.$$
$$\left.+3K\right)\pm\left[(c+3b+3K)^2-4\mu\left(9a+\right.\right.$$
$$\left.\left.+15b+c\right)\right]^{\frac{1}{2}}\right\}.$$

Согласно формулам (5.17) и (5.18) получаем, что

$$(\varepsilon)_1=-\frac{K_0}{2a_1};\ (\varepsilon_0)_2=-\frac{\mu}{c+3b+3K}\ . \qquad (6.7)$$

Анализ количественных результатов «внутренней» неустойчивости. Из структуры соотношений (6.1)-(6.3) следует, что в случае квадратичного потенциала в рамках всех вариантов теории начальных деформаций как в нелинейном, так и в линейном приближении критическая величина деформаций, соответствующая «внутренней» неустойчивости в случае всестороннего сжатия, определяется из одной и той же формулы:

$$(\varepsilon_0)_{кр}=-\frac{\mu}{3K}. \qquad (7.1)$$

Исключение составляют результаты т.б.н.д. при линейном приближении, когда применительно к средам, для которых $\mu>K_0$, критическая величина деформаций $\varepsilon_{кр.}=(\varepsilon_0)_1=-\frac{1}{3}$.

Этот результат связан с тем, что в случае малых деформаций существует предельный переход (Гузь, 1986б) к потенциалу линейного упругого изотропного тела и рассматривается всестороннее деформирование. Численные величины критических деформаций для оргстекла, стали 09Г2С, гранита и кварца, вычисленные по формуле (7.1), следующие:

Материал	Оргстекло	Гранит	Кварц	Сталь 09Г2С
$(\varepsilon_0)_{кр}$	-0,1193	-0,2577	-0,33	-0,1791

Из этих результатов следует, что в рамках квадратичного потенциала, несмотря на то что величины деформации значительны, явление «внутренней» неустойчивости в рассматриваемых материалах может наблюдаться лишь при всестороннем сжатии. При всестороннем растяжении в данном случае оно не обнаруживается. Состояние равновесия материалов при всестороннем сжатии в пределах деформаций, у которых $|\varepsilon_0| < |(\varepsilon_0)_{кр}|$, является устойчивым. Данные о физико-механических свойствах оргстекла и стали 09Г2С заимствованы из (Гузь, 1986б), белого гранита Сьерра – из (Yin and Rasolofasaon, 1994), кварца – из (Александров и др., 2001).

Следовательно, в случае применения квадратичного потенциала формулы (3.7) и (4.2) при всестороннем сжатии применимы для оргстекла при $\varepsilon_0 < -0{,}1193$, для стали – при $\varepsilon_0 < -0{,}1791$, для белого гранита Сьерра – при $\varepsilon_0 < -0{,}2577$, для кварца – при $\varepsilon_0 < -0{,}3333$.

Рассмотрение численных примеров для стали и оргстекла связано с тем, что полученные теоретические результаты в основном имеют методологический характер, и поэтому их численные апробации проведены с использованием надежных экспериментальных данных этих материалов, хотя в определенных ситуациях полученные численные результаты для этих материалов могут представлять также существенный интерес.

Более подробно рассмотрим численные результаты, полученные для рассматриваемых материалов при описании их деформации с применением упругого потенциала типа Мурнагана, т.е. с помощью формул (6.4) – (6.7). В связи с необходимостью определения пределов применимости формул (5.10), (5.13), (5.16), (5.19), нужно выяснить из каких уравнений, т.е. из $\mu_0(\varepsilon_0) = 0$ или $K_0(\varepsilon_0) = 0$, вычисляются критические величины деформаций.

а) *Оргстекло*. Расчеты показывают, что в пределах т.б.н.д. и п.в.т.м.н.д. при всестороннем деформировании величины критических деформаций определяются из уравнений $\mu_0(\varepsilon_0) = 0$ и согласно формуле (6.4) для случаев сжатия и растяжения соответственно равны: $(\varepsilon_0)_{кр} = (\varepsilon_0)_4 = -0{,}1328$ и $(\varepsilon_0)_{кр} = (\varepsilon_0)_5 = 0{,}0624$. При этих величинах деформаций $K_0((\varepsilon_0)_{кр}) > 0$.

При линейном приближении (относительно параметра нагрузки, в смысле (Гузь, 1986а, б), из уравнения $\mu_0(\varepsilon_0) = 0$ согласно второй формуле (6.5) получаем, что $\varepsilon_{кр.} = (\varepsilon_0)_2 = 0{,}0952$, что соответствует случаю растяжения. В этом приближении явление «внутренней» неустойчивости при сжатии не обнаруживается.

В пределах в.в.т.м.н.д. из уравнения $\mu_0(\varepsilon_0) = 0$ согласно формуле (6.6) получаем, что $(\varepsilon_0)_{кр} = (\varepsilon_0)_3 = -0{,}1948$; $(\varepsilon_0)_{кр} = (\varepsilon_0)_4 = 0{,}1907$. При этих величинах деформаций $K_0((\varepsilon_0)_{кр}) > 0$.

При линейном приближении из уравнения $K_0(\varepsilon_0) = 0$ согласно первой формуле (6.7) получаем, что $(\varepsilon_0)_{кр} = (\varepsilon_0)_1 = 0{,}3419$. При этих величинах деформаций $\mu_0(\varepsilon_0)_{кр} > 0$. В этом приближении в случае сжатия явление «внутренней» неустойчивости не обнаруживается.

Таким образом, при всестороннем сжатии для определения приращения плотности в данном случае в рамках т.б.н.д. и п.в.т.м.н.д. соответственно необходимо исходить из фор-

мул (5.10) и (5.16) при ограничениях: $\varepsilon_0 < -0{,}1328$ и $\varepsilon_0 < -0{,}1948$.

Из анализа вышеприведенных результатов следует, что результаты линейного приближения качественно и количественно отличаются от результатов нелинейного решения. Поэтому при рассматриваемых задачах необходимо исходить из нелинейного решения. Поскольку такой результат получен и для других здесь рассматриваемых материалов, то ниже результаты линейного приближения не будут обсуждены. Кроме того, сравнение результатов, полученных в случаях т.б.н.д. и в.в.т.м.н.д., показывает, что они количественно отличаются, хотя качественные результаты аналогичны.

б) *Сталь 09Г2С*.

Как и для оргстекла, для стали в рамках т.б.н.д. и п.в.т.м.н.д. из уравнения $\mu_0(\varepsilon_0) = 0$ согласно третьей формуле (6.4) получено, что

$(\varepsilon_0)_{кр} = (\varepsilon_0)_4 = -0{,}1424;$

$(\varepsilon_0)_{кр} = (\varepsilon_0)_5 = 0{,}1907,$

а в пределах в.в.т.м.д. из того же уравнения согласно второй формуле (6.6) определено, что

$(\varepsilon_0)_{кр} = (\varepsilon_0)_3 = -0{,}1826;$

$(\varepsilon_0)_{кр} = (\varepsilon_0)_4 = 0{,}0707.$

Следовательно, формулы (5.10) и (5.16) в случае всестороннего сжатия применимы при $\varepsilon_0 < -0{,}1424$; $\varepsilon_0 < -0{,}1826$ соответственно.

в) *Белый гранит Сьерра*.

В этом случае в рамках т.б.н.д. и п.в.т.м.н.д. из уравнения $K_0(\varepsilon_0) = 0$ согласно второй формуле (6.4) получаем $\varepsilon_{кр.} = (\varepsilon_0)_3 = 0{,}0009,$ что соответствует случаю растяжения. В случае сжатия всегда $K_0(\varepsilon_0) > 0$ и $\mu_0(\varepsilon_0) > 0,$ т.е. явление «внутренней» неустойчивости не обнаруживается. В пределах в.в.т.м.н.д. из уравнения $K_0(\varepsilon_0) = 0$ согласно первой формуле (6.6)

$(\varepsilon_0)_{кр} = (\varepsilon_0)_1 = 0{,}0009;$

$(\varepsilon_0)_{кр} = (\varepsilon_0)_2 = -0{,}6279.$

Следовательно, формула (5.10) в случае всестороннего сжатия применима при любых упругих деформациях, а формула (5.16) – при $\varepsilon_0 < -0{,}6279$.

г) *Кварц*.

В этом случае в рамках т.б.н.д. и п.в.т.м.н.д. из уравнения $\mu_0(\varepsilon_0) = 0$ согласно третьей формуле (6.4) получаем, что $(\varepsilon_0)_{кр} = (\varepsilon_0)_4 = -0{,}1582,$ а из уравнения $K_0(\varepsilon_0) = 0$ согласно второй формуле (6.4) – $(\varepsilon_0)_{кр} = (\varepsilon_0)_3 = 0{,}2531.$

В пределах в.в.т.м.н.д. из уравнения $\mu_0(\varepsilon_0) = 0$ согласно второй формуле (6.6) получаем, что $\varepsilon_{кр.} = (\varepsilon_0)_3 = -0{,}2082,$ а из уравнения $K_0(\varepsilon_0) = 0$ согласно первой формуле (6.6) – $(\varepsilon_0)_{кр} = (\varepsilon_0)_1 = 0{,}2185.$ Следовательно, формулы (5.10) и (5.16) в случае всестороннего сжатия применимы при $\varepsilon_0 < -0{,}1582$ и $\varepsilon_0 < -0{,}2082$.

Вышеприведенные численные результаты для различных материалов свидетельствуют о том, что в пределах НЛТ «внутренняя» неустойчивость в случае всестороннего сжатия обнаруживается при 10-и и более процентах деформаций. В обычных условиях материалы и конструкции, изготовленные из них, не могут выдержать таких уровней нагрузок и деформаций. В условиях же глубоких недр Земли такие уровни нагрузок и деформаций вполне достижимы. Поскольку до указанных критических значений условия (4.3) выполняются, то для расчета приращения плотности с учетом нелинейности деформирования и напряженности сред в этих пределах можно использовать формулу (3.9). Естественно, что для анизотропных сред вследствие малости сдвиговых жесткостей явление «внутренней» неустойчивости будет проявляться при значительно меньших уровнях нагрузок и деформаций. Также очевидно, что в реальных условиях вследствие трещиноватости, наличия примесей разножесткостных сред, слоистости и т.д. при достаточно низких уровнях нагрузок и деформаций в теле могут реализоваться локальные, приповерхностные и структурные

неустойчивости. Однако за геологическое время (сотни миллионов и миллиарды лет) вполне реально, что в результате аналогичных и других процессов деформирования могут формироваться условия, при которых появляются возможности перехода процесса уплотнения сред в процесс разуплотнения наряду с другими механизмами и по механизму «внутренней» неустойчивости.

Численные результаты по приращению плотности. Расчеты проведены для различных материалов с применением потенциала типа Мурнагана. Некоторые результаты вычислений приведены в табл. 1, 2 и отражены на рисунках 2, 3. Результаты табл. 1 получены для оргстекла, а табл. 2 – для белого гранита Сьерра. Результаты рис.2 относятся к стали 09Г2С, а рис.3 – кварцу. На рисунках линией 1 показаны результаты, полученные в рамках т.б.н.д. и п.в.т.м.н.д. в линейном приближении; линией 2 – в.в.т.м.н.д. в линейном приближении; линией 3 – т.б.н.д. и п.в.т.м.н.д. в нелинейном приближении; линией 4 – в.в.т.м.н.д. в нелинейном приближении. Из приведенных результатов следует, что напряженности сред и нелинейности деформирования приводят к существенным поправкам при определении приращения плотности. Величины этих поправок значительно варьируют для различных материалов. С ростом величины деформации различия между результатами, полученными в рамках т.б.н.д. и в.в.т.м.н.д., растут.

Таблица 1

Зависимость параметра плотности (y) от изменения деформации

-ε	y			
	Линейное приближение		Нелинейное приближение	
	по формуле (5.13)	по формуле (5.19)	по формуле (5.10)	по формуле (5.16)
0	0,1884	0,1884	0,1884	0,1884
0,01	0,1829	0,1831	0,183149	0,18303
0,02	0,1777	0,1780	0,1786	0,177813
0,03	0,1728	0,1732	0,1746	0,172783
0,04	0,1682	0,1687	0,1711	0,1679
0,05	0,1638	0,1644	0,1681	0,163258
0,06	0,1596	0,1603	0,1656	0,158749
0,07	0,1556	0,1564	0,1635	0,154402
0,08	0,1519	0,1527	0,1617	0,1502
0,09	0,1483	0,1492	0,1603	0,146166
0,1	0,1448	0,1458	0,1592	0,142265

Таблица 2

Зависимость параметра плотности (y) от изменения деформации

-ε	y			
	Линейное приближение		Нелинейное приближение	
	по формуле (5.13)	по формуле (5.19)	по формуле (5.10)	по формуле (5.16)
0	0,0364	0,0364	0,0364	0,0364
0,01	0,0031	0,0031	0,003281	0,00315
0,02	0,0016	0,0016	0,001817	0,001672
0,03	0,0011	0,0011	0,001306	0,001151
0,04	0,0008	0,0008	0,001051	0,000884
0,05	0,0007	0,0007	0,000901	0,000723
0,06	0,0006	0,0006	0,000805	0,000615
0,07	0,0005	0,0005	0,000742	0,000538
0,08	0,0004	0,0004	0,000699	0,00048
0,09	0,0004	0,0004	0,000671	0,000435
0,1	0,0003	0,0003	0,000654	0,000399

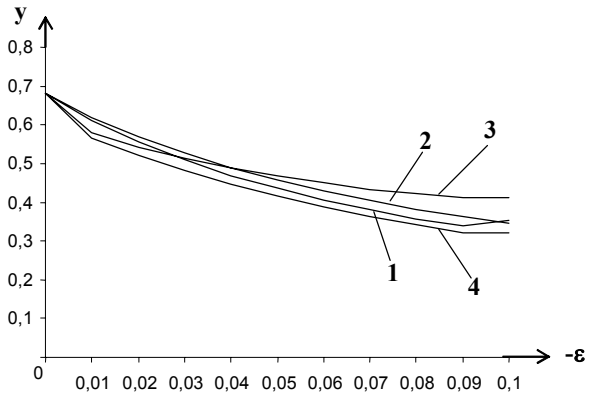


Рис. 2. Зависимость параметра плотности стали 09Г2С от роста деформации

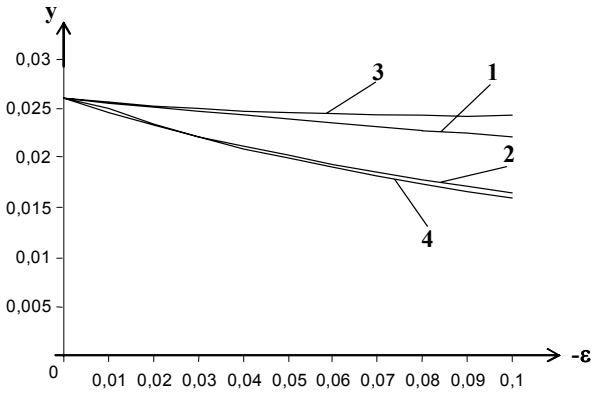


Рис. 3. Зависимость параметра плотности кварца от роста деформации

В табл.3 приведены численные значения величин давлений в ГПа при различных степенях деформированности ряда материалов (сред) в случае всестороннего сжатия. В скобках указан процент вклада нелинейной деформации на величину давления. В последней строке приведены критические значения давлений, соответствующие «внутренней» неустойчивости. Из приведенных результатов следует, что с ростом величин давлений (глубин) вклад нелинейной деформации в результаты становится значительным как в рамках т.б.н.д. и п.в.т.м.н.д., так и в рамках в.в.т.м.н.д.

Таблица 3

Учет доли нелинейной деформации при определении величины давления при всестороннем сжатии в рамках различных теорий

-ε	Оргстекло		Сталь 09Г2С		Кварц	
	т.б.н.д. и п.в.т.м.н.д.	в.в.т.м.н.д.	т.б.н.д. и п.в.т.м.н.д.	в.в.т.м.н.д.	т.б.н.д. и п.в.т.м.н.д.	в.в.т.м.н.д.
0,01	0,1769 (9%)	0,1644 (3,1%)	0,052 (15,6%)	0,050 (14,8%)	0,96 (6,6%)	0,95 (6,6%)
0,05	1,26 (33,1%)	0,9243 (13,8%)	0,447 (48,1%)	0,381 (42,1%)	6,327 (26,6%)	6,03 (26,6%)
$(\varepsilon_0)_{кр}$	5,80 (56,6%)	5,04 (38,4%)	2,686 (72,4%)	3,045 (73,6%)	36,06 (52,6%)	45,75 (59,4%)

ЛИТЕРАТУРА

АБАСОВ, М.Т., КУЛИЕВ, Г.Г., БУРЯКОВСКИЙ, Л.А., ДЖЕВАНШИР, Р.Д., АЛИЕВ, Э.А. 1993. Теоретические основы и математическая модель механизма формирования складчатости путем потери устойчивости. *Геотектоника*, 3, 90-101.

АБАСОВ, М.Т., КУЛИЕВ, Г.Г., ДЖЕВАНШИР, Р.Д. 1999. Неклассическая теоретическая модель структурного развития Литосферы. *Изв. АН Азербайджана. Науки о Земле,* 2, 149-162.

АБАСОВ, М.Т., КУЛИЕВ, Г.Г., ДЖЕВАНШИР, Р.Д. 2000. Модель развития Литосферы. *Вестник Российской Академии Наук*, 70, 2, 129-135.

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

АЛЬТШУЛЕР, Л.В., КРУПНИКОВ, К.К., ФОРТОВ, В.Е., ФУНТИКОВ, А.И. 2004. Начало физики мегабарных давлений. *Вестник Российской Академии Наук*, 74, 11, 1011-1022.

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.

БУЛЛЕН, К.Е. 1978. Плотность Земли. Мир. Москва. 442.

ВОЛАРОВИЧ, М.П., БАЮК, Е.И., ЛЕВЫКИН, А.И., ТОМАШЕВСКАЯ, И.С. 1974. Физико-механические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах. Наука. Москва. 223.

ВЫЖВА, С.А., МАСЛОВ, Б.П., ПРОДАЙВОДА, Г.Т. 2005. Эффективные упругие свойства нелинейных многокомпонентных геологических сред. *Геофизический журнал,* 27, 6, 1012-1022.

ГУЗЬ, А.Н. 1977. Основы теории устойчивости горных выработок. Наук. Думка. Киев. 204.

ГУЗЬ, А.Н. 1979. Устойчивость упругих тел при всестороннем сжатии. Наук. Думка. Киев. 144.

ГУЗЬ, А.Н. 1986а. Основы трехмерной теории устойчивости деформируемых тел. Вища шк. Киев. 512.

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

ГУЗЬ, А.Н. 1990. Механика разрушения композитных материалов при сжатии. Наук. Думка. Киев. 632.

ГУЗЬ, А.Н., МАХОРТ, Ф.Г. 1988. Акустоэлектромагнитоупругость. Наук.думка. Киев. 248.

ЖАРКОВ, В.Н. 1983. Внутреннее строение Земли и планет. Наука. Москва. 416.

КАЛИНИН, В.А. 2000. Свойства геоматериалов и физика Земли. Избранные труды. ОИФЗ РАН. Москва. 334.

КЛАРКА, С. мл. 1969. Справочник физических констант горных пород. Мир. Москва. 543.

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

КУЛИЕВ, Г.Г. 2001. Концепция неустойчивости геодинамической эволюции Земли. *Электронный научно-информационный журнал "Вестник" ОГГГГН РА*, 1, 15.

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

КУЛИЕВ, Г.Г. 2005. Основы неклассической линеаризированной теории деформаций в геодинамике. *Известия НАН Азербайджана. Науки о Земле,* 1, 21-34.

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

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

BIOT, M.A. 1965. Mechanics of incremental deformations. Willey. New-York. 504.

NAVROTSKY, A. 1994. Physics and chemistry of Earth materials. University press. Cambridge. 413.

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.

© F.H.Dadaşov, S.Ə.Məmmədova, 2007

ACINOHUR RAYONU, AŞAĞI KÜR VƏ CƏNUBİ KAXETİYA ÇÖKƏKLİKLƏRİNİN MƏHSULDAR QAT KƏSİLİŞLƏRİNİN MÜQAYİSƏSİ

F.H.Dadaşov, S.Ə.Məmmədova

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

Məqalədə Acınohur rayonunun Aşağı Kür və Cənubi Kaxetiya çökəkliklərinin məhsuldar qat kəsilişlərinin müqayisəsi verilmişdir. Tədqiqat və faktiki materialların analizinə əsasən, Acınohur rayonunda məhsuldar qatın kəsilişini daha dəqiq öyrənmək məqsədilə, tədqiq olunan rayon ilə yanaşı, Aşağı Kür və Cənubi Kaxetiya (Gürcüstan) çökəkliklərində qazılmış quyu məlumatlarından istifadə edilmişdir. Aparılan analizlər nəticəsində müəyyən edilmişdir ki, Acınohurun hüdudlarında məhsuldar qat çöküntülərinin daha tam kəsilişi rayonun şərqində, Göyçay sahəsində aşkar olunmuşdur. Burada məhsuldar qatın kəsilişində suraxanı dəstəsi (l-lX horizontlar) tam, sabunçu dəstəsinin (X horizont) isə üst hissəsi müəyyən edilmişdir.

Məhsuldar qat Azərbaycanın əsas sənaye əhəmiyyətli neftli-qazlı seriyası olaraq qalmaqdadır. Perspektivli strukturlar fondunun azalması geoloqlar qarşısında məhsuldar qat hövzəsinin kənar zonalarında tədqiqat aparmaq ehtiyacını yaradır. Bunlara Muğan monoklinalını, Xəzəryanı-Quba rayonunu və s. aid etmək olar. Hüdudlarında sənaye əhəmiyyətli karbohidrogen yataqları müəyyən edilmiş Aşağı Kür və Cənubi Kaxetiya çökəklikləri arasında yerləşən, neftlilik-qazlılığı ehtimal olunan Acınohur rayonu bu cəhətdən xüsusi maraq kəsb edir. Şərh edilənlərə əsaslanaraq, məqalədə Acınohurun məhsuldar qat kəsilişinin şərqdə və qərbdə yerləşən sənaye əhəmiyyətli yataqlarının kəsilişləri ilə təfsilatlı müqayisəsinə təşəbbüs göstərilmişdir.

Acınohurda miosen-antropogen və xüsusilə məhsuldar qatın öyrənilməsi ilə N.İ.Andrusov, V.P.Baturin, V.V.Veber, A.V.Ulyanov, S.A.Kovalevski, Ə.Ə.Əlizadə, V.E.Xain, A.N.Şardanov, Ə.C.Sultanov, M.D.Qavrilov, F.A.Şirinov, Y.P.Bajenov, A.Q.Əliyev, D.A.Buleyşvili, Ə.V.Məmmədov, A.Ə.Kərimov və bir çox başqa tədqiqatçılar məşğul olmuşlar. Lakin buna baxmayaraq, bu çöküntülərin stratiqrafiyası hələ də kifayət qədər öyrənilməmişdir.

V.P.Baturin 1929-cu ildə Göyçay və Əyriçay çayları sahəsində geoloji tədqiqat işləri aparmış və Göyçay çayının sağ sahilində yerləşən pont və ağcagil regiomərtəbələrinin çıxışlarının öyrənilməsi ilə məşğul olmuşdur. O, dəniz çöküntüləri arasında gipsli gil və konqlomerat təbəqələrini ayırmaqla yanaşı, Qobustanın məhsuldar qat çöküntüləri ilə müqayisə etmişdir (Батурин, 1929).

1931-ci ildə V.V.Veber Şamaxı və Acınohur düzənliklərini ayıran dağətəyi zolaqda kaynozoy çöküntülərini öyrənmişdir. O eyni zamanda Göylər kəndi və Girdimançay çayına qədər məhsuldar qatın yayılmasını xəritəyə almış və fasiyanın dəyişməsini və kəsilişinin qalınlığının şimal-qərb istiqamətdə azalmasını göstərmişdir (Вебер, 1933).

Şirak (mirzaani) lay dəstəsi stratiqrafik süxur kompleksini ilk dəfə olaraq, 1931-ci ildə A.V.Ulyanov elmə gətirmişdir. O, cənub-şərqi Kaxetiyada şirak dəstəsinin və Abşeron yarımadasında məhsuldar qat çöküntülərinin müqayisəsinə aid nəşr etdirdiyi məqaləsində məhsuldar qatı şirak dəstəsinin üst şöbəsinə aid etmişdir (Ульянов, 1931).

V.V.Veber 1931-ci ildə dərc etdirdiyi məqaləsində şirak rayonu, Abşeron yarımadası və Qobustan ərazilərində məhsuldar qat və şirak dəstəsinin kəsilişlərinin müqayisəsini vermiş və A.V.Ulyanov kimi, məhsuldar qatı şirak dəstəsinin üst hissəsinə aid etmişdir (Вебер, 1933).

1935-ci ildə N.A.Kudryavtsev məhsuldar qatın və şirak dəstəsinin kəsilişlərini öyrənmişdir. O, Şərqi Azərbaycanın məhsuldar qat kəsilişini Cənub-Şərqi Gürcüstan ilə müqayisə edərək, məhsuldar qatın Cənub-Şərqi Gürcüstanda ağcagil mərtəbəsinin alt hissəsi və pont mərtəbəsinin üst hissəsi ilə uyğunluğunu göstərmişdir (Кудрявцев, 1935).

1936-cı ildə S.A.Kovalevski Acınohur ərazisinə aid faktiki materialları ümumiləşdirərək, məhsuldar qatı iki dəstəyə ayırmışdır: ağdərə (100-300 m) və girdiman (1000 m-dən çox).

O, ağdərə və girdiman dəstələrini Abşeron yarımadasının məhsuldar qatının üst və orta şöbələri ilə uyğunlaşdırmışdır. S.A.Kovalevski bir qədər aşağıda şirak dəstəsini ayıraraq, onu məhsuldar qatın alt şöbəsi ilə müqayisə etmişdir (Ковалевский, 1936).

Ə.C.Sultanov 1944-cü ildə Ağdərə (Acınohur) rayonunda məhsuldar qatın yer səthinə çıxan hissəsini tam öyrənərək, üç horizont ayırmış və məhsuldar qatın qalınlığını 185 m müəyyən etmişdir (Султанов, 1944).

1959-cu ildə Ə.Ə.Əlizadə və F.A.Şirinov Kür depressiyasının şimal hüdudlarında məhsuldar qatın kəsilişinin müqayisəsini aparmış və bu çöküntülərin bəzi xarakterik xüsusiyyətlərini aşkar etmişlər. Məhsuldar qatın daha tam kəsilişi Qaranour yarğanında aşkar edilmişdir. Məhsuldar qatın aşkar olunmuş qalınlığı burada 1905 m təşkil edir və üç lay dəstəsinə ayrılır: qaranour (558 m), lənğəbiz (573 m), kələməddin (774 m) (Ализаде, Ширинов, 1959). F.A.Şirinov qeyd etmişdir ki, məhsuldar qat çöküntüləri ancağ Göyçay çayından şərqdə deyil, həmçinin Qərbi Azərbaycanda və Şimal-Şərqi Gürcüstan ərazisində də toplanmışdır.

D.A.Buleyşvili 1960-cı ildə çap etdirdiyi monoqrafiyasında məhsuldar qat dövründə Şərqi Gürcüstan ərazisində fasilə olduğunu göstərmişdir. O, şirak dəstəsi çöküntülərinin sarmat mərtəbəsi üzərində yatdığını və yuxarıdan ağcagil ilə transqressiv örtüldüyünü qeyd etmişdir (Булейшвили, 1960).

Ə.V.Məmmədov 1970-ci ildə yerinə yetirdiyi hesabatda göstərmişdir ki, sarmat mərtəbəsinin çöküntüləri kəsiliş boyu yuxarıya doğru şirak dəstəsi adlanan kontinental çöküntülərlə əvəz olunur. Hesabatda Kür çökəkliyində məhsuldar qat və Cənubi Kaxetiyada şirak dəstəsi çöküntülərinin müqayisəsi verilmişdir. Tədqiqatçı şirak dəstəsi çöküntülərinin Acınohurda məhsuldar qat çöküntülərinin analoqu olmasını göstərmişdir (Мамедов, 1973).

Müxtəlif tədqiqatçıların Acınohurun məhsuldar qat kəsilişi haqqında təsəvvürləri 1-ci cədvəldə təsvir olunmuşdur. Qeyd olunmuş məlumatlar göstərir ki, ağcagil mərtəbəsi çöküntülərindən aşağıda yatan, gillərlə, qumdaşılarla və konqlomeratlarla təsvir olunan süxur qatı yaşına görə alt pliosenə aid edilir və Aşağı Kür çökəkliyinin məhsuldar qat çöküntüləri ilə müqayisə edilmişdir.

Məhsuldar qatın alt sərhədi də litoloji və elektrokarotaj məlumatlarına əsasən müəyyən edilmişdir. Qərbi zonada şirak dəstəsi adlanan bu süxur kəsilişlərinə baxdıqda görünür ki, bu dəstənin üst sərhədi ağcagil mərtəbəsinin çöküntülərindən də aydın ayrılır, alt sərhədi isə süxurların litoloji tərkibinin eyni olması ilə əlaqədar olaraq daha dəqiq müəyyən etmək çətinlik törədir. Lakin buna baxmayaraq, süxurların kəsilişini elektrokarotaj məlumatlarına əsasən, məhsuldar qatdan aşağıda hansı çöküntülərin ayrılması şərti olaraq göstərilmişdir.

Acınohurun məhsuldar qat kəsilişinin qeyd edilən bölgüləri yerli xarakter daşıyır və buna görə də məhsuldar qat kəsilişinin horizontlara görə müqayisəsi müəyyən maraq kəsb edir. Tədqiqat və faktiki materialların analizinə əsasən, Acınohur rayonunda məhsuldar qatın kəsilişini daha dəqiq öyrənmək məqsədilə, öyrənilən rayon ilə yanaşı, ondan cənub-şərqdə yerləşən Aşağı Kür və qərbdə yerləşən Cənubi Kaxetiya çökəkliklərində qazılmış quyu məlumatlarından istifadə edilmişdir.

Müqayisə üçün əsas olaraq Aşağı Kür çökəkliyində Kürovdağ yatağında qazılmış 425 №-li quyunun məhsuldar qat kəsilişindən istifadə edilmişdir. Bu quyunun kəsilişi Acınohur rayonu hüdudlarında yerləşən Göyçay 3 №-li, Acınohur 1m №-li və Cənubi Kaxetiyada Taribani yatağında qazılmış 16 №-li quyularla müqayisə edilmişdir. Müqayisə karotaj diaqramları və litologiya məlumatlarına əsasən aparılmışdır (2-ci cədvəl).

Kürovdağ 425 №-li quyu. Aşağı Kür çökəkliyinin Kürovdağ qırışığının cənub-şərq qanadının cənub hissəsində qazılmış 425 №-li kəşfiyyat quyusu məhsuldar qatın suraxanı, sabunçu və balaxanı lay dəstələrini müvafiq olaraq, 1956-3080 m, 3080-4120 m və 4120-4892 m intervallarda açmışdır. Bu lay dəstələri qum, qumdaşı və gillərin növbələşməsindən ibarətdir. Qəbul olunmuş Aşağı Kür bölgüsünə görə Kürovdağın 425 №-li quyusunun məhsuldar qatının kəsilişində 20 horizont ayrılır: o cümlədən suraxanı dəstəsində I-IX, sabunçu dəstəsində X-XV və balaxanı dəstəsində XVI-XX horizontlar ayrılmışdır. Ayrılan horizontlar yalnız Kürovdağın bir sıra istismar quyularında deyil, həm də Aşağı Kür neftli-qazlı rayonunun digər istismar sahələrində izlənilir (Дадашев, Эфендиев, 1999).

1-ci cədvəl

Məhsuldar qat çöküntülərinin müxtəlif tədqiqatçılara görə bölgüsü və müqayisəsi

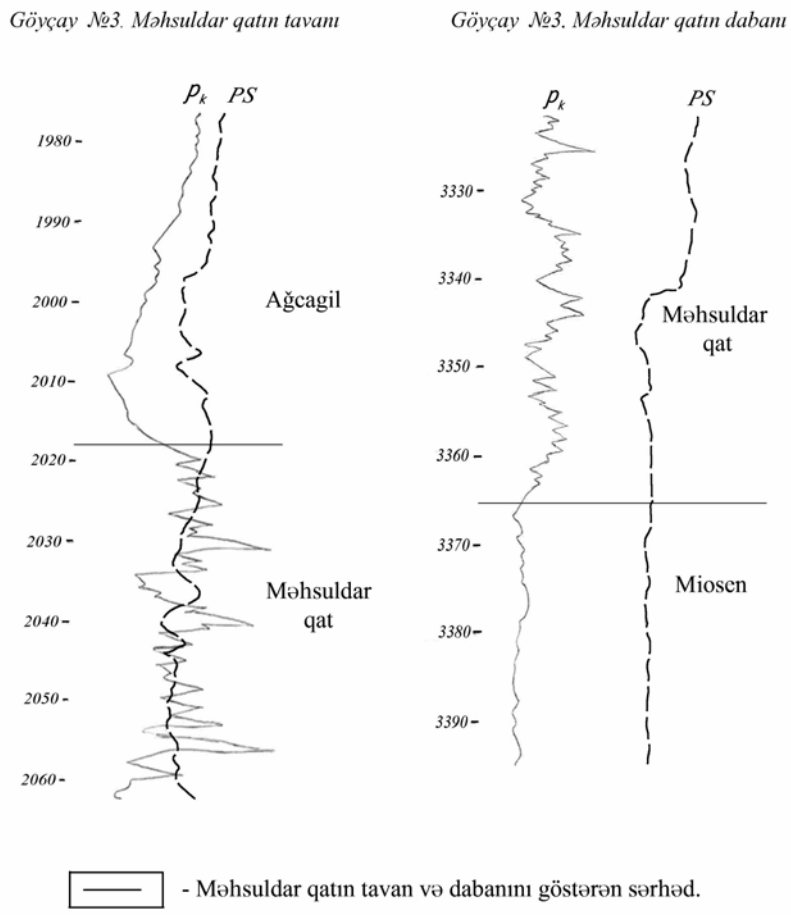
Aşağı Kür rayonu					Acınohur rayonu						Cənubi Kaxetiya rayonu		
sistem	yarım şöbə	seriya	lay dəstə	Kürovdağ kəsilişi	V.P.Baturin, 1929	S.A.Kovalevski 1936	A.D.Sultanov, 1944	Ə.Ə.Əlizadə, F.A.Şirinov, 1959	Ə.V.Məmmədv, 1970	F.H.Dadaşov, S.Ə.Məmmədova, 2006	A.V.Ulyanov, 1931	D.A.Bulayşvili, 1960	F.H.Dadaşov, S.Ə.Məmmədova, 2006
NEOGEN	ALTPLİOSEN	MƏHSULDAR QAT	SURAXANI	I hor.	MƏHSULDAR QAT	AĞDƏRƏ	I-III hor.	KƏLAMƏDİN	MƏHSULDAR QAT	I hor.	ŞİRAK DƏSTƏSİ	FASİLƏ	I hor.
				II hor.						II hor.			II hor.
				III hor.						III hor.			III hor.
				IV hor.						IV hor.			IV hor.
				V hor.						V hor.			V hor.
				VI hor.						VI hor			VI hor.
				VII hor.						VII hor			VII hor.
				VIII hor.						VIII hor			VIII hor.
				IX hor.		GİRDİMAN		LƏNGƏBİZ		IX hor			IX hor.
			SABUNÇU	X hor.						X hor			FASİLƏ
				XI hor.				QARA NOUR		XI hor ?			
				XII hor.						XII hor ?			
				XIII hor.						XIII hor ?			
				XIV hor.	FASİLƏ								
				XV hor.									
			BALAXANI	XVI hor.									
				XVII hor.									
				XVIII hor									
				XIX hor.									
				XX hor.									
			ALT MQ	ALT MQ									
	MİOSEN												

Göyçay 3 №-li quyu. Göyçay qırışığı Acınohur rayonunun cənub-şərqində yerləşir. 3 №-li quyu Göyçay qırışığının tağyanı hissəsində qazılmışdır. Bu quyunun qazılmasında məqsəd ərazinin stratiqrafiyasını, litologiyasını və neft-qazlılığını öyrənmək olmuşdur. Quyunun dərinliyi 4500 m-dir. Quyu 2017-3275 m dərinlikdə məhsuldar qatı açmış və 3275 m dərinlikdə miosen çöküntülərinə daxil olmuşdur. Göyçay sahəsində qazılmış 3 №-li quyunun təsviri elektrik karotajı diaqramı, litologiya məlumatlarına əsasən öyrənilmişdir. Şəkil 1-də Göyçay 3 №-li quyusunda məhsuldar qatın tavanı və dabanının ayrılması aydın nəzərə çarpır. Şəkildən göryndüyü kimi, məhsuldar qat yuxarıdan ağcagil, aşağıdan isə miosen çöküntüləri ilə sərhədlənir. Məhsuldar qatın kəsilişində on horizont ayrılmışdır. Burada əlavə üç horizontun da ayrılması istisna edilmir. Ayrılmış horizontların təsviri aşağıda verilmişdir.

I horizont 2000-2107 m (qalınlığı 90 m) intervalda yatır ki, əsasən mərkəzdə 20 om.m ρ_k əyriləri və əks PS əyriləri ilə xarakterizə olunur. Quyudan 2000-2002 m-dən götürülmüş kern məlumatlarına əsasən məhsuldar qat müəyyən edilmişdir.

II horizont 2120-2216 m (qalınlığı 96 m) dərinlikdə yatır. Burada kern 2207-2209 m-dən götürülmüşdür. ρ_k əyrisində piklərin sayı çoxluq təşkil edir və ən yüksək piklər 18 om.m-ə qədərdir.

III horizont 2254-2298 m intervalda olub, 44 m qalınlıqla təsvir olunur. Bu intervalda ρ_k əyrisində piklərin ən maksimal qiyməti 20 om.m-dən çoxdur.



1-ci şəkil. Göyçay 3 №-li quyuda məhsuldar qatın karotaj diaqramından parçalar

lV horizont 2388-2490 m (qalınlığı 102 m) dərinlikdə yatır. 15 om.m yüksək ρ_k və əks PS əyriləri ilə xarakterizə olunur.

V horizont 2523-2600 m (qalınlıq 77 m) dərinlikdə yatır. PS-in kiçik və ρ_k-nın bir neçə pikləri ilə təsvir olunur. Kern nümunələri 2548-2550 m-dən götürülmüşdür.

Vl horizont 2667-2772 m dərinlikdə yatır və 105 m qalınlığa malikdir. ρ_k və PS əyrilərinin müxtəlif qiymətləri ilə xarakterizə olunur.

Vll horizont 2893 m-dən 3010 m-ə qədər dərinlikdədir (117 m qalınlığa malikdir). Kəsilişin əvvəlində və sonunda yüksək ρ_k, mərkəzində isə həmin piklərin minimum, yəni 8 om.m qiyməti ilə qeyd olunur.

Vlll horizont 110 m qalınlığa malikdir (3065-3175 m intervalda). Dabanında üç ρ_k pikləri ilə və qumlu təbəqələrin qalınlığının azalması ilə təsvir olunmuşdur. Horizontda mikrofauna 3175-3178 m-dən götürülmüşdür.

lX horizont 3192-3275 m intervalda (83 m qalınlığa malikdir) açılmış və ρ_k əyrilərinin 10 om.m və bir sıra əks PS qiymətləri ilə xarakterizə olunur.

X horizont 3278-3350 m dərinlikdə yatır. 72 m qalınlığa malik olan horizont Kürovdağ kəsilişində sabunçu dəstəsinin X horizontu ilə uyğunlaşdırılmışdır. Qalın gil qatı ilə xarakterizə olunur.

Acınohur 1m №-li quyu. 1m №-li axtarış quyusu Acınohur rayonunun eyniadlı qırışığının tağyanı hissəsində qazılmışdır. Quyunun dərinliyi 3840 m-dir. Quyu məhsuldar qat çöküntülərini 2680-3650 m-də açmışdır. Elektrik karotaj materiallarının müqayisəsi zamanı müəyyən edilmişdir ki, 1m №-li quyu 3650 m-dən miosen çöküntülərinə daxil olmuşdur. 1m №-li Acınohur quyusunun məhsuldar qat çöküntülərinin müqayisəsi zamanı doqquz horizont ayrılmışdır.

l horizont 2680-2796 m (116 m qalınlığa malikdir) intervalda ayrılır. PS əyrilərinin ardıcıl pikləri bir neçə yüksək ρ_k 8 om.m pikləri ilə xarakterizə olunur.

ll horizont 2807-2890 m-də (83 m qalınlıqla) yerləşir. Kern məlumatları 2820-2830 m-dən götürülmüşdür və məhsuldar qat müəyyən edilmişdir. Əyrilər l horizontda olduğu kimi xarakterizə olunur.

lll horizont 2915-2950 m dərinlikdə yatır. Bu horizontun qalınlığı 35 m olub, PS piklərinin maksimal və ardıcıl qiyməti ilə xarakterizə olunur. ρ_k piklərinin qiyməti 8 om.m olmuşdur.

lV horizont 3052-3145 m (93 m qalınlıqla) intervalda yatır ki, eyni miqdarda gil və qumlu süxurların növbələşməsi ilə xarakterizə olunur. Yüksək ρ_k ilə təsvir olunmuşdur.

V horizont 3174-3248 m (qalınlığı 74 m-dir) intervalda yatır. Aydın ρ_k piklərinin əsasən kəsilişin sonlarına doğru yayılması ilə xarakterizə olunur. Kern məlumatlarına görə, 3162-3165 m intervalındakı süxurlar sıxlaşmış boz gil və boz alevrolitdən ibarətdir.

Vl horizontda 3285-3395 m (110 m qalınlığa malikdir) dərinlikdə yerləşir və çoxlu sayda ρ_k əyrilərinin pikləri ilə xarakterizə olunur. Kern və elektrokarotaj məlumatlarına görə, boz-qonur alevrolit, qonur alevrolitli gillərdən ibarətdir.

Vll horizont 3428-3500 m (72 m qalınlıqla) dərinlikdə olub, sıx qonur gil, əhəngdaşı süxurlarının növbələşməsi ilə təsvir olunmuşdur. ρ_k pikləri qeyd olunur.

Vlll-lX horizontları uyğun olaraq 3555-3578 m (qalınlığı 23 m) və 3589-3650 m (qalınlığı 61 m) intervallarda ayrılır. Hər iki horizont ardıcıl PS və ρ_k əyrilərinin yüksək pikləri ilə xarakterizə olunur. Kern məlumatlarına görə, quyu 3650-dən miosen çöküntülərinə daxil olmuşdur.

Taribani 16 №-li quyu. 16 №-li quyu Cənubi Kaxetiya çökəkliyinin Taribani sahəsində qazılmışdır. Quyunun dərinliyi 3000 m-ə qədərdir. Quyu 2555 m-ə qədər şirak dəstəsini açmışdır.

Quyu məlumatları və apardığımız analizlərə əsasən müəyyən edilmişdir ki, şirak dəstəsi 1390 m-ə qədər məhsuldar qat, 1390-2555 m intervalda isə pont və meotis mərtəbələrindən ibarətdir. 16 №-li quyu Acınohur 1m, Göyçay 3 və Kürovdağ 425 №-li quyu kəsilişləri ilə müqayisə edilmişdir və digər quyularda olduğu kimi, burada da doqquz qumlu horizont ayrılmışdır. Qumlu horizontların qalınlığı 40-150 m arasındadır.

l horizont 40-144 m-ə qədər (104 m qalınlığa malikdir) olan intervalda yatır və yüksək ρ_k piklərinin 20 om. m-dən artıq növbələşməsi ilə xarakterizə olunur.

ll horizont 170-244 m (qalınlığı 74 m) malik olub 18 om. m müqavimətlə təsvir olunmuşdur.

lll horizont 260-347 m (87 m qalınlıqla ayrılır) əks PS əyriləri və 14 om. m ρ_k pikləri ilə xarakterizə olunur.

lV horizont 452-546 m (94 m qalınlıqla) intervalda yatar. Horizont ikili PS əyriləri, kəsilişin sonunda isə yüksək ρ_k piki ilə nəzərə çarpır.

V horizontun 562-648 m (qalınlığı 86 m-dir) olub, yüksək PS pikləri və 14 om. m fərz olunan xüsusi müqavimətlə xarakterizə olunur.

Vl horizont 662-752 m (90 m qalınlıqla) intervalında yatır. Horizontda bir neçə ρ_k pikləri ayrılır və onun qiyməti 13 om. m-dir.

Vll horizont 784-900 m (78 m qalınlığa malikdir) dərinlikdə yatır. Üçlü ρ_k pikləri və ardıcıl PS əyriləri ilə təsvir olunmuşdur.

Vlll horizont 1020-1115 m (qalınlığı 95 m) intervalda yatır. İkili ρ_k piki ilə xarakterizə olunur.

lX horizont 1124-1198 m (74 m qalınlıqla) dərinliklə, digər horizontlarla müqayisədə qum və qumdaşı süxurlarının çoxluq təşkil etməsi ilə (60%) təsvir olunur.

Məhsuldar qatın quyu kəsilişlərində ehtimal edilən bölmələri litologiya məlumatları ilə də təsdiq olunur. Öyrənilən quyuların elektrokarotaj diaqramlarının litoloji sütunu qurulmuşdur. Bunun əsasında da hər doqquz horizont üçün qumluluğun faiz göstəricisi hesablanmışdır (2-ci cədvəl). Belə ki, quyuların kəsilişinin litoloji tərkibinə görə qumluluğun orta miqdarı hesablanmışdır: Kürovdağ 425 № - 60,4%, Göyçay 3 № - 47%, Acınohur 1m № - 50%, Taribani 16 № - 53,7%. Digər quyulara nisbətən Göyçay 3 № quyusu gilli hesab olunur. Burada qalın gilli laylar mövcuddur ki, bu laylar da yaxşı tələ rolunu oynaya bilər. Horizontlar arası bölgülərdə isə qumluluğun faizi aşağıdakı kimidir: Kürovdağ 425 № - 4,1%, Göyçay 3 № - 12,7%, Acınohur 1m № - 9%, Taribani 16 № - 16,8%.

Kürovdağ 425 №-li quyuda l-lV horizontlar reper horizontları olaraq Göyçay 3 №-li, Acınohur 1m №-li və Taribani 16 №-li quyularında da eyni horizontlar öz aralarında müqayisə edilmişdir. Bu horizontlar həm karotaj, həm də litoloji məlumatlara əsasən tutuşdurulmuşdur. Ayrılan horizontların qalınlıqlarının dəyişməsinə baxmayaraq, onlar qeyd olunan hər bir xüsusiyyətlərə görə müqayisə edilmişdir. Aparılan analizlərə görə, bu dörd horizontun oxşarlığı şübhə doğurmur və bu da hər bir öyrənilən sahədə məhsuldar qatın iştirakına sübutdur. Hori-

zontlarda bu dəstələr boyu məhsuldar qatın tavanı nisbətən aydın ayrılır. Buna baxmayaraq, elektrokarotaj məlumatlarına görə, məhsuldar qatın dabanı Göyçay və Acınohur sahələrində daha aydın ayrılır. Bu sərhəd, karotaja görə, oxşar kəsilişdə kobud dənəli süxurların fasiləsiz qatları ilə təsvir olunduğu halda, Taribani sahəsində nisbətən çətin müəyyən olunur. Buna görə də şirak dəstəsinin dabanı qalınlığının dəyişməsinə əsasən müəyyən edilir.

Beləliklə, Acınohur rayonunun, Aşağı Kür və Şərqi Kaxetiya çökəkliklərinin kəsilişlərində ayrılan bölgələr öyrənilən rayonların məhsuldar qat çöküntülərinin stratiqrafiyası haqqında ümumi təsəvvür yaratmağa imkan verir. Bu məlumatlar məhsuldar qat çöküntülərinin müxtəlif tədqiqatçılara görə bölgüsü və müqayisəsinə aid tərtib edilmiş cədvəldə (1-ci cədvəl) qeyd olunur.

Məhsuldar qatın kəsilişinin müqayisəsi Acınohurda Göyçay 3 №-li quyunun kəsilişində suraxanı (l-lX horizontlar) və sabunçu (X horizont), Acınohur sahəsində və Gürcüstanda Taribani sahəsində şirak dəstəsinin kəsilişində suraxanı dəstəsinin (analoqu) iştirakı müəyyən edilmişdir. Ehtimal etmək olar ki, Acınohur rayonunun şərq hissəsinin nisbətən çökək sahələrində sabunçu dəstəsinin digər Xl, Xll və ola bilsin ki, Xlll horizontları ilə təsvir olunur. Balaxanı dəstəsinin və məhsuldar qatın alt şöbələrinin dəstələri Acınohurun hüdudlarında iştirak etmir.

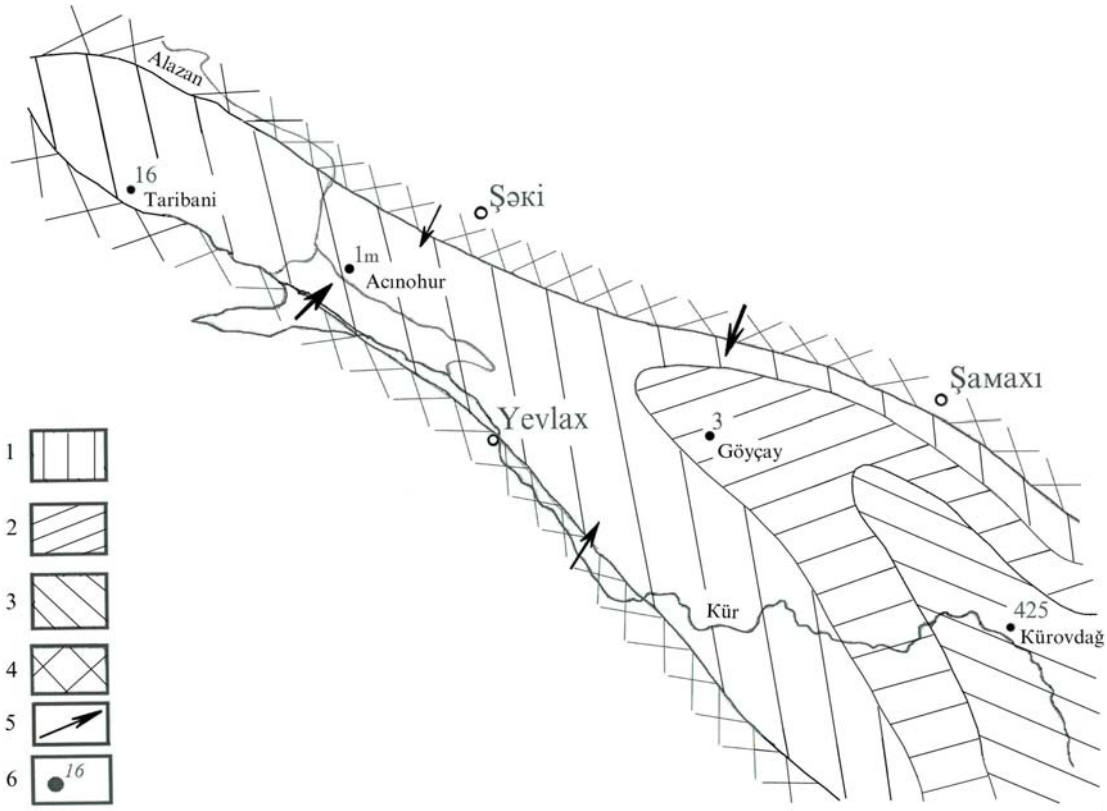
Məhsuldar qatın aydın stratiqrafik bölgüsü Azərbaycanın ərazisində Kür çökəkliyinin şimal-qərb hissəsində və Gürcüstanın hüdudlarında balaxanı əsrinin paleocoğrafiyasına daha təfsilatlı öyrənməyə imkan verir.

Əvvəlki tədqiqatçıların (Ализаде, Ширинов, 1959; Баженов, Ширинов, 1962; Алиев, 2004; «Атлас палеогеографич. карт Азербайджана», 2003) məlumatlarından istifadə edərək, yuxarıda geniş araşdırılmış məhsuldar qatın ayrılan horizont və dəstələrinə əsasən xəritə tərtib edilmişdir. Xəritədə tədqiq olunan rayonların hüdudlarında balaxanı əsri hövzəsinin yayılma sərhədinin dəyişməsi verilmişdir (2-ci şəkil).

2-ci cədvəl

Məhsuldar qat kəsilişinin stratiqrafik və litoloji tərkibi üzrə müqayisəsi

Horizontlar və bölgülər	Sahələr və quyular							
	Kürovdağ №425		Göyçay №3		Acınohur №1m		Taribani №16	
	Horizontların yatma intervalı,m	Qumluluq, %-lə	Horizontların yatma intervalı,m	Qumluluq, %-lə	Horizontların yatma intervalı,m	Qumluluq, %-lə	Horizontların yatma intervalı,m	Qumluluq, %-lə
l	1856-1958	61	2000-2107	48	2680-2796	55	30-143	44
l-ll	1958-1974	14	2107-2120	0	2796-2807	0	143-170	20
ll	1974-2072	57	2120-2216	42	2807-2890	53	170-244	51
ll-lll	2072-2090	0	2216-2254	20	2890-2915	18	244-308	26
lll	2090-2176	57	2254-2298	58	2915-2950	86	308-347	40
lll-lV	2176-2298	0	2298-2388	20	2950-3052	10	347-452	17
lV	2298-2370	80	2388-2490	43	3052-3145	49	452-546	50
lV-V	2370-2398	23	2490-2523	0	3145-3174	22	546-562	0
V	2398-2476	84	2523-2600	66	3174-3248	44	562-648	48
V-Vl	2476-2542	0	2600-2667	15	3248-3285	21	648-662	12
Vl	2542-2664	23	2667-2772	48	3285-3395	43	662-750	48
Vl-Vll	2664-2722	0	2772-2893	34	3395-3428	0	750-784	22
Vll	2722-2812	55	2893-3010	40	3428-3500	38	784-900	47
Vll-Vlll	2812-2852	0	3010-3065	25	3500-3510	10	900-1020	30
Vlll	2852-2970	50	3065-3175	25	3510-3578	43	1020-1115	48
Vlll-lX	2970-2992	0	3175-3192	0	3578-3588	0	1115-1126	25
lX	2992-3080	77	3192-3275	47	3588-3650	40	1126-1190	60
lX-X	3080-3150	2	3275-3288	28	-	-	-	-
X	3150-3278	47	3288-3365	39	-	-	-	-



2-ci şəkil. Acınohur və ona qonşu olan rayonlarda məhsuldar qat dəstələrinin yayılma arealı

Şərti işarələr:

1 – suraxanı lay dəstəsi və ya analoqu;
2 – sabunçu lay dəstəsi;
3 – balaxanı lay dəstəsi;
4 – quru;
5 – çöküntü toplanma istiqaməti;
6 – quyu.

Ümumiyyətlə, əvvəlki tədqiqatçılar tərəfindən qeyd olunduğu kimi, Acınohur və Kaxetiyanın hüdudlarında məhsuldar qat zamanında Böyük Qafqazın dağ ətəklərində, Cənubi-Xəzər çökəkliyində «apendiks» formasında, uzunluğu şimal-qərb istiqamətdə 200-250 km, eni şərqdə 90 km, qərbdə isə 30 km-ə çatan körfəz mövcud olub.

Kürovdağ neft yatağının məhsuldar qat kəsilişində Göyçay sahəsinin kəsilişində iştirak etməyən balaxanı dəstəsi iştirak edir. Buna görə də hesab etmək olar ki, balaxanı əsri hövzəsinin qərb sərhədi qeyd olunan sahələrin arasından keçir. Zamana görə sabunçu dəstəsinə keçməsi ilə əlaqədar hövzənin sahəsi genişlənir və bu dəstə Göyçay sahəsində (3 №-li quyu) hövzənin nisbətən çökək hissəsində Xl horizontla və ola bilsin ki, Xll, Xlll horizontlarla təmsil olunur. Bir qədər qərbə doğru Acınohur sahəsi 1m №-li quyunun kəsilişində sabunçu dəstəsinin horizontları iştirak etmir. Bu, sabunçu dəstəsi hövzəsinin qərb sərhədini Göyçay və Acınohur sahələri arasında müəyyən etməyə imkan verir.

Transqressiya və ola bilsin ki, transfuziya (Ализаде, 1960) məhsuldar qat əsrinin sonlarında Böyük Qafqazın dağətəklərindən cənubda Acınohur və Şərqi Kaxetiya rayonlarında suraxanı dəstəsinin hövzəsi daha geniş yayılmışdır (Məmmədova, 2005). Beləliklə, ilk dəfə olaraq öyrənilən reqion üçün məhsuldar qatın üst şöbəsi dəstələrinin yayılma sərhədləri müəyyən edilmişdir. Dəstələrin yayılma sərhədləri şərqdən qərbə doğru yuxarıda göstərilən quyuların kəsilişlərinin müqayisəsi nəticəsində, lakin hövzələrin şimal və cənub sər-

hədləri qalınlıqlar xəritəsi ilə təsvir edilmişdir. Məhsuldar qatın böyük qalınlıqları əsasən Acınohur rayonunda akkresiya prizmasında toplanır və ancaq Acınohurdan cənub istiqamətdə suraxanı dəstəsi süxurlarının toplanması dövründə hövzənin sərhədi genişlənir.

Məhsuldar qat çöküntülərinin bu quyularda ayrılan stratiqrafik horizontlarının fasial tərkibinin və məhsuldar layların sərhədlərinin dəyişməsi əsas xüsusiyyətlərdəndir. Aparılan tədqiqatlar nəticəsində müəyyən edilmişdir ki, Acınohurun hüdudlarında məhsuldar qat çöküntülərinin daha tam kəsilişi tədqiq olunan rayonun şərqində Göyçay sahəsində aşkar edilmişdir. Burada məhsuldar qatın kəsilişində suraxanı dəstəsi tam, sabunçu dəstəsinin isə üst hissəsi iştirak edir. Məhsuldar qatın aşağıda yatan dəstələri Acınohurun cənub-şərqində Aşağı-Kür neftliqazlı rayonunun hüdudlarında davam edir.

Qeyd olunduğu kimi, bir çox tədqiqatçılar Şərqi Gürcüstanda şirak dəstəsini Qərbi Azərbaycanda məhsuldar qat çöküntülərinin analoqu hesab edirlər. Biz bu fikirlə razılaşaraq, apardığımız analizlər nəticəsində məhsuldar qatı şirak dəstəsi ilə müqayisə etmişik. Faktiki materialların, quyu məlumatlarının tədqiqi zamanı müəyyən edilmişdir ki, məhsuldar qat şirak dəstəsinin üst hissəsinə aiddir. Bunu Acınohur rayonu ərazisində qazılmış Acınohur 1m №-li, Göyçay 3 №-li və cənubi Kaxetiyada Taribani sahəsində qazılmış 16 №-li quyuların analizi sübut edir. Taribani 16 №-li quyudan göründüyü kimi, şirak dəstəsi burada 30-1190 m dərinlikdə yatır. Ondan altda pont və meotis çöküntüləri yerləşir.

Beləliklə, Acınohur rayonu ilə yanaşı, Aşağı Kür və Cənubi Kaxetiya çökəkliklərinin hüdudlarında qazılmış quyuların litologiya və karotaj diaqramları məlumatlarından istifadə etməklə, qeyd olunan sahələrin məhsuldar qat kəsilişlərini daha dəqiq öyrənmək bizə qeyd edilən horizontlarda neft-qaz toplanan tələlərin mövcud olmasının proqnozunu verməyə imkan yaradır.

ƏDƏBİYYAT

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

АЛИ-ЗАДЕ Ак.А. (под ред.) 2003. Атлас палеогеографических карт Азербайджана. М 1:500 000. *Фонд. ИГ НАНА.*

АЛИЗАДЕ, А.А. 1960. Палеогеография бассейна балаханского яруса. *АзИНТИ.* Баку, 66.

АЛИЗАДЕ, А.А., ШИРИНОВ, Ф.А. 1959. Литофация и сопоставление разрезов продуктивной толщи северного борта Куринской депрессии. *АНХ,* 5, 5-8.

БАЖЕНОВ, Ю.П., ШИРИНОВ, Ф.А. 1962. Геологическое строение южного склона Большого Кавказа. *Азернешр*. Баку. 195.

БАТУРИН, В.П. 1929. Отложения понта и акчагыла по Геокчаю и Агричаю. *АНХ,* 8-9.

БУЛЕЙШВИЛИ, Д.А. 1960. Геология и нефтегазоносность межгорной впадины Восточной Грузии. *Гостоптехиздат*. Ленинград. 237.

ВЕБЕР, В.В. 1933. Рекогносцировочный объезд полосы кайнозойских отложений между Шемахой и Аджиноурской степью. *ТНГРП, сер. А*, 23.

ДАДАШОВ, Ф.Г., ЭФЕНДИЕВ А.А. 1999. Сопоставление разрезов продуктивной толщи западного борта Южно-Каспийской впадины. *Труды АзНИПИ «Геология, поиск и разведка нефтяных и газовых месторождений Азербайджана».* Баку. 202-211.

КОВАЛЕВСКИЙ, С.А. 1936. Континентальные толщи Аджинаура. *АЗНЕФТЕИЗДАТ*. Баку. 180.

КУДРЯВЦЕВ, Н.А. 1935. К вопросу о соотношениях продуктивной и мирзаанской толщ. *АНХ,* 4, 43-49.

МАМЕДОВ, А.В. 1970. История тектонического развития Средне-Куринской впадины в кайнозое. *Фонд ИГНАНА. 1-2*

MƏMMƏDOVA, S.Ə.2005. Acınohur rayonunun mezozoy və kaynozoy eralarında paleocoğrafi inkişaf mərhələləri haqqında yeni məlumatlar. *AMEA, Geologiya İnstitutunun əsərləri*, 33, 168-174.

СУЛТАНОВ, А.Д. 1944. Литологическая характеристика продуктивной толщи Аджинаура. *Изв. АзФАН*, 6.

УЛЬЯНОВ, А.В. 1931. Геологические заметки о возрасте ширакской свиты в юго-восточной Кахетии. *АНХ*, 7-8, 26-31.

Məqaləyə g-m.e.d. Ş.A.Babayev rəy vermişdir

© V.A.Vəliyeva, M.N.Cəfərov, 2007

ABŞERON ARXİPELAQININ ŞİMAL-QƏRB HİSSƏSİNDƏKİ STRUKTURLARIN GEOLOJİ INKIŞAF XÜSUSİYYƏTLƏRİ VƏ ONLARIN NEFT-QAZLILIQ PERSPEKTİVLİYİ

V.A.Vəliyeva, M.N.Cəfərov

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

Abşeron arxipelaqının şimal-qərb hissəsindəki strukturların geoloji inkişaf xüsusiyyətlərini öyrənməklə onların neft-qazlılıq perspektivliyi dəqiqləşdirilir. Bu strukturlar cavan platforma ilə alp geosinklinalı arasında keçid zonada yerləşdiyindən onların kəsilişində həm geosinklinal rejimdə mövcud olan MQ çöküntüləri, həm də platforma rejimində çökən mezozoy çöküntülərinin perspektivliyi əsaslandırılır.

Abşeron arxipelaqı strukturları tektoniki baxımdan əsasən Siyəzən monoklinalından başlayan və şərqdə B.Balxana qədər uzanan qalxımlar zonasının üzərində yerləşir. Abşeron arxipelaqının şimal və həmçinin şimal-qərb, şimal-şərq qalxımlarını cənub, cənub-şərq qalxımlarından ayıran Sumqayıt-Kəlkör sinklinalıdır.

Sumqayıt-Kəlkör sinklinalı asimmetrik quruluşa malik olub, şimal qanadı dik, cənub qanadı nisbətən az maillidir. Dərinə getdikcə qanadların yatma bucaqları artır. Sinklinalın mərkəzi hissəsində MQ dabanına görə (III seysmik horizont) 6400 m-dir.

Sumqayıt-Kəlkör sinklinalından şimalda yerləşən qalxımlar zonasının tektonikasının analizi göstərir ki, onların şimalında yerləşən Skif-Turan platforması bu qalxımların dislokasiyasına öz təsirini göstərmişdir, kəsiliş boyu yuxarıya doğru strukturların inkişaf intensivliyi sönür, quruluşlarında bir qədər fərq yaranır, lakin onların irsiliyi saxlanılır, kəsiliş boyu yuxarıya doğru tağların cənub-şərq yerdəyişməsi qeyd olunur. Bunu xüsusi ilə aşağıdakı qalxımların timsalında izləmək olur:

Şimali Abşeron strukturu dərinliyə getdikcə yaxşı əks olunur, yuxarıya doğru isə kəsilişdə strukturun mailliyi azalır, I seysmik horizonta (I sh) görə monoklinal fonda itir, Sabunçu laydəstəsi artıq horizontal yatır, MQ tavanı yer səthinə çıxır. Bu strukturda 1, 2, 4, 5, 6 saylı quyular qazılıb və onun tağ hissəsi dəqiqləşdirilib. Kəsilişdə pliosen-miosen-oliqosen çöküntüləri bucaq və stratiqrafik uyğunsuzluqla müxtəlif yaşlı çöküntülər üstündə yatır.

Şimali Abşeron qalxımından cənub-şərqdə gümbəzə bənzər Şərqi Abşeron, Xəzri və Gilavar qalxımları yerləşir, bunlar bir struktur topada yerləşib bir-birlərindən yəhərvari şəkildə ayrılır. Bu qalxımlar epihersin platforması və alp qırışıqlığı arasında yerləşərək keçid zonanı təşkil edir. Bu strukturlarda MQ-nin dabanı 1000-1800 m dərinlikdə olduğu halda, şərqə doğru gömülərək Əşrəfi strukturunda 4000 m-ə çatır. MQ-nin dabanının yatma dərinliyinin cənub-şərq istiqamətində artmasına baxmayaraq, Xəzri, Gilavar, Arzu və digər qalxımlarda onun QaD, QA və QD laydəstələrinin kəsilişdən düşməsi müşahidə olunur. Belə ki, bu qalxımlar platforma tipinə oxşar gömülmüş qalxımlardır. Onlar MQ-nin alt hissəsində dislokasiyaya uğramış və yuxarıya getdikcə sönürlər. MQ-nin dabanına görə qalxımların qanadlarında yatma bucağı 2-5^0-dən artıq deyil. Bu qalxımlarda kəsiliş boyu dərinlikdə miosen, təbaşir çöküntülərində dislokasiyanın artdığı, qalxım sahəsinin kiçildiyi (layların dikəlməsi hesabına) və qanadlarda yatma bucağının 30^0-dən də artıq olduğu müşahidə edilir. Arzu qalxımında təbaşır çöküntüləri 78^0 altında yatır.

Beləliklə, Abşeron arxipelaqının şimal-qərb sahəsindəki qalxımlarda MQ çöküntüləri özündən altda yatan miosen çöküntüləri üzərində transqressiv yataraq, qərbə doğru onun daban hissəsindəki lay dəstələri ardıcıl olaraq pazlaşır. Belə pazlaşmış laylarda stratiqrafik və litoloji qeyri-antiklinal yataqların olması mümkündür.

Məlum olduğu kimi, MQ çöküntüləri abşeron fasial tipinə aid olub 65%-ə qədəri qum-alevrit suxurları ilə səciyyələnir (Халилов и др., 2000).

Qranulometrik tərkib orta hesabla aşağıdakı kimidir: 0,25 mm fraksiyada-4% qədər; 0,25-0,1mm - 11%; 0,1-0,01mm - 48% və 0,01mm - 37%.

Petroqrafik tərkib orta hesabla götürülmüş bir neçə şlif analizinə görə; qumlu laydəstəsində

qum və alevrolitlər 49,6%; gil 41,7%; xlidolitlər 8,7% təşkil edir.

Qumların məsaməliyi orta hesabla 15,2%, keçiricilik 145 md-ir.

Qumlu alevritli suxurlar kvars dənəlidir, kvars yüngül fraksiyada 59,6% təşkil edir. Yüngül fraksiyada çöl şpatları əsasən K-çöl şpatından ibarətdir (1,2%), süxur qırıntıları, mika, əhəng argillitləri (5,2%), silisium dənələri (1,2%), xalsedon (0,4%) və bəzi qumdaşı parçaları (0,4%), qeyri-üzvi karbonat dənələri (2,0%), üzvi karbonat dənələri (çanaq əhəngdaşı qırıntıları) – 2,0%-dir.

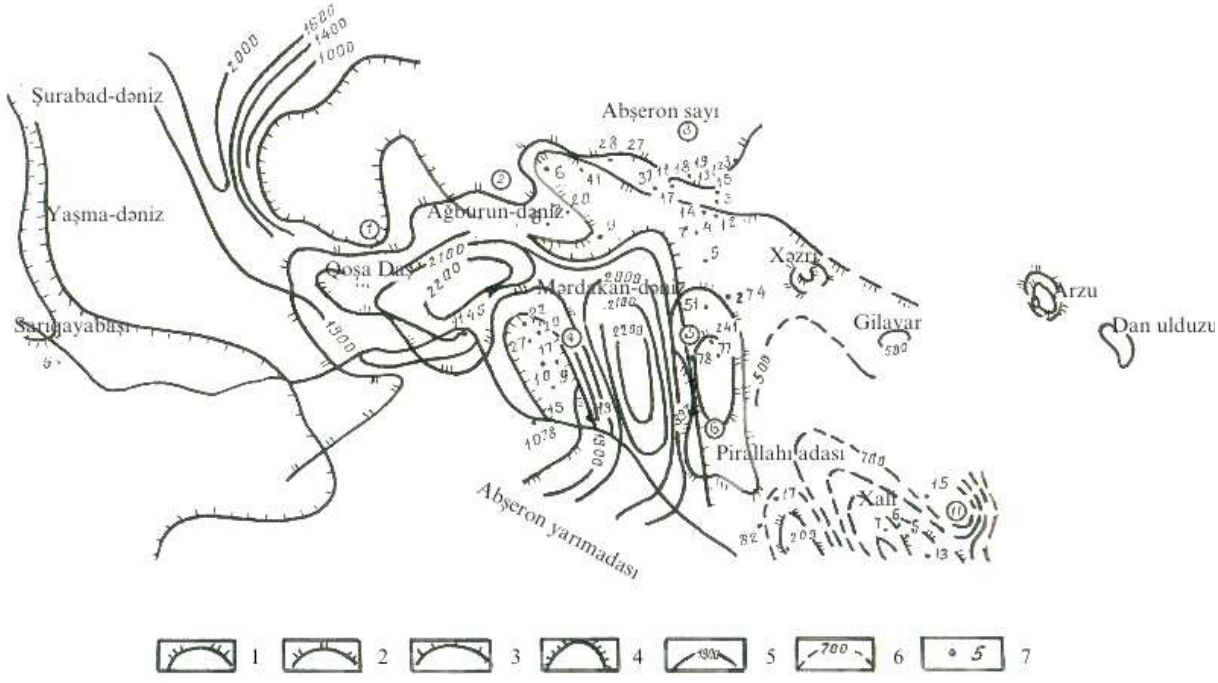
MQ süxurlarının ağır fraksiyası əsasən ağır minerallardan olan sirkondan ibarətdir.

MQ-nin ən çox qala lay dəstəsində gillərin artdığı müşahidə olunur, çünki QaD-i pont, diatom və ya maykop çöküntüləri üstündə yatır və onun altında yatan laylar adətən öz gilliliyi ilə xarakterizə olunur (Нариманов, 1988).

Qala laydəstəsinin yayılma sərhədini əks etdirən xəritədən göründüyü kimi, bu çöküntülər Abşeron arxipelaqının şimal-qərbində yerləşən strukturlarda əks olunmur, qala lay dəstəsi zamanında bu qalxımlar dənizin sərhədindən kənarda qalmışdır.

Abşeron neftli-qazlı rayonunda əsas neftli-qazlı obyekt olan MQ çöküntülərinin yayılma sərhədini MQ-nın və onun alt şöbəsi çöküntüləri üzrə qurulmuş qalınlığ xəritələrinə görə müəyyən etmək olur. Bu xəritələr həmin dövrün paleocoğrafiyasını da əks etdirir (1-ci şəkil).

Məlum olur ki, alt pliosen dövrünün əvvəlində dənizin sərhədi bir az kiçilmiş və Abşeron yarımadasının cənub hissəsini və Abşeron arxipelaqını əhatə etmişdir. Qala lay dəstəsinin (QaD) arealı onun Abşeron arxipelaqının şimal-qərbindəki strukturlardan kənarda olduğunu göstərir. Qərbi Abşeron, Şimali Abşeron, Xəzri, Gilavar, Arzu strukturları epihersin platforması və alp qırışıqlığı arasında keçid zonasında olduğundan onların geoloji kəsilişində QaD, QA dəstə və bəzən QD-də ixtisara düşür. Dənizin reqressiyası nəticəsində Abşeron sayının cənub-şərq periklinalı (3, 4, 5, 8, 10 №-li quyular) QaD dənizi daxilində, şimal-şərq qanadı bu dənizin kənarında qalır və QD çöküntüləri pont üzərində qeyri-uyğun yatır. Mərdakan-dəniz strukturunun uzaq cənub-şərq periklinalında (19 №li quyu) QaD çöküntüləri cəmi 56 m qalınlığında müşahidə olunur.



1-ci şəkil. MQ-nin bərabər qalınlıqlar xəritəsi

1 - Qala dəstəsi; 2 - Qırmakualtı dəstə; 3 - Qırmaku dəstə; 4 – MQ-nin üzə çıxması;
5 - MQ-izopaxitləri; 6 - MQ-alt şöbəsinin izopaxitləri; 7 - Quyular.

Qırmakualtı (QA) lay dəstəsi zamanında dəniz öz sərhədini genişləndirmiş və Şimali Abşeronda hələ Qala lay dəstəsi dövründə quru olan Ağburun-dəniz (10-50 m), Abşeron sayı (70 m) tədricən su altında qalmışdır, lakin onun şimal-qərb qanadı dənizin kənarında qaldığından çöküntü toplanmamışdır. Qoşa Daş strukturu da dənizin sərhədindən kənarda qalmış, Gilavar və Əşrəfi qalxımlarında isə QaD çöküntüləri toplanmışdır.

Qırmaku lay dəstəsi dövründə dəniz özündən əvvəlki QaD və QA dənizi sərhədlərindən çox geniş olmuşdur, şimal-qərbdə Şurabad-dəniz, Yaşma-dəniz, Kürkəçidağ-dəniz və Sarıqayabaşı qalxımlarının şimal-şərq və şımal qanadlarından başlayaraq şərqə doğru genişlənmişdir. Qoşa Daş bundan əvvəlki QaD və QA dənizində quru olduğu halda, Qırmaku dənizində 140-150 m çöküntü qatına malikdir. Ağburun-dəniz və Abşeron sayı qalxımları arasındakı sinklinalda bu çöküntülərin qalınlığı 250 m, cənub-şərq periklinalda isə 280 m-ə çatır. Özündən əvvəlki zaman kəsiyində olan dövrdə quru olan sahələr artıq dənizlə örtülmüş və Xəzri, Gilavar, Arzu, Novxanı, Əşrəfi, Qarabağ və b. qalxımlar Qırmaku dənizi altında qalmışdır.

Tərtib edilən bərabər qalınlıqlar və paleostruktur xəritələr struktur-tektonik kriteriləri aydınlaşdırmağa imkan vermişdir ki, bunun da əsasında Sumqayıt-Kəlkör sinklinalından şimalda yerləşən Abşeron arxipelaqının şimal-qərb hissəsindəki qalxımlarda (Ş.Abşeron, Şərqi Abşeron, Qərbi Abşeron, Xəzri, Gilavar, Arzu və b.) MQ çöküntülərinin alt şöbəsindəki lay dəstələrinin yuxarıya doğru pazlaşması, çöküntü toplanmada yaranan fasilənin müəyyən stratiqrafik vahidlərin ixtisarına səbəb olması aydınlaşdırılmışdır. Beləliklə də, qeyri-antiklinal tələlərin yaranması, onların varlığı öz təsdiqini tapmış olur.

Qeyri-antiklinal tələlərdən stratiqrafik və həmçinin litoloji tələlərin də mövcudluğunu və kollektorların pazlaşmasını öyrənmək məqsədi ilə bir neçə şlif analizləri tədqiq edilmişdir: Abşeron sayı, Gilavar, Xəzri, Qərbi Abşeron və Arzu strukturlarında pliosen çöküntüləri əsasən qalın qum və gil qatlarının növbələşməsindən ibarətdir.

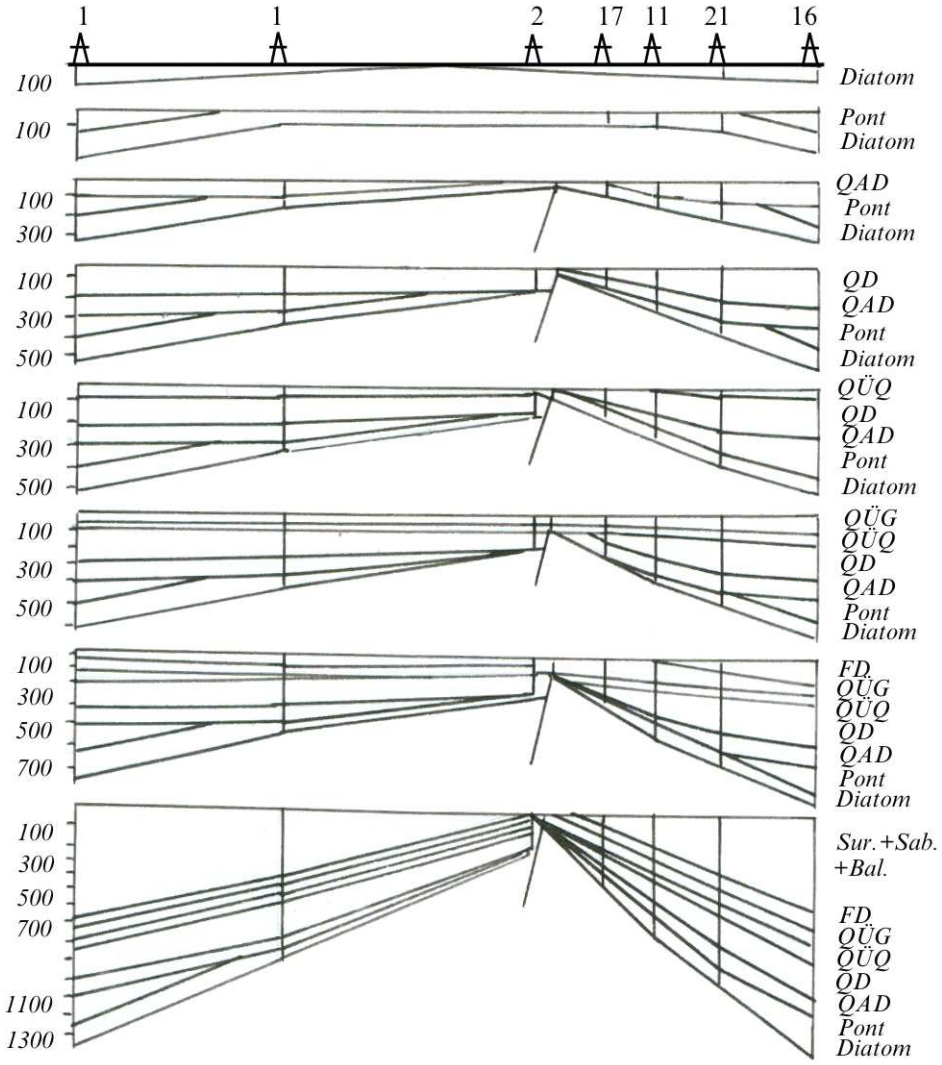
Tədqiq olunan regionda MQ-nin alt şöbəsi olduqca maili yatır və bu çöküntülər miosen çöküntüləri ilə bucaq və stratiqrafik uyğunsuzluq təşkil edir, çöküntülərin qalınlığı isə, az da olsa, qanada doğru artır. Miosen-paleosen çöküntülərinin tərkibi incədənəli, seyrək qum və alevrit təbəqələri olan qalın, monoton sıx gillərdən təşkil olunmuşdur.

Abşeron sayı, Xəzri, Arzu strukturlarında təbaşir çöküntüləri qazıma vasitəsilə açılıb. Abşeron arxipelaqının şimal-qərbində üst təbaşir çöküntüləri əsasən mikalı, karbonatlı boz gillərdən ibarət olmaqla, kəsilişdə möhkəm sementləşmiş orta və xırdadənəli alevrit və qumdaşıları laycıqlarına rast gəlinir. Xəzri yatağında 4327-4310 m intervalda alt təbaşir, Arzu strukturunda 2 saylı quyu 4775 m dərinliyə qədər qazılmış, üst və alt təbaşir çöküntüləri açılmışdır. Gilavar strukturunda 2 saylı quyu 5048 m dərinliyə qədər qazılmış və konyak, turon, barrem çöküntüləri açılmışdır. Xəzri strukturunda üst təbaşir çöküntülərindən 4300 m dərinlikdən az miqdarda (sutkada 6-7 min m^3) qaz alınmışdır (Xəlilov və b., 2002). Təsvir olunan regionun Abşeron sayı və Şimali Abşeron, Xəzri, Arzu qalxımlarından keçən paleoprofillər bu strukturların tektonik inkişaf xüsusiyyətlərini göstərir.

Abşeron sayı strukturunun inkişafını əks etdirən paleoprofildən (2-ci şəkil) göründüyü kimi, diatom lay dəstəsi çöküntü qatı əmələ gələn zaman qalxım artıq formalaşmış və asimmetrik quruluşda olmuşdur, nisbətən dik (6^0 bucaq altında) cənub-qərb və yastı şimal-şərq (3^0) qanadları ilə səciyyələnir. Bu dövrdə pozğunluqların əmələ gəlməsi müşahidə olunmur.

Pont dövründə qalxma müşahidə olunur, strukturun tağında bu çöküntülər toplanmamış, lakin qanadlarda tam qalınlıqda quyular vasitəsilə açılmışdır. Pont dövründə başlanan qalxım davam etdiyindən qala lay dəstəsi çöküntüləri strukturunun yalnız uzaq cənub-şərq periklinalında toplanmışdır. Qırmakualtı dəstə toplanan zaman, strukturun tağ hissəsi istisna olmaqla, qanadları dənizlə örtülmüş, qanadlarda QA dəstənin qalınlığı 100-120 m-ə çatmışdır, hər iki qanadda maillik 1^0 olmuşdur, lakin altda yatan laylarda bu yatım bucağı $8\text{-}12^0$ (pont) ilə $12\text{-}14^0$ (diatom) arasında olmuşdur. Onun tağ hissəsində 2 və 17 saylı quyular arasında $70\text{-}75^0$ altında, 10 m amplitudalı pozğunluğun yarandığını müşahidə etmək olur.

Qırmaku dəstəsi toplanan zaman ilk vaxtlarda struktur qalxmış və dəniz səviyyəsindən yuxarıda olduğuna görə çöküntü yığılma prossesində fasilə əmələ gəlmiş və nəticədə QD-nin aşağı hissəsi quyu kəsilişlərində yoxdur. Bu vəziyyət quyuların karotaj diaqramında əks olunur və QD qalınlığının azalması ilə müşahidə edilir. QD qalınlığı qanadlarda 200-220 m, tağda isə 70-100 m təşkil edərək stratiqrafik və bucaq uyğunsuzluğu ilə diatom dəstəsi üstündə yatır. QD yatım bucağı cənub-qərbdə 1^0, şimal-şərqdə isə 3^0 təşkil edir.



2-ci şəkil. Abşeron sayı qalxımından keçən paleotektonik profillər

1 - diatom çöküntülərinin çökməsinin sonu;
2 - pont çöküntülərinin çökməsinin sonu;
3 - QAD çöküntülərinin çökməsinin sonu;
4 - QD çöküntülərinin çökməsinin sonu;
5 - QÜQ çöküntülərinin çökməsinin sonu;
6 - QÜG çöküntülərinin çökməsinin sonu;
7 - FD çöküntülərinin çökməsinin sonu;
8 - MQ-üst şöbəsinin üst lay dəstələrinin çökməsinin sonu.

QÜQ və QÜG dəstələri toplanan zaman qalxım dəniz altında qalmış və çöküntü toplanması ilə yanaşı, qalxma prossesi də getmişdir. Müvafiq olaraq qalınlıq 50 və 80 m qanadlarda, tağda isə 30-60 m-dir. Bu layların yatma bucağı 1-2^0 olduğu halda, altda yatan laylarda bu rəqəm artıq cənub-qərb qanadda 13^0-yə, şimal-şərq qanadda isə 16^0-yə çatır. Struktur quruluş asimmetrik olaraq qalır, qırılmanın amplitudası isə 110 m-ə çatır.

Fasilə lay dəstəsi zamanında da struktur hələ QÜQ lay dəstəsi vaxtından başlayaraq qalxmaya məruz qalmış, tağında bu çöküntülər 25-30 m, qanadlarda isə 50-120 m təşkil edir. Tağda nisbətən çöküntülərin yuyulması və pozğunluğun amplitudasının 120 m-ə çatdığı əks olunur.

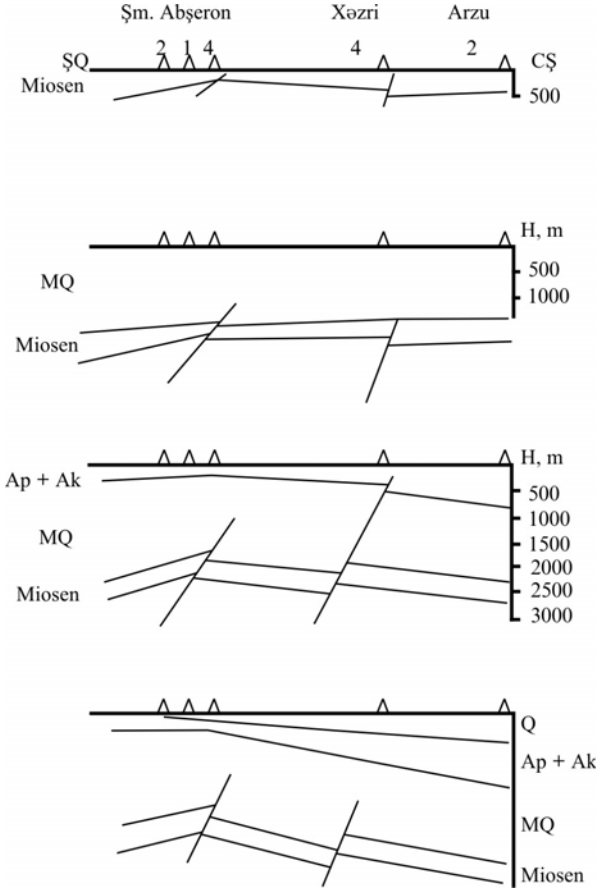
MQ-nin üst laydəstələri toplanan zaman layların yatım bucağının çox artdığı və onun şimal-şərq qanadda 35^0-yə, cənub-qərbdə isə 24^0-yə çatdığı (diatom lay dəstəsinə görə) müşahidə

olunur. Bu çöküntülər qanadlarda 550-660 m qalınlıqda toplandığı halda, tağda yuyulduğu üçün iştirak etmir.

Diatom lay dəstəsinin dabanına görə pozğunluğun amplitudası artaraq 140 m-ə çatmışdır.

Analoji olaraq Şimali Abşeron, Xəzri və Arzu qalxımlarından keçən xətt üzrə paleoprofil (3-cü şəkil) qurulmuş və miosen çöküntülərində strukturlarda qalxma prosesinin mövcudluğu təsdiq olunmuşdur. Bu qalxımların MQ-nin üst şöbəsinə görə getdikcə sönərək gömülmüş xarakterli olması müşahidə olunur.

Aparılan analiz tədqiq olunan sahələrin tektoniki inkişaf tarixini aydınlaşdırır və çöküntü çökmə prossesi ilə qalxma–struktur əmələgəlmə prosesinin (gömülmüş strukturlar istisna olmaqla) paralel getdiyini, qırışıqlığın inkişafı ilə yanaşı, pozğunluğun amplitudasının artdığını təsdiq edir.



3-cü şəkil. Şimali Abşeron-Xəzri-Arzu qalxımlarından keçən paleotektonik profillər

1 - miosen çöküntülərinin çökməsinin sonu;
2 - MQ çöküntülərinin çökməsinin sonu;
3 - Ap+Ak çöküntülərinin çökməsinin sonu;
4 - dördüncü dövr çöküntülərinin çökməsinin sonu.

Tədqiq edilən regionda qeyri-antiklinal tələlərə miosen-paleogen və mezozoy çöküntülərində də rastlaşmaq olar.

Şimali Abşeron akvatoriyasında paleogen-miosen çöküntüləri Siyəzən monoklinalının dənizdə davamı olan sahələrdə perspektivli sayıla bilər. Burada qovundağ, maykop dəstəşi və çokrak horizontu çöküntülərində karbohidrogen yığımları gözlənilir.

Qoşa Daş, Ağburun-dəniz qalxımlarının cənub-qərb bloklarında oliqosen-miosen çöküntüləri neft-qazlılıq cəhətcə perspektivli sayıla bilər. Bu sahələrdə paleogen-miosen çöküntüləri böyük qalınlığa malikdir. Bu qalxımların tağları uzununa keçən yarıqlarla mürəkkəbləşmiş və yarıqyanı parçalanma zonalarında çatlı kollektorlarla əlaqədar olan neft-qaz yığımlarının toplanması mümkündür.

Məlum olduğu kimi, Abşeron arxipelaqında ən qədim qalxımlar yura çöküntüləri ilə əlaqədardır. Böyük Qafqazın cənub-şərq batımının dənizdə davamı olan Abşeron arxipelaqı zonasında struktur tələlərlə yanaşı, orta yuranın qumlu-gilli çöküntüləri ilə əlaqədar olan litoloji və tektonik ekranlaşmış tələlər əmələ gələ bilər.

Təngi-Beşbarmaq antiklinoriumunda Qalaaltı, Beşbarmaqda müasir dövrə qədər yuyulmalardan qorunub saxlanan rifogen qurumların dənizdə Abşeron arxipelaqında üst yura, alt təbaşir çöküntülərində gömülüb saxlanılması istisna olunmur.

Böyük Qafqazın cənub-şərq batımı və onun dənizdə davamı olan Abşeron arxipelaqının paleocoğrafi inkişafı tarixinin bərpası (Салаев, 2001) göstərir ki, alt yura dövründə Abşeron arxipelaqı və Azərbaycanın bütöv şimal-şərq hissəsi dərin çökməyə məruz qalmışdır, bu, Böyük Qafqazın geosinklinal inkişafının erkən alp mərhələsinə uyğundur (Хаин, 1950). Bu dövrdə yura hövzəsində qalın qum-şist formasiyası toplanmışdır.

Orta yura dövründə təsvir olunan sahədə çökmə prosesi davam etmiş və 2500 m-lik çöküntü qatı toplanmışdır.

Gec yura və erkən təbaşir dövründə Böyük Qafqazın cənub-şərq davamının geoloji inkişafı rejimində inversiya baş verir ki, bu özünü üst yura süxurlarının dayaz dəniz fasiyasını əks etdirən litofasial xarakterində təsdiq edir. Bu dövrdə Təngi meqantiklinoriumu və Xızı pilləsi Germian fleksurasına qədər dayaz dəniz zonasını təmsil edirdi ki, bu da əlverişli iqlim şəraiti ilə yanaşı, burada zoogen rif əhəngdaşlarının, konq-

lomerat-brekçiya və qumlu-gilli əhəngdaşılı çöküntülərin əmələ gəlməsinə səbəb olmuşdur. Belə litofasiyada üst yura, alt təbaşirin rifogen çöküntüləri cənub-şərqdə - Şimali Abşeron akvatoriyasında da yayılmışdır (Салаев, 2001).

Alt təbaşir dövrü Xızı zonasında normal dəniz hövzəsini xarakterizə edir, bu, Təngi meqantiklinoriumundan cənub və cənub-şərq istiqamətdə çökmə prosessinin artmasında özünü göstərir.

Təbaşir dövründə cənubi-şərq Qafqazın oxyanı zonasının mezozoy qırışıqlığı ümumi regional planda sualtı kordilyerdən ibarət olmuşdur və iki dərin çökəklik - Terek-Xəzər və Dibrar çökəklikləri arasında yerləşmişdir. Bu çökəkliklərin yamac hissələrində təbaşirin ayrı-ayrı stratiqrafik vahidlərinin pazlaşma zonalarında stratiqrafik və litoloji tip tələlərin və o cümlədən alt təbaşir çöküntüləri ilə əlaqədar olan rifogen qurumların olması mümkündür.

Germian dərinlik yarığının Şimali Abşeron zonasında çox böyük təsiri olmuşdur, onun təsirindən şimal bloku cənub bloka nisbətən çox intensiv çökməyə məruz qalmış və Qoşa Daş, Abşeron sayı strukturlarının şimal qanadlarının yüklənməsi artmışdır, çöküntülərin qalınlığı 3000 m-ə çatmışdır (Салаев, 2001).

Bu baxımdan alt təbaşir çöküntülərində karbohidrogen yığımları üçün əlverişli kollektorları Abşeron sayı, Ağburun-dəniz, Şimali Abşeron, Qərbi Abşeron, Xəzri, Arzu strukturlarının şimal-şərq qanadlarında gözləmək olar.

Üst yura, alt təbaşirin qədim yura qalxımının yamaclarında stratiqrafik, litoloji tip karbohidrogen yığımları tələlərinin olacağını güman etmək olar. Bu baxımdan qravimetrik kəşfiyyatın mezozoy çöküntülərinə aid olan Darvin bankasında aşkar etdiyi struktur qalxım əhəmiyyətlidir.

Cənubi-şərq Qafqazın və onun dənizdə davamı olan Abşeron arxipelaqının üst yura və alt təbaşir çöküntülərinin neft-qazlılığı yüksək kollektor xüsusiyyətlərinə malik olan rifogen qurumlarla əlaqədardır. Son zamanlar rif qurumlarının müəyyən edilməsində xüsusi geofiziki üsullardan istifadə edilir. Rifdən altda və üstdə yerləşən sərhədlərdən əks olunan dalğanın keçmə vaxtlarının fərqləri və rif qurumundan keçən və biohermin yerləşdiyi süxura görə sıxlığın çox olmasından yaranan dalğa sürətləri anomaliyalarının qeyd olunması prinsipinə əsaslanan tədqiqatlarla Xəzərdə bir sıra rif qurumları olan qalxımlar müəyyən edilmişdir (Ахмедов, Гаджиев, 2000).

Beləliklə, təqdim olunan paleoprofillər Sumqayıt-Kəlkör sinklinalından şimalda yerləşən qalxımların inkişaf xüsusiyyətlərini aydınlaşdırmış, qurulan paleostruktur xəritə isə regionun geoloji inkişaf tarixini əks etdirmişdir. Regionda paleogen-miosen və pliosen struktur mərtəbələrinin mezozoy struktur mərtəbəsini təkrar etmədiyi və mezozoy dövründə rif qurumlu subşaquli dik biogermlərin olacağı, onların neft-qazlılıq baxımından perspektivliyi, Abşeron sayı, Xəzri, Gilavar və Arzu qalxımlarında 6000 m dərinlikdə quyuların layihələndirilməsi təklif olunur.

ƏDƏBİYYAT

XƏLİLOV, N.Y., XIDIROVA, R.A., XEYİROV, M.V. 2002. Karbohidrogenlərin Şimali Abşeron qalxımlar zonasının kollektorlarında paylanmasını təmin edən litostratiqrafik kriterilər. *Sadə insan, yorulmaz tədqiqatçı*.- kitabında. Nafta-Press. Bakı. 148-159.

АХМЕДОВ, А.К., ГАДЖИЕВ, С.С. 2000. К вопросу о поисках карбонатно-рифовых образований в разрезе верхней юры и верхного мела Абшероно-Прибалханской зоны поднятий. *Геолог Азербайджана,* 4, 94-103.

НАРИМАНОВ, А.А. 1988. Геологические критерии оценки перспектив нефтегазоносности акваторий (на примере Каспийских шельфов Азербайджана и Туркмении*). ВНИИЭгазпром*, Москва, 5, 490.

САЛАЕВ, Н.С. 2001. История геологического развития Северо-Абшеронской акватории Каспия в связи с перспективами нефтегазоносности рифогенных образований. *Известия АН Азербайджана.Науки о Земле,* 1, 14-20,

ХАИН, В.Е. 1950. Геотектоническое развитие Юго-Восточного Кавказа. Азнефтиздат. Баку. 224.

ХАЛИЛОВ, Н.Ю., КЕРИМОВ, А.А., ХЫДЫРОВА, Р.А. 2000. Оценка перспектив нефтегазоносности структур юго-восточной части Шимали Абшеронской зоны поднятий в свете новых данных. *Азербайджанское нефтяное хозяство,* 3, 1-7.

Məqaləyə g.-m.e.d. A.N.Hacıyev rəy vermişdir

РАЗРАБОТКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕФТИ И ГАЗА

© Р.Ю.Алияров и др., 2007

ОЦЕНКА КОЛЛЕКТОРСКОГО ПОТЕНЦИАЛА ПАЛЕОГЕН-МИОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ (на примере месторождения Сиазаньская моноклиналь)

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

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

На примере Сиазаньской моноклинали изучены фильтрационно-емкостные свойства палеоген-миоценовых отложений. С применением статистических методов установлены кондиционные и средние значения пористости и проницаемости коллекторов. Полученные результаты позволили сделать вывод о большой перспективности этих отложений с точки зрения их нефтегазонасыщения.

Одним из старейших нефтегазоносных районов мира является Азербайджан. В сводном разрезе отложений, развитых в Азербайджане, нефтегазоносные свиты установлены в широком стратиграфическом диапазоне – от ааленского яруса средней юры до абшеронского яруса верхнего плиоцена. При этом основной нефтегазоносной свитой является продуктивная толща (ПТ), соответствующая по возрасту среднему плиоцену.

Вместе с тем на территории Азербайджана открыты нефтегазовые залежи в палеоген-миоценовых и меловых отложениях. Длительное время находятся в разработке залежи Прикаспийско-Губинского района (Сиазаньская моноклиналь), Абшеронского полуострова (Гарадаг, Шубаны, Бинагады), Гянджинского (Нафталан, Казанбулаг, Аджидаре, Тертер), Евлах-Агджабединского районов (Мурадханлы, Зардоб, Джафарлы), междуречья Куры и Габырры (Тарсдалляр, Гюрзундаг). Выявленные здесь залежи имеют сложное строение природных резервуаров и характеризуются в основном неантиклинальным типом ловушек.

Поскольку палеоген-миоценовые отложения представляют собой важнейший объект поисково-разведочных работ, в задачу наших исследований входило изучение коллекторских свойств пород этого комплекса в пределах Прикаспийско-Губинского нефтегазоносного района. В разрезе палеоген-миоцена этого района промышленная нефтегазоносность установлена в терригенных отложениях сумгайытской, коунской, майкопской свит, чокракского горизонта и сарматского яруса.

В плиоценовых отложениях хорошо выраженных признаков нефтегазоносности на территории района не обнаружено.

В настоящее время в пределах Прикаспийско-Губинского нефтегазоносного района осуществляется разработка нефтяных залежей Сиазаньской моноклинали – на площадях Чандагар-Зорат, Сиазань-Нардаран, Саадан, Амирханлы, Заглы и Зейва.

В геологическом строении месторождения Сиазаньская моноклиналь принимают участие верхнемеловые (от сантонского до датского яруса), палеоген-миоценовые и частично плиоценовые отложения.

Плиоценовые отложения выражены водоносными и плотными породами, которые с точки зрения нефтегазонасыщения не представляют интереса.

Миоценовые отложения представлены сарматским ярусом, диатомовой свитой (конк-

ским, караганским, чокракским горизонтами) и верхним майкопом.

Сарматский ярус (верхний миоцен) обнажается довольно широкой полосой вдоль Сиазаньской моноклинали и представлен в основном алевролитами, чередующимися с тонкими прослоями песков, песчаников и глин. Толщина яруса в среднем составляет 215 м.

Конкский горизонт (средний миоцен) в верхней части разреза представлен преимущественно алевролитами с тонкими прослоями песчаников, в нижней части преобладают глины. Толщина горизонта составляет 112 м.

Караганский горизонт (средний миоцен) в верхней и нижней частях разреза сложен в основном глинами с редкими прослоями песков и песчаников, а в средней части преобладают алевролиты. Толщина горизонта – 345 м.

Чокрак-спириалисовый горизонт (средний миоцен) в верхней части разреза представлен алевролитами, песчаниками, глинами и редкими прослоями песков. В средней и нижней частях преобладают алевролиты и глины. Толщина горизонта – 450 м.

Верхний майкоп (нижний миоцен) представлен в основном алевролитами. Толщина составляет 325 м.

Нижний майкоп (олигоцен) литологически представлен глинами, песками, песчаниками и конгломератами. Глины и пески карбонатные.

Вскрытая толщина майкопской свиты колеблется от нескольких метров до 1250 м; видимая толщина по сводному разрезу составляет 862 м.

Коунская свита (эоцен) прослеживается по всей Сиазаньской моноклинали и литологически представлена чередованием песчанистых, нередко сильно карбонатных глин, карбонатных песчаников и трещиноватых мергелей. Толщина свиты составляет на площадях Заглы -290 м, Чандагар-Зорат – 215 м.

Сумгайытская свита (палеоцен) прослеживается по всей Сиазаньской моноклинали и на площади Чандагар-Зорат трансгрессивно залегает на меловые отложения, а на площадях Сиазань-Нардаран, Саадан, Амирханлы, Заглы и Зейва перекрываются этими же отложениями.

В тектоническом отношении Сиазаньская моноклиналь приурочена к сложнопостроенному северо-восточному крылу Тенгинского антиклинория, протягивающегося вдоль северо-восточных предгорий Кавказа. Характерными особенностями тектоники являются крутое залегание, местами резко выраженное опрокидывание меловых и третичных отложений в зоне их контакта, постепенное выполаживание пластов на северо-восток, в сторону регионального падения третичных отложений, осложненность крупным продольным и сравнительно мелкими поперечными разрывами, которыми образовано 23 блока, отличающихся друг от друга по характеру нефтенасыщения.

На основе детального изучения геолого-географических особенностей моноклинали ее расчленяют на несколько площадей, различающихся интенсивностью дизъюктивных дислокаций: Чандагар-Зоратская (блоки I-III), Сиазань-Нардаранская (IV блок), Сааданская (блоки IV, V, VI), Амирханлинская (блоки VII,VIII), Заглинская (блоки IX-XV), Зейвинская и Тенгинская (блоки XVI-XXIII).

Промышленная разработка Сиазаньской моноклинали началась в 1941 году на площадях Сиазань-Нардаран, Саадан, Чандагар-Зорат; в последующем были введены в эксплуатацию площади Амирханлы (1954 г.), Заглы (1958 г.) и Зейва (1962 г.).

По всем залежам режим разработки – смешанный с преобладанием режима растворенного газа.

Как указывалось выше, объектом наших исследований является изучение коллекторских свойств пород палеоген-миоценовых отложений. Керновый материал изучен по 735 образцам из 130 скважин, отобранных из структурно-поисковых, глубоких разведочных и эксплуатационных скважин. Значительная часть образцов пород была отобрана боковым грунтоносом, что ограничило определение ряда параметров. По исследованным образцам пород произведено 1393 определения параметров коллекторских свойств и трещиноватости (исследования выполнены в лабораториях АзНИПИ нефти).

Для установления и обоснования кондиционных и средних значений параметров

были изучены распределения коллекторских свойств, а также зависимости между ними. Статистическая обработка данных коллекторских свойств выполнялась как по продуктивным горизонтам, так и отдельно по площадям. Были определены такие числовые характеристики распределений, как среднее значение параметра, размах, среднеквадратическое отклонение и коэффициенты вариации основных фильтрационно-емкостных параметров коллекторских свойств (пористость, проницаемость).

Пористость продуктивных горизонтов (табл. 1а, рис. 1а) изменяется от 1,2 до 30,8% (майкопская свита). Наибольшее количество определений пористости выполнено по отложениям майкопской свиты (428), а наименьшее – по чокракскому горизонту (15). Максимальное значение средней пористости (16%) отмечается в майкопской свите, минимальное (11,2%) – в сарматском ярусе. Среднеквадратическое отклонение варьирует от 4,7 (сарматский ярус) до 7,3 (чокракский ярус), а среднеквадратическое отклонение среднего, или ошибка репрезентативности, колеблется от 0,3 (майкопская свита) до 1,9 (чокракский горизонт). Коэффициенты вариации изменяются от 0,60 (чокракский горизонт) до 0,41 (майкопская свита).

Кривые распределения пористости выполнены также по площадям Сиазаньской моноклинали (табл. 1б, рис. 1б). Как видно из представленных материалов, максимальное значение пористости (33%) отмечается на площади Зейва, а минимальное (1,2%) – на площади Амирханлы. Наибольшее количество определений выполнено на площади Амирханлы (285), наименьшее количество – на площади Сиазань-Нардаран (19). И, как следствие этого, наименьшая ошибка репрезентативности (0,42) отмечается на площади Амирханлы, наибольшая (1,0) – на площади Сиазань-Нардаран. Среднее значение пористости изменяется от 11,2% на площади Заглы до 23,8% на площади Сиазань-Нардаран. Коэффициенты вариации колеблются от 0,18 на площади Сиазань-Нардаран до 0,60 на площади Заглы.

В целом по Сиазаньской моноклинали среднее значение пористости составило 14,7% при ошибке репрезентативности 0,26 и коэффициенте вариации 0,46.

Проницаемость пород Сиазаньской моноклинали изменяется от 0,01 до $430 \cdot 10^{-15}$ м^2. Как на кривых распределения, так и на графиках зависимостей проницаемость представлена в логарифмическом масштабе (табл. 2, рис. 2).

Как видно из рис. 2а, левая часть распределения находится в пределах lg $К_{пр}$ -2,1 – 0 и, по всей вероятности, характеризует группу неколлекторов. Правая часть распределения охватывает интервал lg $К_{пр}$ 0-3,0 и характеризует группу коллекторов. Таким образом, намечаемый по рядам распределения нижний предел логарифма проницаемости составляет 0,0 или $1,0 \cdot 10^{-15}$ м^2.

Построенные кривые распределения проницаемости и вычисленные числовые характеристики этих распределений выполнены так же, как и другие параметры, отдельно по продуктивным горизонтам (табл.2 б, рис.2 б) и по площадям (табл. 2 а, рис. 2 а).

Определение проницаемости выполнено по майкопской, коунской и сумгайытской свитам (160 анализов), по чокракскому горизонту – всего 2 определения, а по сарматскому ярусу определение проницаемости не выполнялось. Наибольшее количество определений выполнено по майкопской свите (96), наименьшее (23) – по коунской свите. Среднее значение проницаемости изменяется от $26 \cdot 10^{-15}$м^2 (сумгайытская свита), до $41 \cdot 10^{-15}$м^2 (майкопская свита), ошибка репрезентативности колеблется в пределах 7,6-13,0. Поскольку проницаемость является наиболее изменчивым параметром, отмечаются высокие коэффициенты вариации.

По площадям Сиазаньской моноклинали наименьшее значение средней проницаемости ($18 \cdot 10^{-15}$м^2) отмечается на площадях Зейва и Саадан, наибольшее значение ($63 \cdot 10^{-15}$м^2) – на площади Амирханлы. Ошибка репрезентативности колеблется от 4,9 (пл. Саадан) до 25,7 (пл. Заглы); коэффициенты вариации довольно высокие.

В целом по Сиазаньской моноклинали средняя проницаемость составила $35 \cdot 10^{-15}$м^2, среднеквадратическое отклонение – 72,6, ошибка репрезентативности – 5,7, коэффициент вариации – 206%.

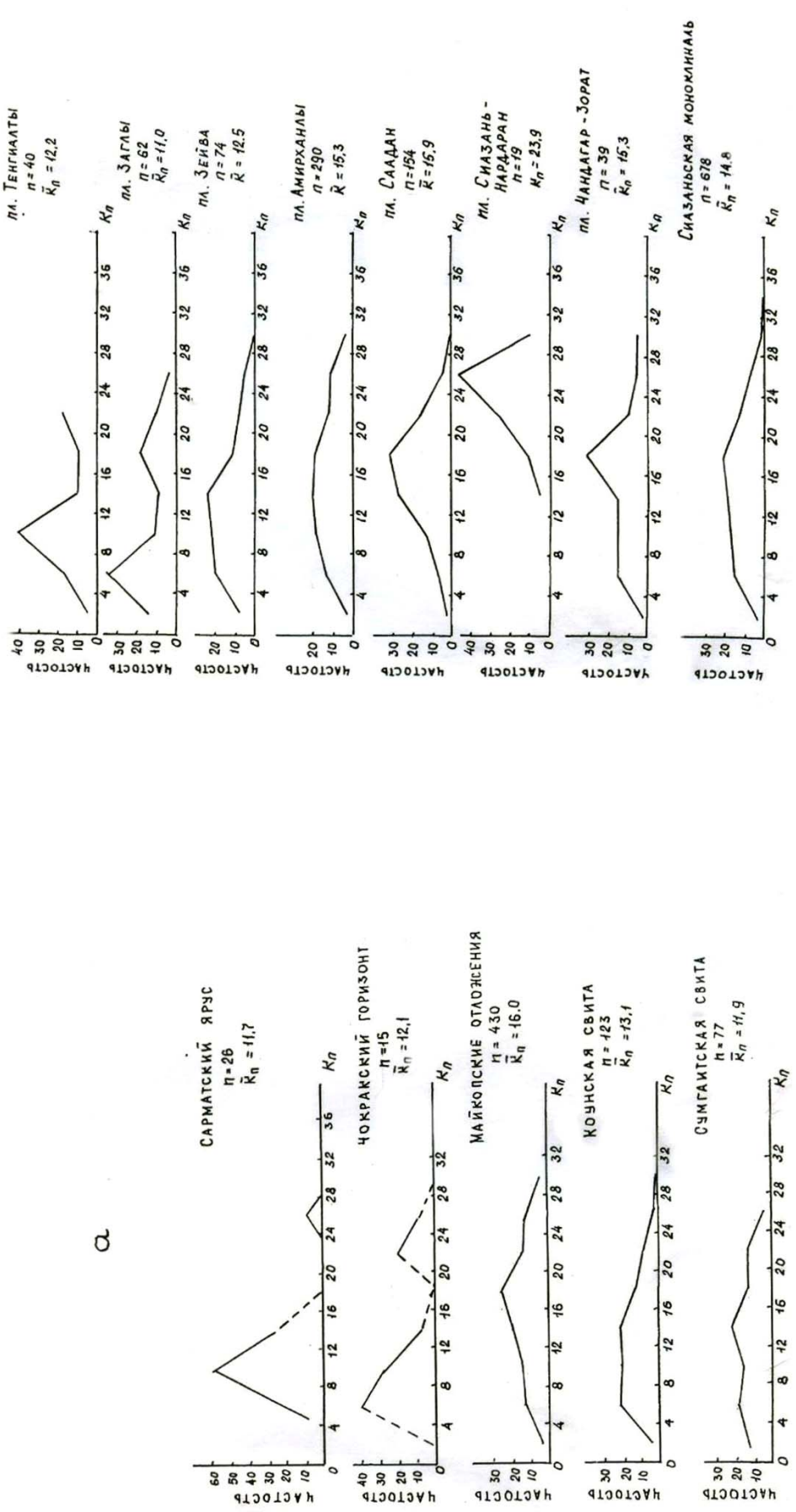


Рис. 1. Сиазаньская моноклиналь. Дифференциальные кривые распределения пористости по объектам разреза (а), по площадям и в целом по моноклинали (б)

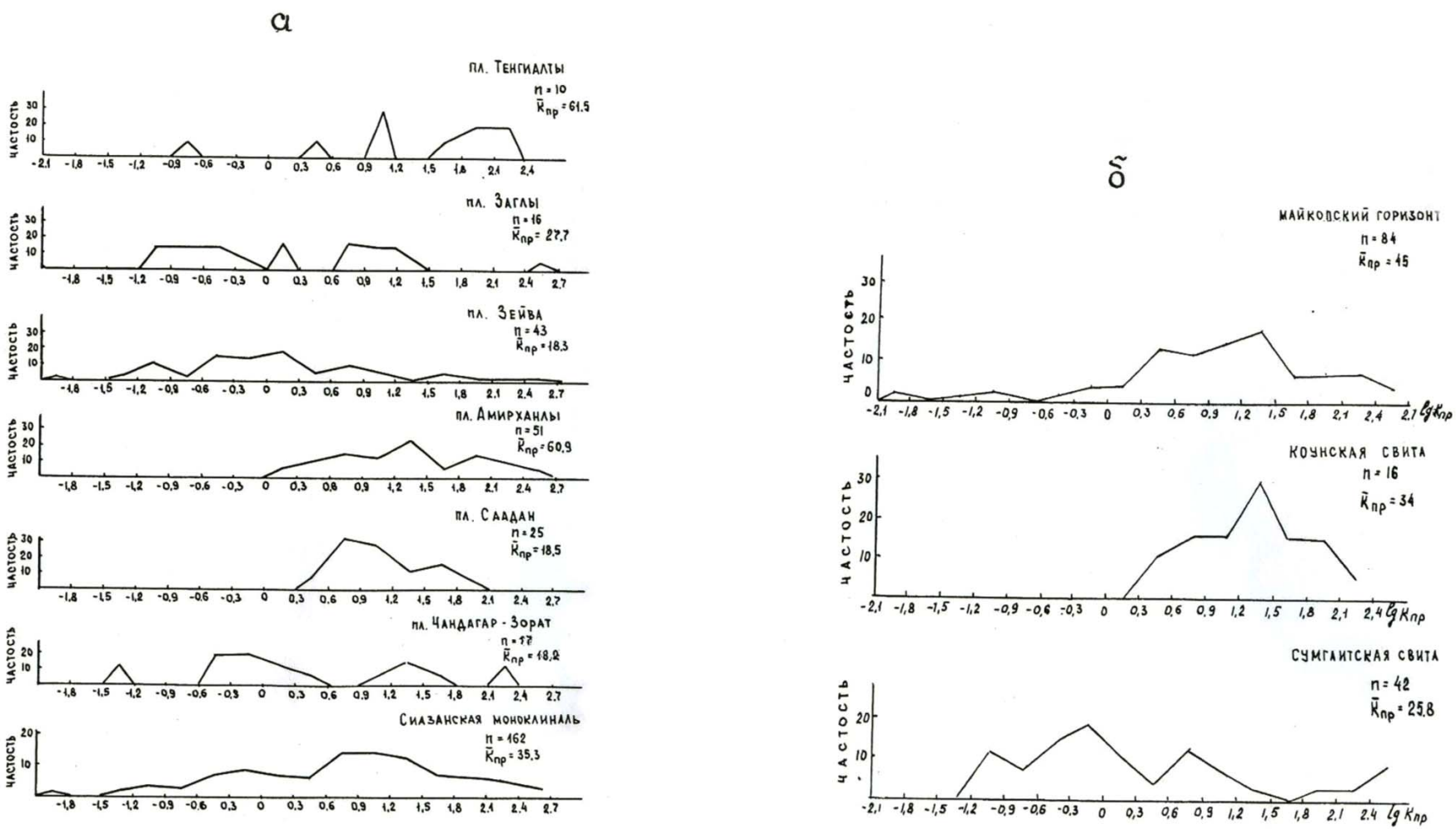


Рис. 2. Сиазаньская моноклиналь. Дифференциальные кривые распределения проницаемости по площадям и в целом по моноклинали (а), по объектам разреза (б)

Таблица 3

Числовые характеристики корреляционных связей

Продуктивные горизонты	Количество определений, n	Дисперсия , σ_x	Корреляционное отношение, η
Майкопская свита	85	5,07	0,84
Коунская свита	23	3,62	0,71
Сумгайытская свита	42	5,07	0,84
Сиазаньская моноклиналь	150	4,52	0,73

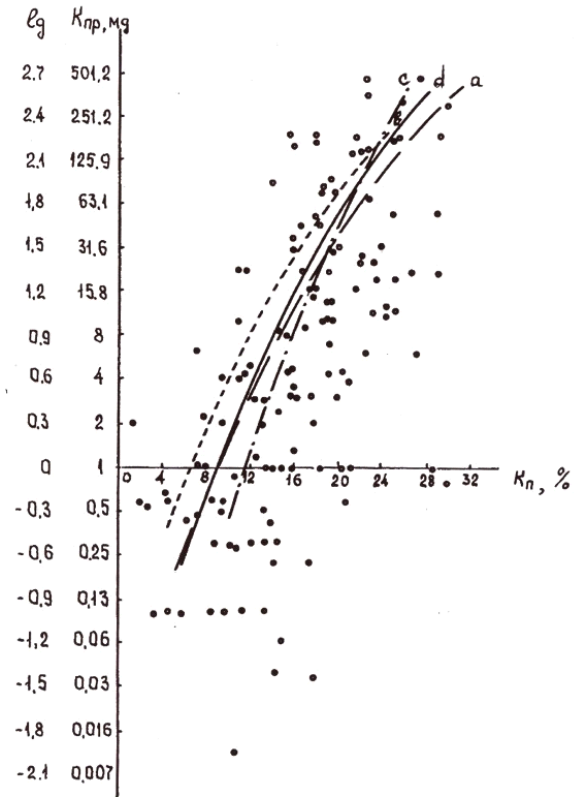


Рис. 3. Сиазаньская моноклиналь. Корреляционная зависимость между пористостью и проницаемостью по майкопской (a), коунской (b), сумгайытской (c) свитам и в целом по моноклинали (d)

Для установления связи между коллекторскими свойствами пород были составлены корреляционные таблицы и вычислены коэффициенты корреляции и корреляционные отношения для зависимости пористость-проницаемость.

Корреляционная связь между пористостью и проницаемостью была выполнена раздельно по продуктивным горизонтам (майкоп, коун, сумгайыт) и в целом по Сиазаньской моноклинали (рис.3). Поскольку связи эти оказались криволинейными, были вычислены корреляционные отношения. В таблице 3 представлены результаты расчетов.

Используя полученную зависимость, были установлены кондиционные значения. Так, граничное значение пористости составило 9% при проницаемости $1 \cdot 10^{-15} м^2$. Получив кондиционные значения фильтрационно-емкостных свойств, было выполнено разделение пород на коллекторы и неколлекторы в целом по Сиазаньской моноклинали. Из общего количества определений пористости (678 определений) при среднем значении 14,8%, количество коллекторов составило 414 определений при среднем значении пористости коллекторов 18,5%; из общего количества определений проницаемости (162 определения) при среднем значении $35 \cdot 10^{-15} м^2$ количество коллекторов составило 143 определения, а среднее значение проницаемости – $42 \cdot 10^{-15} м^2$.

Проведенная работа по изучению емкостных свойств палеоген-миоценовых отложений позволяет сделать вывод о большой перспективности этих отложений с точки зрения их нефтегазонасыщения.

Рецензент: д.г.-м.н. А.А.Фейзуллаев

© T.Y.Baharov, H.L.Əliyeva, F.A.Talıbov, 2007

NEFT YATAQLARINDA CƏM HASİLAT XƏRİTƏSİNİN YENİ MODİFİKASİYASI VƏ EHTİYATLARIN DƏQİQLƏŞDİRİLMƏSİ

T.Y.Baharov[1], H.L.Əliyeva[1], F.A.Talıbov[2]

1 - *AzNQSDETLİ*
AZ1033, Bakı, Ağa Nemətulla küçəsi, 39
2 - *ADNA*
AZ1010, Bakı, Azadlıq prospekti, 20

Uzun müddət işlənmədə olan neft yataqları üzrə son işlənmə layihəsinin tərtibində yatağın cari vəziyyətinin düzgün əks etdirilməsi və bunun əsasında layihə quyularının qazıma xəritəsinin tərtibi xalq təsərrüfatının inkişafı üçün böyük əhəmiyyət kəsb edir. Bu məqsədlə uzun müddət təcrübədə istifadə olunan cəm hasilat xəritəsi əvəzinə yeni xəritə, yəni ehtiyatı tam işlənmiş lokal sahələrin paylanma xəritəsi təklif olunur. Əgər cəm hasilat xəritəsi ehtiyatın işlənmə səviyyəsini keyfiyyətcə xarakterizə edirdisə, yeni xəritə həmin səviyyəni kəmiyyətcə qiymətləndirir.Yeni xəritə cəm hasilat xəritəsinin funksiyasını tam icra etməklə bərabər, həm də informasiya baxımından ona nisbətən daha çox tutumludur.Yeni xəritə həm də tədqiqat aparılan obyekt üzrə ilkin ehtiyatın dəqiqləşdirilməsinə imkan verir, bu isə nəticədə işlənmə prosesini daha effektiv başa çatdırılması üçün zəruridir.

Məlumdur ki, karbohidrogen (KH) yataqları işlənmənin son mərhələsində əvvəlki mərhələlərlə müqayisədə kəskin fərqlənir. Belə ki, təbii faktorlardan başqa, həm də işlənmə göstəricilərinin təsiri altında yatağın qeyri-bircinsliliyi artır. İşlənmə nəticəsində yatağın ilkin parametrləri dəyişikliyə uğrayır, neftlilik sahəsinin bütövlüyü pozulur, quyular arasındakı əlaqə zəifləyir, neftlə doyma və lay reyimləri yataq boyu yenidən paylanır və diferensiasiyaya uğrayır. Nəhayət, yatağın bu və ya digər sahəsi fərdi xüsusiyyətlərə malik olur ki, bunlar da işlənmədə (layihənin tərtibində) fərdi yanaşma tələb edir. İşlənmənin son mərhələsində meydana çıxmış yeni məsələlərin həlli yeni metodiki rəylərin, ikiölçülü və üçölçülü modellərin işlənməsini tələb edir. Son işlənmə layihəsinin tərtibində yatağın cari vəziyyətinin düzgün əks etdirilməsi və bunun əsasında layihə quyularının qazıma xəritəsinin tərtibi mühüm xalq təsərrüfatı əhəmiyyətinə malikdir. Belə ki, struktur xəritə üzərində hesablama planı qurulur. Hesablama tarixinə layı açmış olan bütün növ quyular göstərilir, onların işlənmə müddəti, sulaşması, cəm hasilatı, qaz faktorları (cədvəl şəklində) verilir, həcmisüzülmə və energetik xüsusiyyətləri xarakterizə olunur, işlənməni dinamik təhlili və s. verilir.

Son işlənmə layihəsinin müasir elmi səviyyədə tərtibində tələb olunan əsas qrafik sənədlər bunlardır:

1. Hesablama planının hazırlanması;
2. Xətti balans ehtiyatının və neftvermə əmsallarının sahə boyu paylanma xəritəsinin tərtib edilməsi;
3. Ehtiyatın işlənmə xəritəsinin tərtibi və bu əsasda ehtiyatın dəqiqləşdirilməsi, ehtiyatın mənimsənilmə səviyyəsinin kəmiyyətcə qiymətləndirməklə sahəvi şərhi, yataqda tam işlənmiş sahələri ayırd etmək, qiymətləndirmək və nəticədə «tam işlənmiş» lokal sahələrin paylanma xəritəsinin tərtib edilməsi;
4. Layihə quyularının qazma xəritəsinin tərtib edilməsi.

Neft yataqlarında cəm hasilat xəritəsinin təkmilləşdirilməsi və onun yeni modifikasiyalarının işlənməsi, ilk növbədə, həmin yataqlarda ehtiyatın işlənmə xəritəsinin tərtib edilməsi ilə bağlıdır. Artıq bir əsrdən çoxdur ki, işlənmədə olan neft yataqları üzrə tərtib edilmiş cəm hasilat xəritələri ehtiyatların təkrar hesablanmasında, işlənmə prossesinin təhlilində, işlənmə layihələrinin tərtibində istifadə olunan əsas qrafik sənədlərdən birini təşkil edir. Ayrı-ayrı quyular üzrə çıxarılan cəm hasilatın sahə üzrə paylanmasını özündə əks etdirən cəm hasilat xəritəsi yataq üzrə aparılan iri texnoloji əməliyyatların əsaslandırılmasında, yatağın cari işlənmə vəziyyətinin əks etdirilməsində müstəsna əhəmiyyətə malikdir. Cəm hasilat xəritəsinin tərtib edilmə üsulu məlumdur. Belə ki, burada çox hallarda struktur xəritə üzərində hər bir hasilat quyusundan (həm də suvurma quyusunda vurulan suyun) həmin xəritənin qurulması tarixində çıxan neftin (həm də suyun) cəmi miqdarından asılı olaraq çevrə çəkilir.

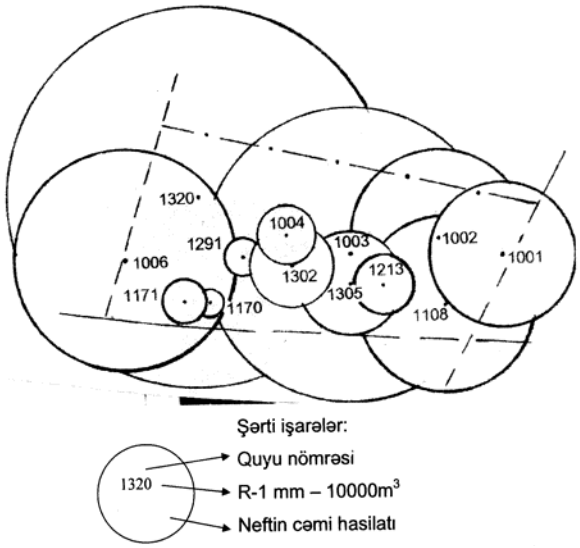
Burada şərti olaraq seçilmiş radiusdan istifadə etməklə, mərkəzi həmin quyunun yeri göstərilməklə dairə şəklində ifadə edilir. Bunun da nəticəsində yataqda hər bir quyudan hasil edilmiş mayenin miqdarı neftli sahə üzərində qrafiki olaraq dairələr şəklində göstərilir. Bu xəritədə şərti olaraq quyu ətrafından ehtiyatın bir-birinə nisbətən işlənmə səviyyəsinin müqayisəli təhlili verilir və bununla da ehtiyatın işlənmə səviyyəsi keyfiyyətcə xarakterizə olunur.

Qeyd etmək lazımdır ki, işlənmənin son mərhələsində olan yataqlarda (xüsusilə çoxlaylı yataqlarda) adətən quyu şəbəkəsi çox sıx olduğundan, quyular üzrə qurulmuş cəm hasilat xəritəsi o qədər mürəkkəbləşir ki, göstərilən informasiyanı əldə etmək çətinləşir, belə ki, şərti olaraq seçilmiş miqyasdan asılı olaraq xəritə üzərində dairələr ya bir-birini kəsərək qarışır (1-ci şək.), ya da informasiya itkisi yaranır, yəni qalıq neftli zonanın ayırd edilməsi çətinləşir. Odur ki, cəm hasilat xəritəsindən maksimal informasiya əldə etmək üçün xəritənin qurulmasında istifadə olunan radiusun elə bir qiyməti seçilməlidir ki, işlənmənin real vəziyyətini xarakterizə etməklə, ehtiyatın işlənmə səviyyəsini kəmiyyətcə qiymətləndirə bilsin. Bu isə elə bir sahənin radiusu ola bilər ki, o, quyu üzrə hasil olunmuş nefti geri laya qaytardıqda, lay şəraitini nəzərə almaqla orda tutduğu həcmi əks etdirə bilsin, yəni «ehtiyatı tam işlənmiş» sahələri ayırd edilsin. Odur ki, ehtiyatın mənimsənilmə səviyyəsinin sahə boyu kəmiyyətcə qiymətləndirilməsi üçün cəm hasilat xəritəsinə nisbətən daha informatik olan ehtiyatın işlənilmə xəritəsinin tərtib edilməsi məqsədəuyğundur. Bunun üçün hər bir quyu üzrə cəm neft hasilatı müəyyən edilir, sonra bərabər qalınlıqlar xəritəsindən həmin quyunun yerləşdiyi yerdə neftlə doymuş effektiv qalınlıq təyin edilir, sonra qalan parametrlər, yəni məsaməlik, neftlə doyma, neftin həcm əmsalı, xüsusi çəkisi, neftvermə əmsalları barəsində xəritə yoxdursa, onların yataq üzrə orta qiymətləri götürülür. Hər bir quyu üzrə əldə edilmiş cəm hasilat (şərti olaraq dairəvi şəkildə) həcm düsturundan (1) istifadə etməklə hesablanan hasilat geri laya qaytarılır və «tam işlənmiş» sahələr müəyyən edilir:

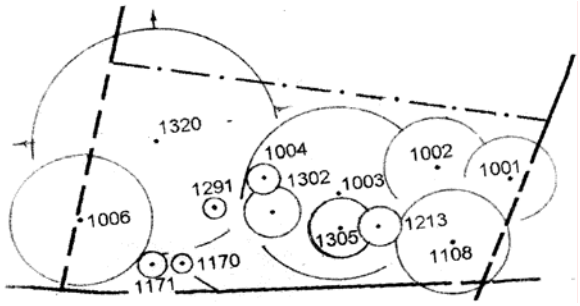
$$\sum q_i = Q = Fhm\beta \frac{1}{b}\rho\eta \qquad (1)$$

$$F = \pi R_i^2 \qquad (2)$$

$$R_i = \sqrt{\sum q_i b_o / \pi hm\beta\rho\eta} \qquad (3)$$



1-ci şəkil. «Palçıq Pilpilləsi» yatağında I tektonik blokun QaD üzrə: cəm hasilat xəritəsi.



2-ci şəkil. «Palçıq Pilpilləsi» yatağında QaD üzrə «psevdotam işlənmiş lokal sahələrin sahəvi şərhi, F<Σfi

Burada: R_i - hasilat quyusu ətrafında dairəvi formada qəbul edilmiş «tam işlənmiş» lokal sahənin radiusu olur; ∑q - həmin quyunun cəm neft hasilatıdır (lay şəraitinə gətirilmiş), h, β, η uyğun olaraq həmin quyu yerləşdiyi sahədə məhsuldar layın effektiv qalınlığıdır və neftlə doyma əmsalıdır, neftvermə əmsalıdır; b_o, ρ - neftin həcm əmsalı və sıxlığı. Yuxarıda verilmiş prinsipi rəhbər tutaraq, «Palçıq Pilpilləsi» yatağı 1 №-li tektonik blok QaD_4 üzrə cəm hasilat xəritəsi və ehtiyatın işlənmə xəritələrinin müqayisəli təhlilini verək. İşlənmə prosesinin təhlilini, o cümlədən ehtiyatın işlənmə səviyyəsinin sahəvi şərhini verməklə balans təhlili üsulunu tətbiq edib neft ehtiyatının dəqiqliyini təyin edirik.

«Tam işlənmiş» lokal sahələrin paylanma xəritəsini (planını) qurmaq üçün lazım olan göstəricilər və hesablanmış parametrlər, quyular üzrə cəm neft hasilatı və «tam işlənmiş» lokal sahələrin ölçüləri aşağıdakı cədvəldə verilir.

Quyular üzrə cəm neft hasilatı və tam işlənmiş lokal sahələrin ölçüləri

Quyu №-si	Cəm neft hasilatı, min t.	Tam işlənmiş sahənin radiusu, m	Tam işlənmiş sahənin ölçüsü, ha	Quyu №-si	Cəm neft hasilatı, min t.	Tam işlənmiş sahənin radiusu, m	Tam işlənmiş sahənin ölçüsü, ha
1320	96,60	184	10,6	1004	3,1	33	0,3
1108	65,03	151	7,1	1302	14,05	70	1,5
1001	40,0	118	4,3	1305	21,40	87	2,4
1002	27,60	96	2,9	1005	0,01	3,3	0,1
1321	0,16	7,5	0,02	1006	69,15	155	7,5
1213	9,28	57	1,0	1291	2,27	28	0,2
1211	42,72	122	4,7	1171	2,77	31	0,3
1003	110	196	12,1	1170	1,41	22	0,1
∑					470,0		55

1 blok üzrə neftin ilkin sahəsi olan F = 40 ha; neftlə doymuş orta effektiv qalınlıq 18 m; neftin balans ehtiyatı 1,0 mln.t, son neftvermə əmsalı - 0,47, ilkin çıxarıla bilən ehtiyat - 310 min t-dur.

Misal: 1320 saylı quyuda neftin cəm hasilatı 96,6 min t olmuşdur, neftlə doymuş effektiv qalınlıq - 18 m, məsaməlik əmsalı – 0,21, neftlə doyma əmsalı – 0,78, neftin həcm əmsalı - 1,05, xüsusi çəkisi - 0,78. Neftvermə əmsalının qiyməti dəqiqləşdirildikdən sonra 0,47-yə bərabər olur. Yuxarıda göstərilən qiymətlərə əsasən və 3-cü dusturdan istifadə etməklə 1320 saylı quyu üçün quyuətrafı zonada «tam işlənmiş» sahənin radiusunu tapaq. Hasil olmuş cəmi neft geri laya qaytarılarsa, radiusu R=174 m, sahəsi isə $9{,}5\cdot10^4$ m²-ə bərabər olan sahəni tutacaqdır. Xəritə miqyasında bu radiusun ölçüsü 1,74 sm təşkil edəcəkdir.

Bərk faydalı qazıntılardan fərqli olaraq neft maye halda olduğundan, təcrübədə tam işlənmiş lokal sahədəki ilkin çıxarıla bilən neft yer səthinə çıxarıldıqdan sonra layda həmin sahəyə təzyiqlər fərqi nəticəsində qonşu sahələrin nefti daxil olur və nəticədə quyu işlənməkdə davam edir. Ona görə də ehtiyatı tam işlənilmiş lokal sahəni «tam işlənilmiş», ya da ki, «psevdotam işlənmiş» sahə də adlandırmaq olardı.

Təklif olunan «tam işlənmiş» lokal sahələrin paylanma xəritəsinin ehtiyatın işlənməsinin təhlilinə və dəqiqləşdirilməsinə təcrübi olaraq «Palçıq Pilpilləsi» yatağının I bloku QaD_4 timsalında baxaq.

QaD_4 obyekti blokvari quruluşa malikdir və qarışıq lay rejimində (həll olmuş qaz və subasqı rejimləri) işlənir (qonşu II tektonik blok hələlik işlənmə prosesinə daxil olmayıb). Blok üzrə hasil olunmuş cəmi neftin miqdarı 470 min tondur. Hazırda cari neftli sahə $12*10^4$ m²-dir (fəaliyyətdə yalnız bir quyu var). Obyekt üzrə cəmi 16 istismar quyusu olub, işlənmə müddətində quyuların bir qismi geoloji və texniki səbəblərdən istismardan çıxıbdır. Quyular arasındakı məsafə 100-300 m olmaqla, orta qiyməti 165 m, bir quyuya düşən sahə isə $2{,}5*10^4$ m² təşkil edir. İşlənmənin təhlili hər quyu üzrə fərdi olaraq (ünvanlı yanaşma) aparılıb. Ehtiyatların paylanması bərabər qalınlıqlar xəritəsindən istifadə etməklə təyin olunub: yuxarıda qeyd edildiyi kimi, $F=40*10^4$ m² (ilkin neftli sahə), h=18 m (neftlə doymuş effektiv qalınlıq) məsaməlilik m=0,22, neftlə doyma əmsalı β=0,79; neftin həcm əmsalı - 1,115, neftin sıxlığı ρ - 0,78; son neftvermə əmsalı η=0,310.

Beləliklə, ehtiyatın həcm üsulu ilə hesablanmış qiyməti: balans ehtiyatı $Q_b=Fhm\beta\theta\rho \approx$ 1,0 mil.t, ilkin çıxarıla bilən ehtiyatı isə - 310 min t təşkil edir. Sonra hər bir quyu üzrə cədvəldə hasil olunan cəmi neftin miqdarına ekvivalent ilkin çıxarıla bilən ehtiyatın həcmi hesablanır. Şərti olaraq bu sahəni dairə formasında qəbul etdiyimiz üçün onun radiusunu (R-i) 3-cü düsturdan istifadə etməklə tapaq və bu əsasda obyektdə işləmiş bütün hasilat quyuları üzrə «tam işlənmiş» lokal sahələr müəyyən edilir. «Tam işlənmiş» lokal sahələrdən istifadə etməklə ehtiyatın dəqiqliyini araşdıraq. Bunun üçün lokal sahələrin cəmini tapırıq ki, o da $60*10^4$ m² təşkil edir. Əgər nəzərə alsaq ki, cari işlənmədə neftli sahə $12*10^4$ m² qalıb, onda obyekt üzrə ilkin neftli sahənin ölçüsü – $72*10^4$ m² olar, halbuki həmin obyekt üzrə ehtiyatın dövlət balansında

olan qiyməti $40*10^4$ m^2, neftvermə əmsalı isə 0,31, ilkin çıxarıla bilən ehtiyat 310 min t olduğu halda, faktiki məlumata görə, hazırda artıq 470 min ton neft hasil olub ki, onun da nəticəsində neftvermənin cari qiyməti 0,47 təşkil edir. İlkin neftli sahələrin (deməli, həm də neft ehtiyatlarının) müqayisəli təhlili alınmış fərqin olduqca böyük olduğunu göstərir. Aparılmış araşdırmalar göstərir ki, belə böyük bir fərq aşağıdakı səbəblərin nəticəsi ola bilər: a) ilkin neftlilik sahəsinin düzgün təyin olunmaması; b) I və II bloklar arasındakı tektonik pozulmanın keçirici olması; b) neftvermə əmsalına nisbətən aşağı qiymətin (onun obyektiv qiyməti daha yüksək olmalı idi, yəni 0,310 əvəzinə 0,5) verilməsi ilə izah etmək olar. Hər bir səbəb üzrə ayrı-ayrılıqda aparılmış araşdırmalar göstərir ki, belə səbəblərin olması mümkündür. Lakin onların dəqiq təyini xüsusi tədqiqatlar tələb edir.

Nəticə

1. Təklif olunan yeni xəritə, yəni ehtiyatı «tam işlənmiş» lokal sahələrin paylanma xəritəsi təcrübədə uzun müddət istifadə olunan (bu günə kimi) cəm hasilat xəritəsinin funksiyasını tam icra etməklə bərabər, həm də informasiya baxımdan ona nisbətən daha çox tutumludur. Əgər cəm hasilat xəritəsi ehtiyatın işlənmə səviyyəsini keyfiyyətcə xarakterizə edirsə, ehtiyatın «tam işlənmiş» lokal sahələrinin paylanma xəritəsi həmin səviyyəni kəmiyyətcə qiymətləndirir.
2. İşlənmənin son mərhələsində yataq üzrə quyu şəbəkəsi sıx olduğu hallarda adətən dairələr bir-biri ilə kəsişdiyindən əyani müşahidə qeyri-mümkün olur. Təklif olunan xəritədə belə hallar, demək olar ki, aradan qaldırılır.
3. Təklif olunan xəritədə qalıq ehtiyatın sahə boyu paylanmasını xarakterizə etməklə bərabər, həm də tədqiqat aparılan obyekt üzrə ilkin ehtiyatın (çıxarıla bilən və balans ehtiyatın) dəqiqləşdirilməsinə imkan verir.
4. Yuxarıdakı tədqiqatlardan alınmış nəticələr işlənmə prosesinin daha effektiv başa çatdırılması ilə bərabər, həm də gələcəkdə aparılacaq texnoloji proseslərin istiqamətlərini layihə üzrə qazılacaq yeni quyuların sayını və onların sahə üzərindəki yerini (zəif işlənmiş zonaları aşkar etməklə) müəyyən etməyə imkan verir.

ƏDƏBİYYAT

АБАСОВ, М.Т. и др. 1993. Гидродинамические исследования скважин глубокозалегающих месторождений. Баку. Азернешр. 176с.

БАГИРОВ, Б.А. 1986. Геологические основы доразработки месторождений нефти и газа. Элм. Баку.

БАГАРОВ, Т.Ю. и др. 2003. Методические основы оценки запасов и коэффициентов нефтеотдачи по геологопромысловым данным. Баку.

Məqaləyə AMEA-nın müxbir üzvü B.A.Bağırov rəy vermişdir

© А.С.Стреков, З.А.Мовсумзаде, 2007

ИЗУЧЕНИЕ ЭФФЕКТИВНОСТИ ПРИМЕНЕНИЯ ОСАДКООБРАЗУЮЩИХ СОСТАВОВ В СЛОИСТО-НЕОДНОРОДНЫХ ПЛАСТАХ С РАЗЛИЧНОЙ ОБВОДНЕННОСТЬЮ ДОБЫВАЕМОЙ ПРОДУКЦИИ

А.С.Стреков, З.А.Мовсумзаде

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

Приводятся результаты экспериментальных исследований извлечения нефти из слоисто-неоднородных пластов с различной обводненностью добываемой продукции осадкообразующими составами. Установлено, что благодаря последовательному изменению направления фильтрации воды и конфигурации фронта извлечения по мере продвижения оторочки ООС по высокопроницаемому слою их применение в слоисто-неоднородных пластах с различной обводненностью добываемой продукции эффективно.

Введение

По мере выработки активных запасов нефти на месторождениях растет доля запасов, относящихся к категории трудноизвлекаемых. Так, в работе (Абасов, и др., 2000) в Азербайджане выделено 169 (138 по суше и 31 по морю) эксплуатационных объектов с трудноизвлекаемыми запасами. Как показала практика разработки нефтяных месторождений заводнением, одной из причин ухудшения запасов является слоистая и зональная неоднородность продуктивных пластов и, как следствие, высокая обводненность добываемой продукции (Карасев, и др., 2004; Лисовский, 2004).

Постановка задач исследования

Перспективы стабилизации и увеличения добычи нефти в пластах с трудноизвлекаемыми запасами, характеризуемыми слоистой и зональной неоднородностью, связаны с подключением в разработку невыработанных участков пластов. Одним из эффективных методов в этих условиях является применение потокоотклоняющих технологий и методов выравнивания профиля приемистости в нагнетательных скважинах, базирующихся на использовании различных осадкообразующих составов (ООС) (Телин и др., 2001).

Механизм действия ООС на нефтяной неоднородный пласт в основном связан с избирательным повышением фильтрационного сопротивления обводненных участков в призабойной зоне нагнетательных скважин и изменением направления фильтрации нагнетаемой воды в малопроницаемые нефтенасыщенные участки пласта. Однако обработка призабойной зоны нагнетательных скважин ООС обычно вызывает только локальное изменение направления фильтрации в связи с небольшим радиусом воздействия по сравнению с размерами пласта. В этом отношении более перспективными представляются ООС, перемещающиеся по пласту и последовательно изменяющие направление фильтрации воды по пути своего движения. Такими свойствами обладает ООС, состоящий из раствора ПАА (полиакриламид) и ДЩО (дизельно-щелочной отход завода “Азернефтяг” - продукт щелочной обработки дизельной фракции нефти), показавший наилучшие результаты при вытеснении нефти из слоисто-неоднородного пласта (Мовсумзаде, 2006).

Для обеспечения высокой эффективности применения ООС были проведены исследования по изучению влияния обводненности продукции добывающих скважин на коэффициент извлечения нефти (КИН) из слоисто-неоднородного пласта оторочкой, состоящей из раствора ПАА и ДЩО.

Результаты экспериментов и их обсуждение

Экспериментальные исследования проводились на двухслойной модели пласта с гидродинамически сообщающимися слоями,

описание которой дано в работе (Мовсумзаде, 2006).

Перед проведением экспериментов модель пласта насыщали нефтью из месторождения Бибиэйбат вязкостью при 20 ^{0}C 15,6 мПа·с. Затем проводили извлечение нефти водой до 50, 70 и 100 (полной) % обводненности добываемой из слоисто-неоднородного пласта продукции. После чего в пласт, в высокопроницаемый слой, со стороны линии нагнетания закачивался исследуемый ООС в виде оторочки объемом 25 % от объема пор всего слоисто-неоднородного пласта (по 75 см^3 соответственно раствора ПАА концентрацией 0,2 % и ДЩО), а затем вновь начинали извлечение нефти из каждого слоя модели пласта водой до 98-99% обводненности продукции. Был также проведен опыт, когда продукция не обводнялась, а с самого начала процесса в пласт закачивалась оторочка ООС, после чего начинали извлечение нефти водой. Весь процесс извлечения нефти при всех обводненностях добываемой продукции осуществлялся при перепаде давления 0,012 МПа.

Результаты экспериментов приведены в таблице 1.

Как показали проведенные эксперименты, применение ООС в слоисто-неоднородных пластах при всех обводненностях добываемой продукции оказалось эффективным, т.е закачка ООС в высокопроницаемый пропласток на всех стадиях разработки слоисто-неоднородного пласта заводнением обеспечила дополнительно добытую нефть. В то же время эффективность применения ООС определяется степенью обводненности добываемой продукции. Так, самый высокий КИН 0,805 д. ед. (долей единицы) из слоисто-неоднородного пласта в целом наблюдается при применении ООС с самого начала процесса извлечения нефти, т.е. при отсутствии обводненности добываемой продукции, затем наблюдаются меньшие КИН 0,73 и 0,68 д.ед. соответственно при 50 и 70 % -ной обводненности добываемой продукции и самый низкий КИН 0,655 д.ед. после полной обводненности добываемой продукции.

Следующим этапом исследований было изучение влияния перепада давления, при котором происходит извлечение, на эффективность применения ООС в слоисто-неоднородных пластах, когда наблюдается самый низкий КИН при применении ООС, т.е. при полной обводненности добываемой продукции. Эксперименты проводились в следующей последовательности. Вначале проводили извлечение нефти водой при перепаде давления 0,012 МПа до полной обводненности добываемой продукции из слоисто-неоднородного пласта. После чего в высокопроницаемый слой пласта закачивался исследуемый ООС в виде оторочки, а затем вновь начинали извлечение нефти из каждого слоя модели пласта водой до 98-99% обводненности продукции при перепадах давления 0,003: 0,006; 0,012 и 0,022 МПа.

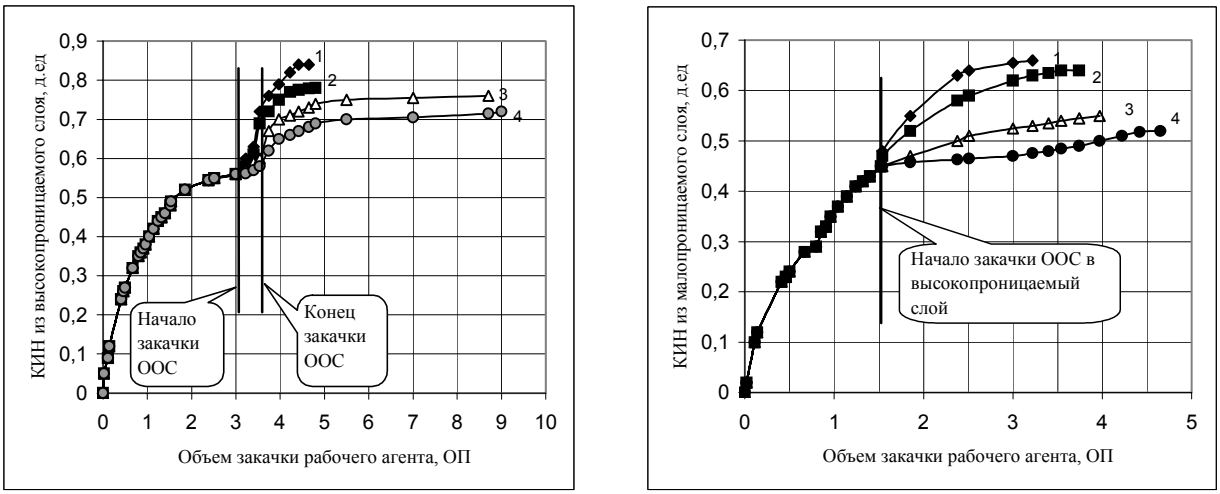
Результаты экспериментов сведены в таблицу 2 и рисунок.

Как видно из данных, приведенных в таблице 2, несмотря на то, что оторочка ООС применялась после полного обводнения добываемой продукции из слоисто-неоднородного пласта, закачка ее оказалась эффективной при всех рассмотренных перепадах давления, т.е. во всех случаях была получена дополнительно добытая нефть. В то же время уменьшение перепада давления (скорости вытеснения), при котором осуществлялось применение ООС, от 0,003 до 0,022 МПа в целом привело к уменьшению КИН. Самый высокий КИН 0,75 д. ед. и прирост его в 0,26 д. ед. по сравнению с заводнением слоисто-неоднородного пласта наблюдается при перепаде давления 0,003 МПа, а самый низкий КИН 0,62 д. ед. и его прирост в 0,13 д.ед. – при перепаде давления 0,022 МПа. При этом изменяются и другие показатели эффективности применения ООС в слоисто-неоднородном пласте. Например, с ростом перепада давления, при котором происходит извлечение нефти оторочкой ООС, наряду с уменьшением времени вытеснения от 1387 мин. до 322 мин. наблюдается и увеличение объема закачки рабочего агента от 4,09 до 6,8 ОП (объем пор) соответственно при перепадах давления 0,003 и 0,022 МПа.

Таблица 2

Зависимость КИН из слоисто-неоднородного пласта от перепада давления при применении ООС после полной обводненности добываемой продукции

Извлечение нефти оторочкой ООС объемом 25 % от ОП и водой после полного обводнения добываемой продукции	Время извлечения, мин. до и после закачки ООС	По слоистой модели пласта в целом			
		КИН, д.ед.		Объем закачки воды, ОП	
		до закачки ООС	после закачки ООС	до закачки ООС	после закачки ООС
1. При перепаде давления 0,003 МПа	801 / 1387	0,49	0,75	2,39	4,09
2. При перепаде давления 0,006 МПа	801 / 638	0,49	0,71	2,39	4,27
3. При перепаде давления 0,012 МПа	801 / 460	0,49	0,655	2,39	6,0
4. При перепаде давления 0,022 МПа	801 / 322	0,49	0,62	2,39	6,8



Зависимость КИН из слоисто-неоднородного пласта от объема закачки рабочего агента при закачке ООС в высокопроницаемый слой при перепадах давления: 1-0,003; 2-0,006; 3-0,012; 4- 0,022 МПа

Рост КИН из слоисто-неоднородного пласта в целом после полного обводнения добываемой продукции при закачке оторочки ООС в высокопроницаемый слой можно объяснить следующими причинами. Как видно из рисунка, при закачке оторочки ООС в высокопроницаемый слой наблюдается увеличение КИН не только из высокопроницаемого, но и из малопроницаемого слоев. В связи с этим увеличение КИН из слоисто-неоднородного пласта в целом, с одной стороны, связано с увеличением КИН из высокопроницаемого слоя в результате извлечения из него нефти оторочкой ООС как самого слоя, а также нефти, перетекшей в него из малопроницаемого слоя. С другой стороны, оно связано с увеличением КИН из малопроницаемого слоя в результате извлечения из него нефти водой, перетекающей из высокопроницаемого в малопроницаемый слой и последовательно изменяющей свое направление фильтрации и конфигурацию фронта извлечения по мере про-

движения по высокопроницаемому слою оторочки ООС.

Заключение

Результаты проведенных экспериментов показали, что применение исследуемой оторочки ООС, состоящей из раствора ПАА концентрацией 0,2% и ДЩО, в слоисто-неоднородных пластах при извлечении нефти эффективно при всех рассмотренных обводненностях добываемой продукции и перепадах давления. Связано это с повышением КИН из высокопроницаемого слоя в результате перемещения по нему оторочки ООС и КИН из малопроницаемого слоя из-за последовательного изменения направления фильтрации воды из высокопроницаемого слоя в малопроницаемый и конфигурации фронта извлечения из слоисто-неоднородного пласта в целом по мере продвижения оторочки ООС по высокопроницаемому слою.

ЛИТЕРАТУРА

АБАСОВ, М.Т., АЛЛАХВЕРДИЕВ, И.М., БАГИРОВ, Б.А. и др. 2000. О доразработке залежей Азербайджана с трудноизвлекаемыми запасами нефти. *Известия НАН Азербайджана. Науки о Земле,* 2, 121-129.

КАРАСЕВ, В.И., ТОЛСТОЛЫТКИН, И.П., СУТОРМИН, С.Е. и др. 2004. Проблемы эффективного использования запасов нефти на месторождениях Ханты-Мансийского автономного округа. В трудах международного технологического симпозиума: *Новые технологии разработки нефтегазовых месторождений*, 11-18.

ЛИСОВСКИЙ, Н.Н. 2004. Принципы разработки месторождений в предыдущие годы и в настоящее время. В трудах международного технологического симпозиума: *Новые технологии разработки нефтегазовых месторождений*, 3-10.

МОВСУМЗАДЕ, З.А. 2006. Применение осадкообразующих составов для повышения нефтеотдачи слоисто-неоднородных пластов, находящихся на поздней стадии разработки. *Известия НАН Азербайджана. Науки оЗемле,* 2, 130 - 133.

ТЕЛИН, А.Г., САМАРДАКОВ, В.В., ИГДАВЛЕТОВА, М.З. 2001. О приоритетах в выборе потокоотклоняющих технологий увеличения нефтеотдачи. *Нефтепромысловое дело*, 1, 19-21.

Рецензент: д.т.н. Р.А.Мусаев

© И.И.Джанзаков, Ж.К.Ниталиев, 2007

МОДЕЛИРОВАНИЕ НАЧАЛА ПРОЦЕССА ОБРАЗОВАНИЯ ПРИХВАТА БУРИЛЬНОЙ КОЛОННЫ, СВЯЗАННОГО С ИЗМЕНЕНИЕМ СВОЙСТВ ПРОМЫВОЧНОЙ ЖИДКОСТИ И ГЕОМЕТРИИ СКВАЖИНЫ

И.И.Джанзаков, Ж.К.Ниталиев

Атырауский Институт Нефти и Газа
060002, Республика Казахстан, г.Атырау, просп. Азаттык, 1

В статье рассматриваются причины возникновения прихватов бурильной колонны, основные из которых связаны с повышением вязкостных параметров, изменением свойств промывочной жидкости, что вызывает заклинивание бурильных колонн при изменении радиуса ствола скважины. Представлена модель процесса изменения контактной силы на поверхности колонны, величина которой является показателем причины возникновения прихвата.

В возникновении прихватов особое значение имеет вид промывочной жидкости (Пустовойтенко, 1980; Шерстнев и др., 1979). Установлено, что основное количество прихватов происходит в районах, где бурение ведется с применением глинистых растворов. Использование различных растворов на нефтяной основе исключает возможность возникновения почти всех видов прихватов, вызванных перепадом давления, и образования сальников, а также резко снижает случаи нарушения устойчивости ствола. Многие виды прихватов бурильной колонны возникают в результате ее прилипания к стенке скважины. Этот вид прихвата происходит под действием перепада давления, в результате которого избыточное давление прижимает бурильную колонну к стенке скважины. При наличии на стенке глинистой корки трубы вдавливаются в нее. Трубы прилипают на участке залегания проницаемых пород и тогда, когда возникающие в стволе скважины силы трения превышают действующие на бурильную колонну нормальные силы, и тем самым исключают перемещение колонны в любую сторону.

Прилипание отличается от других групп прихватов неизменяющимся характером циркуляции бурового раствора и отсутствием признаков перемещения и вращения прихваченной части колонны. Прилипает, как правило, бурильная колонна, находящаяся в неподвижном состоянии. На степень прилипания влияют: время нахождения бурильной колонны в скважине без движения; перепад между пластовым и гидростатическим давлением; состояние глинистой корки (толщина, прочность и т.д.); площадь соприкосновения бурильной колонны со стенкой скважины; проницаемость пород; сила трения между элементами бурильной колонны и стенкой скважины; температура в зоне прихвата.

Существует вид прихватов, вызванных сужением части ствола в зонах желобных выработок, а также возникающих при заклинивании посторонними предметами и шламом.

Заклинивания долот и элементов бурильной колонны в суженной части ствола скважины наиболее распространены в призабойной зоне. Часто заклинивания случаются при спуске алмазного, лопастного или четырех-шарошечного долота без проработки ствола после трех-шарошечного. Нередки случаи заклинивания бурильной колонны при увеличении жесткости ее низа. При разбуривании хемогенных толщ очень часто бурильная колонна оказывается прихваченной в результате сужения ствола скважины, вызванного текучестью каменных солей. Наличие гипсовых пропластков в разрезе некоторых месторождений также может вызвать прихват.

На основе проведенного анализа можно сделать вывод о том, что к основным причинам возникновения прихватов можно отнести изменение свойств промывочной жидкости, связанных с повышением ее вязкостных параметров, а также изменением радиуса ствола скважины, приводящим к заклиниванию бурильных колонн. В связи с этим нами прове-

дено моделирование процессов изменения контактной силы на поверхности колонны, величина которой является показателем причины возникновения прихвата.

Схематично процесс происходит в два этапа. На первом этапе происходит движение бурильной колонны, контактирующей с глинистой коркой, состоящей из вязкой среды Бингама. При этом предполагается, что сила веса превосходит силы сопротивления среды и колонна совершает движение сверху вниз с положительной убывающей скоростью. На втором этапе происходит изменение (ухудшение) свойств промывочной жидкости, вызванное, например, внезапными обвалами, фильтрационными явлениями в глинистой корке и др. или сужение ствола скважины в некоторый момент спуска, в результате колонна совершает движение с отрицательным ускорением, что в конечном счете приводит к ее остановке. При этом необходимо, чтобы величина силы сопротивления, создаваемого гидротормозом и вязким трением в скважине, превосходила силу веса колонны. Уравнение движения колонны на первом этапе процесса записывается в виде:

$$m_1\ddot{u} = -P_{mp} + m_1 g \qquad (1)$$

где $u(t)$ - перемещение центра тяжести бурильной колонны, m_1 - масса бурильной колонны с учетом уменьшения массы труб в жидкости, вычисляемая по формуле:

$$m_1 = m(1 - \frac{\rho_{ж}}{\rho}) \ ,$$

где m – масса колонны; $\rho_{ж}$ и ρ - соответственно плотности промывочной жидкости и материала трубы; P_{mp} - сила трения, обусловленная действием гидротормоза буровой лебедки и сопротивлением среды (Рабинович, 1989), вычисляемая по формуле

$$P_{mp} = c\eta L\dot{u} + \vartheta\dot{u}^2 + dD_{nk}L\tau_0 , \qquad (2)$$

где $c = \dfrac{2\pi[2a(1-\alpha^2)+1]}{\ln(1/\alpha)}$, $d = \dfrac{2\pi b(1-\alpha^2)}{3\alpha\ln(1/\alpha)}$,

$$a = \frac{\omega^2}{(1-\alpha^2)(1+\alpha^2-2\omega^2)+\alpha_0^4};$$

$$b = \frac{1+\alpha^3-2\omega^3+\alpha_0^3}{(1-\alpha^2)(1+\alpha^2-2\omega^2)+\alpha_0^4},$$

$$\omega^2 = \frac{1-\alpha^2}{2\ln(1/\alpha)},$$

где η — коэффициент динамической вязкости жидкости; τ_0 - предельное напряжения сдвига; L - длина бурильной колонны; $\alpha = \dfrac{D_{nk}}{D_T}$, $\alpha_0 = \alpha\dfrac{D_{bk}}{D_{nk}}$ и D_T -диаметр скважины; D_{nk} и D_{bk} - наружный и внутренний диаметры бурильных труб, $\vartheta = 8\lambda_m\rho_{ж}(D^5 - d_o^5)/D_{nk}^3$ - параметр гидротормоза (λ_m - коэффициент гидравлического момента, $\rho_{ж}$ - плотность рабочей жидкости, D и d_0 соответственно наружный и внутренний диаметры образующегося при вращении ротора кольца жидкости.

Уравнение (1) с учетом (2) записываем в виде:

$$m_1\dot{v} = -d\tau_0 D_{nk}L - c\eta vL - \vartheta v^2 + m_1 g \ ,$$

$$(v = \frac{du}{dt}\ ) \qquad (3)$$

Здесь величины d и c зависят только от параметров α и α_0, т.е. $d = d(\alpha,\alpha_0)$, $c = c(\alpha,\alpha_0)$.

Полагаем $v = 0$ при $t = 0$, и для реализации первого этапа движения колонны необходимо, чтобы $m_1 g > d\tau_0 D_{nk}L$. Тогда решение уравнения (3) имеет вид:

$$v = \frac{(s^2-n^2)}{s-n+(s+n)e^{\mu t}}(e^{\mu t}-1) \ , \qquad (4)$$

где $s = \sqrt{q^2+n^2}$, $q^2 = (m_1 g - d\tau_0 D_{nk}L)/\vartheta$, $n = \eta cL/2\vartheta$, $\mu = 2s\vartheta/m_1$

Из формулы (4) видно, что колонна совершает движение с убывающей положительной скоростью, причем $v = s - n,\ \dot{v} = 0$ при $t \to \infty$.

Пусть в момент времени $t = t_1$ появляется зона прихвата длиной l, на которой постоянные $\alpha,\ \tau_0,\ \eta$ изменяются соответственно на величины, $\alpha_1,\ \tau_1,\ \eta_1$ так, что выполняется условие:

$$m_1 g < D_{nk}[d\tau_0(L-l) + d_1\tau_1 l],$$

где $d_1 = d(\alpha_1, \alpha_{01})$, $c_1 = c(\alpha_1, \alpha_{01})$, $\alpha_1 = D_{nk} / D_{1T}$, $\alpha_{01} = \alpha_1 D_{bk} / D_{nk}$, D_{1T} - диаметр скважины в зоне прихвата, обусловленный ее сужением .

Уравнение (3) при $t \geq t_1$ перепишем в виде:

$$\begin{aligned} m_1\dot{v} = &-D_{nk}[d\tau_0(L-l) + d_1\tau_1 l] - \\ &-[c\eta(L-l) + c_1\eta_1 l]v - \vartheta v^2 + m_1 g. \end{aligned} \quad (5)$$

Решение уравнения (5) с начальным условием $v = v_1 = \dfrac{(s^2 - n^2)}{s - n + (s+n)e^{\mu t_1}}(e^{\mu t_1} - 1)$ при $t = t_1$ имеет вид:

$$v = \frac{l_2(l_1 + v_1)e^{-\mu_1 \bar{t}} - l_1(l_2 + v_1)}{v_1(1 - e^{-\mu_1 \bar{t}}) + l_2 - l_1 e^{-\mu_1 \bar{t}}} \text{ при } q_1 < n_1, \quad (6)$$

$$v = \frac{m_1(v_1 + n_1)}{(v_1 + n_1)\vartheta t + m_1} - n_1 \text{ при } q_1 = n_1,$$

$$v = s_0 tg(\varphi_0 - s_0\vartheta t / m_1) - n_1 \text{ при } q_1 > n_1,$$

где, $l_1 = n_1 - s_1, l_2 = s_1 + n_1$, $s_1 = \sqrt{n_1^2 - q_1^2}$, $s_0 = \sqrt{q_1^2 - n_1^2}$, $\varphi_0 = arctg[(v_1 + n_1)/s_0]$, $n_1 = [c\eta(L-l) + c_1\eta_1 l]/2\vartheta$, $\mu_1 = 2s_1\vartheta / m_1$, $\bar{t} = t - t_1$,

$$q_1^2 = \{D_{nk}[\tau_0(L-l)d + \tau_1 l d_1] - m_1 g\}/\vartheta$$

Из формулы (6) видно, что скорость колонны обращается в нуль в момент времени

$$t = t_1 + t_2, t_2 = \frac{1}{\mu_1}\ln[1 + \frac{2v_1 s_1}{l_1(l_2 + v_1)}] \text{ при}$$

$q_1 < n_1,\ t_2 = \dfrac{m_1 v_1}{n_1(v_1 + n_1)\vartheta}$ при $q_1 = n_1$,

$$t_2 = \frac{m_1}{s_0\vartheta}[\varphi_0 - arctg(n_1 / s_0)] \text{ при } q_1 > n_1.$$

Рассмотрим два возможных случая возникновения зоны прихвата.

1.Прихват колонны возникает в результате ухудшения свойств бурового раствора. В этом случае диаметр ствола скважины остается без изменения, т.е. следует полагать $\alpha = \alpha_1$, тогда имеем $c_1 = c$, $d_1 = d$,

$$q_1^2 = \{D_{nk} d[\tau_0(L-l) + \tau_1 l] - m_1 g\}/\vartheta,$$
$$n_1 = c[\eta(L-l) + \eta_1 l]/2\vartheta.$$

На рис 1 и 2 представлены графики зависимости минимального значения $\tau_1(Па)$, при котором происходит прихват колонны, от длины зоны прихвата $l(м)$ для четырех типов колонны. Расчеты произведены для безглинистого раствора с конденсированной твердой фазой ($\tau_0 = 5Па$, $\eta = 0.0093Па.с$) (рис.1) и раствора из альметьевского глинопорошка ($\tau_0 = 8Па$, $\eta = 0.014Па.с$) (рис. 2), параметры которых приведены в работе (Рабинович, 1989). В расчетах принято, что $L = 1000м$, $D_T = 0.16м$. Из графиков видно, для прекращения движения колонны в скважине необходимо многократно увеличить значение напряжения сдвига в зависимости от длины зоны прихвата. При этом с ростом диаметра колонны значение предельного напряжения сдвига, которое приводит к состоянию неподвижности колонны, существенно уменьшится.

2. Прихват колонны возникает в результате сужения ствола скважины, т.е. следует полагать $\tau_1 = \tau_0$ и $\eta_1 = \eta$. Тогда имеем:

$$q_1^2 = \{D_{nk}\tau_0[d(L-l) + d_1 l] - m_1 g\}/\vartheta,$$
$$n_1 = \eta[c(L-l) + c_1 l]/2\vartheta.$$

Результаты расчетов для колонны с размерами $D_{nk} = 139.7мм,\ D_{bk} = 121.7.мм,$ представлены в таблице 1, в которой приведены минимальные размеры сужения диаметра скважины в зависимости от длины прихвата. Длина колонны и начальный диаметр скважины соответственно равны $L = 1000м,\ D_T = 0.16м$ Расчеты произведены для двух видов раствора с параметрами $\tau_0 = 8Па$, $\eta = 0.014Па.с$ и $\tau_0 = 5Па$, $\eta = 0.0093Па.с$.

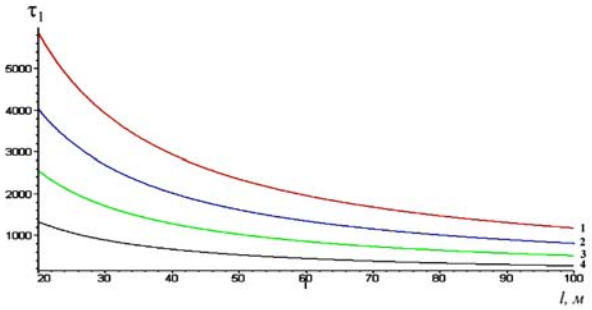


Рис. 1. Графики зависимости предельного напряжения (τ_1) от длины зоны прихвата для безглинистого раствора с конденсированной твердой фазой ($\tau_0 = 5Па$, $\eta = 0.0093Па.с$) и различных типов бурильных колонн

Из анализа табличных данных следует, что для выбранного типа колонны и вида раствора прихват колонны может быть осуществлен при очень больших значениях сужения диаметра скважины, что практически означает заклинивание колонны на больших участках длины скважины. При этом на процесс прихвата колонны в значительной степени влияет использованный вид раствора. Для растворов с высоким значением напряжения сдвига прихват может происходить даже при относительно малых значениях сужения размеров скважины.

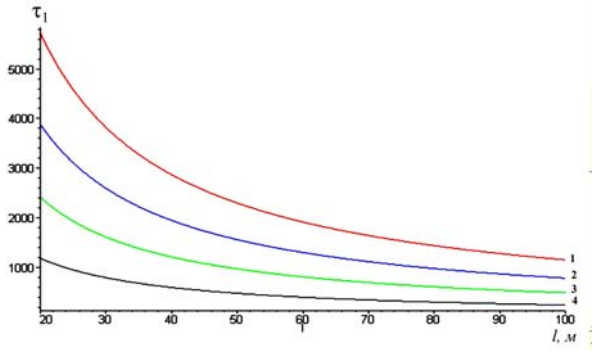


Рис. 2. Графики зависимости предельного напряжения (τ_1) от длины зоны прихвата l для раствора из альметьевского глинопорошка ($\tau_0 = 8Па$, $\eta = 0.014Па.с$) и различных типов бурильных колонн

1 – $D_{nk} = 101.6мм,\ D_{bk} = 83.6мм,$ $m = 20.4кг/м$;

2 – $D_{nk} = 114.3мм,\ D_{bk} = 96.3мм,$ $l, m = 23.3кг/м$;

3 – $D_{nk} = 127мм,\ D_{bk} = 109.мм,$ $m = 26.2кг/м$;

4 – $D_{nk} = 139.7мм,\ D_{bk} = 121.7.мм,$ $m = 29кг/м$.

В таблице 2 представлены значения предельного напряжения сдвига $\tau_1(Па)$ для скважины, где прихват может происходить в результате уменьшения диаметра скважины со значением $D_T = 160мм$ до $D_T = 145мм$, Расчеты произведены для колонны с $D_{nk} = 139.7мм,\ D_{bk} = 121.7.мм,\ m = 29кг/м$ и 5 видов раствора.

Таблица 1

Тип раствора	Длина зоны прихвата колонны (м)							
	20	40	60	80	100	120	140	160
Безглинистый с конденсированной твердой фазой $\tau_0 = 5Па$, $\eta = 0.0093Па.с$	139.73	139.78	139.84	139.92	140.0	140.08	140.16	140.23
Из альметьевского глинопорошка $\tau_0 = 8Па$, $\eta = 0.014Па.с$	139.84	140.12	140.32	140.55	140.72	140.93	141.11	141.31

Таблица 2

Тип раствора	Длина зоны прихвата колонны (м)							
	20	30	40	50	60	80	100	120
Безглинистый с конденсированной твердой фазой КМЦ ($\tau_0 = 6 Па$, $\eta = 0.0052 Па.с$	416	280	210	169	142	96	87	73
КМЦ ($\tau_0 = 9.16 Па$, $\eta = 0.0078 Па.с$	217	147	113	92	79	61	51	44
(барит) $\tau_0 = 5 Па$, $\eta = 0.0093 Па.с$	488	327	247	198	166	113	97	86
Из альметьевского глинопорошка $\tau_0 = 8 Па$, $\eta = 0.014 Па.с$	252	172	132	107	91	71	59	51
$\tau_0 = 12 Па$, $\eta = 0.006 Па.с$	194	133	103	85	73	58	48	42

ЛИТЕРАТУРА

ПУСТОВОЙТЕНКО, И.П. 1988. Предупреждение и ликвидация аварий в бурении. Недра. Москва. 278 с.

РАБИНОВИЧ, Н.Р. 1989. Инженерные задачи механики сплошной среды в бурении. Недра. Москва. 270 с.

ШЕРСТНЕВ, Н.М., РАСИЗАДЕ, Я.М., ШИРИНЗАДЕ, С.А. 1979. Предупреждение и ликвидация осложнений в бурении. Недра. Москва.

Рецензент: д.т.н. Г.М .Эфендиев

ГЕОГРАФИЯ

© B.Ə.Budaqov, 2007

AZƏRBAYCAN RESPUBLİKASININ EKOLOJİ TARAZLAŞDIRILMIŞ İNKİŞAFININ BAŞLICA COĞRAFİ PROBLEMLƏRİNƏ DAİR*

B.Ə.Budaqov

Azərbaycan Milli EA akad. H.Ə.Əliyev adına Coğrafiya İnstitutu
AZ1143, Bakı, H.Cavid prospekti, 31

Məqalə təbiətin və cəmiyyətin bir sıra ekoloji problemlərinin həllinə, onların hər birinin ayrılıqda tarazlı inkişafına və o cümlədən onların qarşılıqlı əlaqələrinə və qarşılıqlı asılılıqlarına həsr olunub.

Müasir elmi ədəbiyyatda geniş istifadə olunan «müvazinətli inkişaf», «ekoloji tarazlanmış inkişaf», «müvazinətli inkişafın indikatorları» terminlərinin məzmunu elmi-nəzəri əsaslarla açıqlanır.

Ətraf mühitin müasir vəziyyətinin çoxşaxəli və mürəkkəb göstəriciləri, təbii və antropogen amillərin inkişaf dərəcələri təbii-ekstremal prosesləri səciyyələndirərək tədqiq olunmuşdur ki, bu da onların neqativ nəticələrinə qarşı mübarizə tədbirləri işlənməsinə və tövsiyə edilməsinə imkan verir.

İlk dəfə olaraq Azərbaycan ərazisinin ekoloji gərginlik dərəcəsindən asılı olaraq ekoloji coğrafi rayonlaşdırılması (xəritə və onun legendası) verilib.

Sovet xalqlarının keçmiş Sovetlər İttifaqında konslagerlərin tikanlı məftilləri arasında olan məhbuslar kimi qorxu və ehtiyatla Qərbə nəzər saldıqları vaxt mən fikrə dalıb düşünmüşdüm: alimlərin elmi inkişafının zirvəsi nə ilə ölçülür? Xarici ölkələrlə elmi əlaqələrimizin məhdud olduğu halda, bizim alimlər öz elmi inkişafında dünya səviyyəsinə çatıblarmı?

Böyük məsuliyyətlə deyə bilərik ki, sovet dövrünün dahi alim coğrafiyaçıları A.A. Qriqoryev (1874-1931), L.S.Berq (1876-1950), İ.P.Gerasimov (1905-1985), K.K.Markov (1905-1980), Q.A.Avsyuk və bir çox başqaları, sözsüz ki, coğrafiya elminin nəzəri problemlərini qlobal miqyasda həll etmişlər.

Bizim alimlər yeni içtimai-siyasi quruluşa keçdikdən sonra xarici ölkələrdəki həmkarları ilə geniş təmasda olmaq imkanını əldə etdilər.

Mən, digər alimlər kimi, milli coğrafiya elmimizin yüksək səviyyədə olduğunu və onun korifeylərinin dünya miqyasında məşhur alimlərin sırasında öz layiqli yerlərini tutmalarını əyani olaraq gördüm. Bununla mən fəxr edirəm.

«Konslager» adlandırdığımız keçmiş Sovet İttifaqında alimlərin inkişafı və onların elmi nailiyyətləri dünya elminin ən yüksək standartları səviyyəsində idi.

Sovet İttifaqı dağıldıqdan sonra MDB ölkələrinin alimlərinin, o cümlədən öz sahələrində aparıcı coğrafiyaçı alimlərin Qərbə axını başladı. Qərb ölkələrinin sahibkarları MDB ölkələrindəki iqtisadi tənəzzüldən istifadə edərək, ilk növbədə, istedadlı alimlərlə maraqlandılar. Deməli, sovet dövründə yetişmiş bir çox alimlərin elmi səviyyəsi nəinki dünya «standartlarına» cavab verirdi, hətta onlar elmi nailiyyətlərinə görə dünya səviyyəsini qabaqlayırdılar.

Sovet dövründə yetişən alim-coğrafların intellektual səviyyəsi və ensiklopedik bilikləri ən yüksək həddə çatmışdır. İndi də dünya miqyasında elmin hər bir istiqamətinə aid olan

* Б.А. Будагов - Основные географические проблемы экологически сбалансированного развития Азербайджанской Республики. Bakı Universitetinin xəbərləri. Təbiət elmləri seriyası. № 1, 1999, s. 164-189.

aktual problemlərin həllində sovet dövründə yetişmiş alim-coğraflar aparıcı rol oynayırlar.

1. «Müvazinətli inkişaf» anlayışı

«Müvazinətli inkişaf» termini müasir dövrdə elmi ədəbiyyatda çox geniş istifadə olunur. Lakin bu anlayış hər zaman öz məzmununu tam saxlamır. «Müvazinətli inkişaf» dedikdə biz a) təbiəti; b) antropogen təsiri; v) onların qarşılıqlı əlaqəsini, qarşılıqlı təsirini və qarşılıqlı asılılığını nəzərdə tuturuq.

Bu üç amil dinamizimi və daxili fəallığı ilə səciyyələndiyindən onların fonunda «müvazinət» anlayışı elmdə durğunluq, fəaliyyətsizlik kimi qəbul olunur. Buna görə də «inkişaf» anlayışı «müvazinətli» terminini bir növ fəallaşdırır, ona hərəkət verir.

Deyilənləri nəzərə alaraq, bizim fikrimizcə, «müvazinətli inkişaf» termini elmdə hakim və ya üstün mövqe tutmalıdır.

Fikrimizcə, «müvazinətli inkişaf» termini «ekoloji tarazlaşdırılmış inkişaf» anlayışı ilə əvəz edilsə, daha məqsədəuyğun olar. Bu onunla izah olunur ki, ekoloji nöqteyi-nəzərdən «müvazinətli inkişaf» anlayışında təbii və antropogen amillər tarazlaşır və müxtəlif problemlərin həllində bu və ya digər amilin üstünlüyü müəyyən olunur. Nəticədə təbiətin və cəmiyyətin ekoloji problemlərinin həllində hər birinin ayrılıqda, o cümlədən də onların qarşılıqlı əlaqəsinin və qarşılıqlı asılılığının «tarazlaşması» aşkar olunur.

Son bir neçə il ərzində «müvazinətli inkişaf» termini elmdə geniş istifadə olunur. Buna görə də müasir dövrdə müəlliflər həll olunan problemlərdən asılı olaraq həm «müvazinətli inkişaf», həm də «ekoloji cəhətdən tarazlaşmış inkişaf» terminlərindən öz praktiki fəaliyyətdərində istifadə edə bilərlər.

2. «MDB ölkələrinin böhran vəziyyəti və «müvazinətli inkişafin» strategiyası»

Məlumdur ki, keçmiş İttifaq dağıdıldıqdan sonra bu quruluş üçün səciyyəvi olan iki əsas fundament də dağıldı: birincisi, ictimai mülkiyyət (bazis), ikincisi isə, kommunist ideologiyasıdır (üstqurum). Sovet İttifaqının dağılmasından sonra ona xas olan iqtisadi və siyasi problemlər tarixin arxivinə keçmişdir.

Xatırladaq ki, hələ yaxın keçmişdə indiki MDB ölkələrinin xalqları sovet qanunlarına uyğun olaraq öz qazanclarını ümumi qazana toplayırdılar və oradan müəyyən olunmuş qaydaya müvafiq əmək haqqı alırdılar.

SSRİ dağıldıqdan sonra «sosializmə» zidd olan kapitalist quruluşu bərpa olunmağa başladı. Nəticədə keçmiş SSRİ-nin xalqları süni yaranmış çərçivədən çıxaraq, yeni siyasi-sosial və iqtisadi quruluş şəraitinə uyğunlaşmağa məcbur idi. Bu dövrdə xalqa hökumətin dəstəyi lazım idi, lakin reallıqda isə o, xüsusi mülkiyyətin hakimliyi şəraitində taleyin hökmünə buraxılmışdır.

Sovet İttifaqı dağıldıqdan sonra yeni müstəqil respublikalar iqtisadi böhranın məngənəsinə düşdülər. Tarix göstərir ki, bir siyasi-ictimai quruluş digəri ilə əvəz olunduqda yeni quruluşun yaranması üçün çox çətin və uzun çəkən keçid dövrü (20-25 il) yaranır. Biz bunu hələ də sovet psixologiyasından qurtulmamış MDB ölkələrində görürük. Bu ölkələrdə «yenidən qurulmanın» və yaranmış vəziyyətdən çıxış yolunun uzun müddət araşdırılması əsasən bununla əlaqədardır.

Lakin hər hansı bir dövrün başa çatıb yenisi ilə əvəz edilməsi labüddür. MDB ölkələrində keçid dövr hələ 10-15 il davam edə bilər. Lakin bu müddəti qısaltmaq üçün ictimai mülkiyyətin bölüşdürülməsini tezləşdirmək, yeni ictimai-siyasi formasiyada təbii ehtiyatlardan düzgün istifadə yollarını araşdırmaq, istehsalatı - fabrik və zavodları bərpa etmək, torpaqlardan məqsədyönlü istifadə etmək üçün əhalinin aztəminatlı təbəqəsinə maliyyə və texniki yardım göstərmək kimi bir sıra mühüm problemləri həll etmək lazım gəlir.

Sosialist quruluşu qəflətən dağıldıqdan sonra bir sıra problemlərin həlli ayrı-ayrı şəxsiyyətlərdən asılı oldu, buna görə də mövcud böhrandan çıxış müddəti qeyri-müəyyən vaxt çərçivəsinə düşmüşdur. Bununla əlaqədar olaraq MDB ölkələri iqtisadi yardıma ehtiyac duyur. Ekologiyaya vurulan ziyanı isə iqtisadiyyatı bərpa etmədən aradan qaldırmaq mümkün deyil. İqtisadiyatın zəif inkişafı nəticəsində ekoloji mühitin vəziyyəti pisləşir, bu da əhalinin maddi rifah halına mənfi təsir edir. Deməli, ekoloji vəziyətin yaxşılaşması üçün (torpağın humus qatının qorunması, suyun və havanın saflaşması, meşələrin qırılmasının qarşısının alınması, zəhərli qazların və maddələrin fabrik və zavodların borularından atmosferə atılmasının qarşısının alınması və s.) həyatın hər bir sahəsində iqtisadi yüksəliş zəruri-

dir. Lakin «yenidənqurmadan» qabaqkı idarəetmə üsullarına və iqtisadiyyata dönmək artıq qeyri-mümkündür. Hətta «yenidənqurmadan» qabaqkı iqtisadiyyat bütünlüklə dağıdıldığından o, «ekoloji tarazlaşdırılmış inkişafın» dayağı ola bilməz.

MDB ölkələrində «ekoloji tarzlaşdırılmış inkişaf» hazırda mövcud olan və perspektivdə inkişaf etdirilməsi nəzərdə tutulan iqtisadiyyata arxalanmalıdır. Deməli, «ekoloji tarazlaşdırılmış inkişaf» ictimai mülkiyyətin özəlləşdirilməsinin tezləşməsindən və onun səmərəli idarə olunmasından, xüsusi mülkiyyətin yaranmasından və bazar münasibətlərinin formalaşmasından asılıdır.

Ekoloji vəziyyətin durumu dövlətin iqtisadi potensialından, xüsusi mülkiyyətin mövqeyindən və onların qarşılıqlı əlaqə və təsirindən asılıdır.

Ekoloji şəraitin pisləşmə sürətinin azalması, bəzi hallarda isə bu pisləşmənin qarşısının alınması üçün həyata keçirilən tədbirlər dövlət və sahibkarlar tərəfindən müəyyən yollarla maliyyələşdirilməlidir.

«Ekoloji tarazlaşdırılmış inkişafın» strategiyası gələcək 10-15 ildə tam şəkildə işlənib hazırlana bilər, çünki MDB ölkələrinin iqtisadi böhrandan çıxmaları üçün iqtisadiyyatın yaxın illərdə məqsədəuyğun və hərtərəfli inkişafı lazımdır.

«Ətraf mühitin müasir vəziyyəti» sovet dövrü ilə müqayisədə olduqca ağırdır. Bu, keçid dövrünün əvvəllərində olan hakimiyyətsizlik, ictimai əmlakın talan edilməsi, enerjinin çatışmazlığı, əhalinin sosial təminatının aşağı səviyyəsi, təbii ehtiyatlardan səmərəsiz (özbaşına) istifadə ilə bağlı idi. Düzən meşələrin qırılmasına, təbiətin dağıdıcı hadisələrinə, torpaqların şoranlaşmasına, qrunt suları səviyyəsinin qalxmasına qarşı səmərəli əməli tədbirlərin olmaması, o cümlədən erməni işğalçılarının zəbt etdikləri ərazilərimizdə relikt və endemik ağac növlərini məhv etməsi, Azərbaycanla həmsərhəd ərazilərdə Ermənistanın atom elektrik stansiyasının radiaktiv tullantılarının basdırılması, Kür və Araz çaylarının qonşu ölkələr tərəfindən çirklənməsi və s. ətraf mühitin, təbii ehtiyatların və əhalinin sosial təminatının pisləşməsinə səbəb olmuşdur. Son zamanlar ekoloji böhrana qarşı həyata keçirilən tədbirlər nisbətən canlanmışdır. Torpağın, havanın, suyun və s. mühafizəsinə dair, ümumiyyətlə, ətraf mühitin deqradasiyasının və pisləşməsinin qarşısını almaq məqsədi ilə son zamanlar dövlət tərəfindən bir sıra ciddi qanunlar qəbul edilmişdir.

Deməli, əhalinin rifahının yaxşılaşmasına yönəlmiş iqtisadi və sosial inkişafın yüksəlməsi üçün iqtisadi böhrandan çıxmaq və bu yolla ətraf mühitin deqradasiyasının qarşısını almaq zəruridir.

Son 7-8 ildə ətraf mühitin 1990-cı ilə nisbətən pisləşməsi ona dəlalət edir ki, 90-cı illərin əvvəllərində təbiətin mühafizəsi mühüm dövlət məsələsi olduğu üçün ona daha çox diqqət verilirdi və qanunlara uyğun xüsusi dövlət nəzarəti aparılırdı.

Ötən illərdə şəhərlər və kəndlər qaz və elektrik enerjisi ilə tam təmin olunmadığından meşələr sürətlə qırılırdı. Əvvəllər ağac emalı sənayesinin ağaca olan tələbatını Rusiya ödədiyindən meşələrə çox ciddi ziyan dəymirdi.

Başqa sözlə, dövlətin 1990-cı ilə qədər ətraf mühitə olan qayğısı əhalinin bir hissəsinin təbiətə qəddarcasına münasibəti ilə əvəz olundu. Lakin biz ümid edirik ki, ətraf mühitə münasibət yaxşılığa doğru dəyişəcək və onun sağlamlaşması məqsədi ilə bir sıra tədbirlər həyata keçiriləcəkdir. Sözsüz ki, «ekoloji cəhətdən tarazlaşdırılmış inkişafın» strategiyasının hazırlanması iqtisadi və ekoloji böhranın qarşısını alacaqdır.

3. «Müvazinətli inkişafın indikatorları» anlayışı

Bu anlayış bir sıra amillərin əhəmiyyətindən asılıdır. Bir tərəfdən, «müvazinətli inkişafın inditkatorları» ümumiləşmiş məna kəsb edir, digər tərəfdən, onlar mühüm komponentlərə görə diferensiasiyaya məruz qalırlar. Müvazinətli inkişafın əsas indikatorlarına əhalinin sağlamlığı, iqtisadi, ekoloji, demoqrafik və bir sıra başqa göstəricilər aiddir.

«Müvazinətli inkişafın əsas indikatorları» kimi, ilk növbədə, əhalinin sağlamlığını təmin edən problemləri həll etmək lazımdır. Başqa sözlə, əhalinin sağlamlığına ziyan vuran amillərə qarşı mübarizə tədbirlərinin işlənilməsini əhatə edən tibbi-coğrafi tədqiqatların mühüm elmi əhəmiyyəti qeyd edilməlidir.

Məlumdur ki, Azərbaycanın bir sıra rayonlarında ağcaqanadlar maleriyanın, ifrat rütubət revmatizm və traxoma xəstəliklərinin, suyun çirklənməsi mədə-bağırsaq xəstəliklərinin geniş yayılmasına səbəb olur. Böyük Qafqazın

cənub yamacındakı sularda ftor elementinin çatışmaması dişlərin korlanmasına, yodun azlığı isə zob xəstəliklərinin geniş yayılmasına şərait yaradır. Bu xəstəliklərin qarşısını almaq üçün ciddi tibbi profilaktiki tədbirlərlə yanaşı, bataqlıqların qurudulması, içməli suyun təmizlənməsi və onun tərkibinə çatışmayan maddələrin (ftor, yod və s.) əlavə edilməsi, gəmiricilərin və ağcaqanadların məhv edilməsi lazımdır.

Deməli, hər hansı bir ölkədə «ekoloji tarazlaşdırılmış inkişafı təmin etmək üçün əhalinin sağlamlığına aid kompleks tibbi-coğrafi problemlərin həlli lazımdır.

Göründüyü kimi, «ekoloji tarazlaşdırılmış inkişafın indikatorları» dedikdə ümumiləşdirilmiş aparıcı amilləri nəzərdə tutmaq lazımdır. Nəzərə almaq lazımdır ki, əsas indikatoru «xırdalamaqla» bu indikatorun ümumi inkişafının əsas istiqamətinin tədqiqindən uzaqlaşmış olarıq. Buna görə də biz Ukrayna və Belarusiya alimlərinin irəli sürdükləri kiçikdərəcəli indikatorların siyahısı ilə tam razı deyilik. Lakin onların irimiqyaslı elmi tədqiqatlar əsasında tərtib etdikləri «müvazinətli inkişafın indikatorları» cədvəlindən əlavə material kimi istifadə etmək olar.

Fikrimizcə, Azərbaycan Respublikası əraziisində səhralaşma problemini tədqiq edərkən, ilk növbədə, onu yaradan arid iqlimi öyrənmək lazımdır. İnsan amili isə, bir indikator kimi, bu indikatorlara əlavə edilməlidir. Ekoloji fəlakətin səbəbi olan bu iki amil səhralaşma prosesinin intensivliyində əsas rol oynayır.

Tundra təbii zonası daxilində insan tərəfindən pozulmuş təbii landşaftların yerində əmələ gəlmiş torpaq-bitki örtüyündən məhrum, çılpaqlaşmış əraziləri səhralaşma kimi qəbul etmək olmaz. Çünki burada təbii komplekslərin məhsuldarlığını itirməsinin səbəbi soyuq tundura iqlimi şəraitində insanların təbiətə qarşı qəddar və dağıdıcı münasibətinin nəticəsidir. Başqa sözlə, səhralaşma insanların hər növ təsərrüfatsiz fəaliyyəti nəticəsində baş vermir. Səhralaşma səhra, yarımsəhra və quru çöllərin arid iqlimi üçün səciyyəvidir.

4. Ətraf mühitin vəziyyətinin göstəriciləri mürəkkəb və çoxsayli olduqlarından biz onları iki nöqteyi-nəzərdən təhlil edirik

Birinci halda ətraf mühitin təbii quruluşunun ümumi vəziyyəti müəyyən olunur. Məsələn, yarımsəhra və quruçöl iqlimi hakim olan Azərbaycan Respublikasında şoranlıqlar yaranır, çöl (bozqır) otları, çayların yatağı boyu tuqay meşələri inkişaf edir. Onların fonunda şumlanmış torpaqlar şoranlaşır, çaylar boyu meşələr qırılır və qrunt sularının səviyyəsinin aşağı düşməsi müşahidə edilir.

İkinci halda isə təbii mühitin ayrı-ayrı komponentlərinin dəyişilməsi müşahidə olunur. Məsələn, hidrogeoloji tədqiqatlar əsasında aşkar olunmuşdur ki, ovalıqda qrunt sularının səviyyəsi səthdən 2-3 metr dərinlikdə yerləşir. Başqa bir misal: Kür çayı boyu tuqay meşələri qırıldığından onların toxunulmamış sahələri (keçmiş meşələrin 10%-ni təşkil edən 20 ha sahə) qalıq meşə talalarını xatırladır, ya da Kür-Araz düzənliyində suvarmaya yararlı torpaqların 53,2%-i şumlanmışdır. Suvarma qaydalarına əməl etmədikdə bu torpaqların 40%-i müxtəlif dərəcədə (1-3%) şorlaşmaya məruz qalır və səthi eroziya əmələ gəlir.

Ətraf mühitin vəziyyətinin göstəricilərindən biri eroziya şəbəkəsinin sıxlıq dərəcəsinin və onun inkişaf mərhələsinin aşkar edilməsidir. Ətraf mühitin təbii vəziyyətini pozan proseslərin əmələ gəlmə səbəblərini aşkar etmək onlara qarşı səmərəli mübarizə tədbirlərinin işlənməsinə imkan verir. Məsələn, savanna landşaftlarında əkinçiliyi inkişaf etdirmək məqsədilə ərazini sıx ot örtüyündən, kollardan və seyrək ağac bitkilərindən təmizləyirlər. Mülayim iqlim qurşağındakı dağ meşələrinin qırılması nəticəsində torpaq qısa bir müddətdə eroziyaya məruz qalır, kiçik çay hövzələrində meşələrin qırılması ətraf mühitin vəziyyətini pisləşdirir.

Savannada bitkilərin yandırılması, torpaqların şumlanması ekoloji tarazlığın pozulmasına və təbii landşaftların deqredasiyasına şərait yaradır.

Bu və digər ərazilərdə ətraf mühitin vəziyyətini xarakterizə edən göstəricilər məkandan və zamandan asılı olaraq dəyişə bilər. İlkin mərhələdə dağ yamaclarında qırılmış meşələrin yerində leysan yağışlar zamanı sel axınlarını yaradan intensiv erozion və denudasion proseslər fəallaşır. Dağ yamaclarında erozion və denudasion proseslər intensivləşdikcə sürüşmə sahələrinin əmələ gəlməsinə zəmin yaranır.

Azərbaycan Respublikasının ayrı-ayrı ərazilərində sürüşmələrin öyrənilməsi XX əsrdə başlanmışdır. 1950-ci ilə qədər müxtəlif ərazilərdə baş verən sürüşmələr yaşayış məntəqələrinə vurduqları ziyanla əlaqədar öyrənilirdi. An-

caq 1950-ci ildə geomorfoloqlar Azərbaycan ərazisini geomorfoloji xəritələşdirməyə başladıqda sürüşmələr mütəmadi olaraq tədqiq edilirdi (B.Ə.Budaqov 1957, 1958).

Azərbaycan Respublikasında sürüşmələrə ən çox məruz qalan əraziləri məhz 1965-ci ildə bir sıra geomorfoloqlar (Dumitraşko, Antonov, Budaqov, Lilienberq, Abbasov, Museyibov, Şirinov) tərəfindən Azərbaycanın geomorfoloji xəritəsi (1: 200 000 miqyasda) tərtib edildikdən sonra aşkar olundu.

Bizim 1960-1966-cı illərdə Azərbaycanda sürüşmələrə dair apardığımız tədqiqatlar əsasında onların tədqiqat tarixini, təsnifatını, genetik tiplərə bölünməsini və intensivlik dərəcəsinə görə rayonlaşmasını vermək mümkün oldu. Biz sürüşmələri aşağıdakı tiplərə bölmüşük: hərəkətdə olan sürüşmələr, fırlanan surüşmələr, blokvari sürüşmələr, delyapsiv tipli sürüşmələr - sürüşməli axın, geniş yayılmış palçıq axını, mürəkkəb və keçid tipli sürüşmələri (mürəkkəb sürüşmə axını, sürüşmə-uçqun).

Azərbaycan ərazisində müxtəlif formalı sürüşmələr geniş ərazini əhatə edir. Onlara qarşı mübarizə tədbirləri hazırlamaq üçün hər bir sürüşmə tipi hərtərəfli öyrənilməli və mümkün olduqda sürüşməli ərazilərdə stasionar müşahidələr və ya monitorinqlər aparılmalıdır. Sürüşmələr əsasən Azərbaycanın dağlıq ərazilərində baş verir. Sürüşmələrin və uçqunların formalaşmasına dik yamaclar, aşınmış gillicəli, qumdaşlı, əhəngdaşlı yamac suxurları, atmosfer yağıntılarının bolluğu, müasir fəal tektonik hərəkətlər, əlverişli hidrometeoroloji şərait təsir edir. Sürüşmələr yamacların torpağını, çəmən və meşələrini dağıdır, yamac çöküntülərini dərənin dibinə doğru sürüşdürür. Onlar yaşayış məntəqələrinə və təsərrüfatın müxtəlif sahələrinə xeyli ziyan vurur.

Sürüşmələr Zərnil (Şahbuz r-nu), Nuran (Ağsu r-nu), Suvagil (Zaqatala r-nu), Yuxarı Fındıqan (Xızı r-nu), Laza (Qusar r-nu) və başqa yerlərdə daha intensiv inkişaf etmişdir. Lakin Azərbaycan ərazisində sürüşmələrin geniş yayılmasına baxmayaraq, onların üzərində stasionar müşahidələr aparılmır. Sürüşmələrin qarşısını almaq və ya onların hərəkətini qabaqcadan izləmək istiqamətində son vaxtlar, az da olsa, elmi-tədqiqat işləri aparılır. Bəzən dağlıq ərazilərdə yeni qaz və su kəmərləri, yollar çəkən zaman da sürüşmələrin vaxtaşırı canlanması, intensivliyi nəzərə alınmır. B.Ə. Budaqovun 1:500000 miqyasda tərtib etdiyi xəritədə (1982, 1983) Azərbaycanda sürüşmələrin yayılmasına və intensivliyinə görə rayonlaşması verilib. Xəritədə hər bir ayrılmış tipə xas olan litoloji xüsusiyyətləri, relyefin yarusluğu, seysmiklik dərəcəsi, atmosfer yağıntılarının optimal miqdarı verilmişdir.

Deməli, ətraf mühitin vəziyyətinin göstəricisini müəyyən etmək üçün təbiətə ziyan vuran prosesləri və onların gərginlik dərəcəsini aşkar edən sahəni müəyyən etmək lazımdır.

Ekoloji vəziyyətin göstəricilərini ərazidə mövcud olan faktiki materiallar əsasında aşkar etmək zəruridir. Muqayisəli təhlilləri asanlaşdırmaq üçün faktiki materialların ilkin mənbəyini göstərmək lazımdır. Belə ki, ətraf mühitin vəziyyətinin göstəricilərini müəyyən məkanda və zamanda əldə edirik, sonra proseslərin əmələ gəlməsinə səbəb olan təbii və antropogen amillərin qarşılıqlı əlaqəsini, bu amillərin inkişaf dərəcəsini göstərən meyarları müəyyən edirik. Bu, göstərilən neqativ amillərə qarşı mubarizə tədbirlərinin işlənməsinə imkan yaradır. Azərbaycanın sürüşməli rayonlarını daha dərindən və hərtərəfli öyrənmək üçün stasionar və yarımstasionar müşahidələr aparmaq məqsədəuyğun olardı. Yüksəkixtisaslı elmi kadrların hazırlanması və sürüşmələri öyrənən təşkilatların qarşılıqlı əlaqəsi vacibdir. Alp geosinklinalına daxil olan Azərbaycan ərazisi mürəkkəb, təzadlı relyeflı və iqlim tipləri ilə səciyyələnir - zəngin landşaft komponentləri ilə yanaşı, burada təbiətin ekstremal hadisələrinin inkişaf etdiyi ərazilər də mövcuddur.

Azərbaycan ərazisində geoloji-geofiziki, hidrometeoroloji və başqa tipli proseslərin qarşılıqlı əlaqəsi və qarşılıqlı təsiri nəticəsində ekstremal şəraitdə keçən dağıdıcı hadisələr əmələ gəlir.

Azərbaycan ərazisində əhalinin məkan və zamana uyğun yerləşməsi iqtisadi və sosial inkişafdan asılı olaraq dəyişir. Tarix boyu əhalinin ən sıx yerləşdiyi yerlər daha əlverişli coğrafi şəraiti olan dağ və düzən ərazilərin qovşağındakı sahələr olub. Bu sahələr suyun bolluğu ilə, münbit torplaqlarla, zəngin flora və sağlam iqlimlə fərqlənmişdir. Bu ərazilərdə vaxtaşırı zəlzələlər, sellər, dolu və bir çox başqa təbiətin dağıdıcı hadisələri baş verirdi.

Suvarılma əkinçiliyi ərazisi genişləndikcə əhalinin məskunlaşması düzən ərazilərə doğru genişlənməyə başladı.

Sənayenin inkişafı Azərbaycan şəhərlərinin inkişafına təkan verdi. 1992-ci ilin məlumatlarına əsasən, respublika əhalisinin 52%-i şəhərlərdə, 48%-i isə kəndlərdə yaşayır.

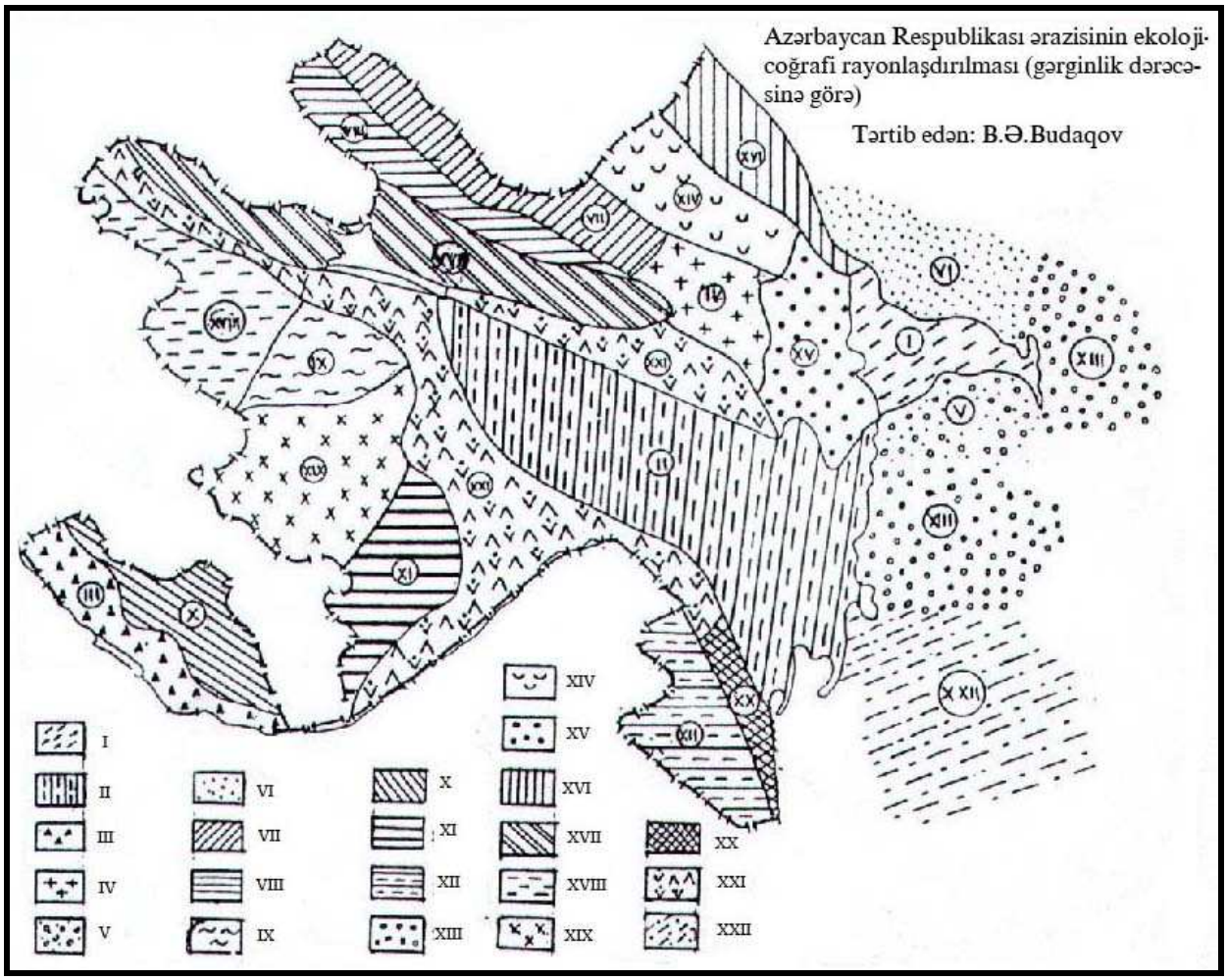
Sənayenin və kənd təsərrüfatının intensiv inkişafı və ətraf mühitin mühafizəsinə az diqqət verilməsi (suyun çirklənməsi, pestisidlər, sənaye tullantıları, neft məhsulları və s.) ekosistemlərin çirklənməsini kəskinləşdirir.

Təbiətin dağıdıcı hadisələri və antropogen amillərin neqativ nəticələri respublika ərazisində eyni formada yayılmamışdır.

Əgər Abşeronda baş verən antropogen amillər ekstremal şəraiti yaradırsa, Dağlıq Şirvanda ekstremal şəraitə təbii amil – zəlzələ, sel və dolu səbəb olur. Bəzi ərazilərdə isə ekstremal şəraiti yaradan təbii və antropogen amillərin intensivlik dərəcələri eyni deyildir. Belə ki, Azərbaycanın Böyük Qafqaz hissəsinin cənub yamacında ekstremal şəraitə zəlzələlər, sellər, sürüşmələr, eroziya, dolu düşməsi səbəb olur. Burada antropogen amillər isə təbii amillərin fəaliyyətini sürətləndirir. Lakin digər ərazilərdə ekstremal şəraiti arid iqlim, onun neqativ nəticəsi və təsərrüfatın qeyri-normal (torpaqların intensiv şorlaşması, pestisidlərdən ifrat istifadə və s.) aparılması səbəb olur.

Biz Azərbaycan Respublikasının ərazisində ekoloji gərginlikdən asılı olaraq ilk dəfə ekoloji-coğrafi rayonlaşma bölgüsü aparmışıq (1990). Ekocoğrafi rayonlaşmanın əsasını insan amili, insanın maraqları, onun sağlamlığı, məşğul olduğu təsərrüfat, mənəvi və maddi dəyərlərin təhlükəsizliyi təşkil edir.

Ekoloji-coğrafi rayonların ayrılmasında əsas landşaft tipi, ərazinin seyismikliyi (balla), sel və sürüşmələrə məruz qalması, əsas ekstremal iqlim göstəriciləri, illik axın, havanın çirklənmə dərəcəsi, torpağın şorlaşması və bir sıra başqa təbii və antropogen göstəricilər nəzərə alınmışdır.



«Azərbaycan ərazisinin ekoloji-coğrafi rayonlaşması» xəritəsinin legendası

Ekoloji cəhətdən çox gərgin rayonlar

Quru

I.Abşeron rayonu

Yarımsəhra landşaftı, XII-ballıq şkalaya əsasən, seysmiklik VII bala qədər (Maştağa, Nardaran və Bilgəh kəndləri); abraziya prosesləri; xəzri (nord) küləkləri zonası (15 m/san); mütləq maksimum temperatur 43^0 C, ağ yelli günlərin sayı -30 gün; il ərzində buxarlanma çatışmazlığı 900-1000 mm; il ərzində nisbi rütubətlənmə 20 %; illik minimal axım – 0; yüksək dərəcədə çirklənmiş hava; yüksək minerallaşmış, neft məhsulları və məişət tullantıları ilə intensiv çirklənmiş göllər; neft məhsulları və sənaye tullantıları ilə yüksək dərəcədə çirklənmiş torpaq örtüyü; qrunt suları səviyyəsinin yüksəkliyi; bataqlaşmış və şorlaşmış torpaqlar; neft mədənlərində, neft anbarlarında və kimya zavodlarında qəza və yanğın ehtimalı.

II.Aran rayonu

Yarımsəhra landşaftı; seysmiklik VII bala qədər; torpaqların yüksək, həm də təkrar şorlaşması; havanın mütləq maksimal temperaturu – 43^0 C; ağ yelli günlər 50; il ərzində buxarlanma çatışmazlığı – 900 mm; nisbi rütubətlənmə 20%; il ərzində buxarlanma 1200 mm; illik minimal axım – 0-0,5 l/sankm^2; müxtəlif epidemiyaların və malyariyanın olması; təhlükəli daşqınlar; torpaq və suyun pestisidlərlə, gübrələr, məişət tullantıları ilə intensiv çirklənmə; mədə-bağırsaq yolları xəstəliklərinin mümkünlüyü; kənd təsərrüfatında pestisidlərin, kimyəvi gübrələrin müəyyən edilmiş normadan (PDK) bir neçə dəfə artıq istifadəsi ilə bağlı mövcud xəstəliklərin olması; alçaqdağlıq meşələrin intensiv qırılması.

III. Şərur-Ordubab rayonu

Yarımsəhra landşaftı; seysmiklik VII bal; sel axınlarının söndüyü zona; havanın mütləq maksimal temperaturu -32^0 C; ilin isti yarısında ağ yelli günlər 70; il ərzində buxarlanma çatışmazlığı – 1000 mm; il ərzində nisbi rütubətlənmə 20%; illik minimal axım – 0,5 l/sankm^2; müxtəlif epidemiyaların mümkünlüyü; katostrofik daşqınlar; torpaqların yüksək dərəcədə şorlaşması və bataqlaşması.

IV.Dağlıq Şirvan rayonu

Dağ-meşə və dağ-çəmən landşaftları; seysmiklik – IX ball; yüksək fəallı sürüşmələr; deqradasiyaya uğramış torpaqlar; yay və qış otlaqlarının mümkün normadan bir neçə dəfə artıq dərəcədə sellilik.

Dəniz.

V.Bakı buxtası.

Şəhər təsərrüfatının, xüsusən kimya sənayesinin tullantıları ilə intensiv çirklənmiş dəniz suları; neft məhsulları ilə intensiv çirklənmiş dib çöküntüləri; üzən neft məhsulları və neft örtüyü; ekoloji qəza; dib çöküntülərində canlı orqanizmlərin yox olması dərəcəsinə endirilməsi.

VI. Sumqayıt «buxtası»

Məişətin və şəhər sənayesinin tullantılarla (maye, qatı) çirklənməsi; çirklənmiş dəniz suları; mədə-bağırsaq, dəri, allergiya xəstəliklərinin təzahürü; səth sularının, torpaq örtüyünün, atmosfer havanın yüksək çirklənməsi.

Ekoloji cəhətdən gərgin rayonlar

Quru

VII. Böyük Qafqazın cənub yamacı

Dağ-meşə, yüksəkdağlığın alp-subalp-çəmən-qayalıq landşaftı; seysmiklik VIII bala qədər; yüksək sellilik (ildə ən azı bir dəfə güclü keçən sellər); aktiv sürüşmələr; il ərzində 5 günədək dolunun düşməsi; fəal qravitasion-tektonik çatlar; yüksəkdağlıqda qar uçqunları; su mənbələrində ftor (kariyes) və yod (qalxanvari vəzin xəstəliyi) çatmazlığı; məhsuldarlığı azalmış dağ çəmənlikləri; deqradasiyaya uğramış, intensiv qırılmış, yuxarı sərhədi qırılaraq 100-200 m aşağı endirilmiş yüksəkdağ meşələri; intensiv antropogen fəaliyyəti nəticəsində antropogen eroziya və denudasiya; qravitasion-denudasion və erozion-denudasion proseslərin güclənməsi.

VIII. Qanıx-Əyriçay rayonu

Dağarası çökəkliklərin meşə-çəmən landşaftı; seysmiklik VIII bala qədər; məcrada, məcraətrafı subasarlarda sel çöküntülərinin intensiv çökməsi; sellərin təsərrüfata, əhaliyə və təbiətə maddi ziyan vurmasi; il ərzində orta hesabla iki gün dolu yağması və onun vurduğu ziyan.

IX. Xanlar rayonu

Dağ-meşə-çəmən landşaftı; seysmiklik VIII baladək; bəzi yerlərdə sürüşmələrin çox fəal olması; il ərzində 7 gün dolunun yağması; dağ-mədən qazıntıları tullantılarının çay dərələrində və dağ yamaclarında yığılması.

X. Naxçıvan rayonu.

Dağ-çəmən-çöl və qayalıq landşaftı; seysmiklik VIII, şərqdə və şimal-şərqdə isə IX baladək intensiv; erozion, aridenudasion proseslər; il ərzində yüksəkdağlıqda dolu yağan günlərin sayı 7, ortadağlıqda isə 5 gün; ilin isti yarısında ağ yelli günlərin sayı - 30 gündən (ortadağlıqda) 50 günə qədər (alçaqdağlıqda); il ərzində havanın mütləq minimal temperaturu – 28^0 C; çox az çay axımı olan zona (1l/sankm^2).

XI. Laçın rayonu

Dağ-meşə-çəmən landşaftı; seysmiklik VIII bal; fəal sürüşmələr; intensiv qırılmış dağ meşələri; deqredasiyaya uğramış yay otlaqları.

XII. Lerik rayonu

Dağ-çəmən-meşə və dağ-çöl landşaftı; seysmiklik VIII bal; orta dərəcədə və fəal sürüşmələr; il ərzində dolunun yağması 3 gün; il ərzində cənub-şərqdə ən çox atmosfer yağıntıları.

Dəniz.

XIII. Neft Daşları və Sərqi Muğan

Dəniz suları vaxtaşırı neft məhsulları ilə çirklənir; neft anbarlarında, neft kəmərində və neft mədənlərində katastrofik yanğınların mümkünlüyü.

Ekoloji cəhətdən qismən gərgin rayonlar

Quru

XIV. Şimal-Şərqi Azərbaycan

Dağ-çəmən-meşə landşaftı; seysmiklik VII bal; intensiv qravitasion-denudasion proseslər; yüksək dərəcədə fəal sürüşmələr; orta dərəcədə sellilik və daşqınlar; yüksəkdağlıqda qar uçqunlarının mümkünlüyü; fyon (isti dağ) küləkləri.

XV. Qobustan rayonu

Çöl və quruçöl landşaftı; seysmiklik VII bal; intensiv arid-denudaison proseslər; defisit yeraltı və səth suları; illik minimal axım 0-l/sankm^2; ağ yelli günlərin sayı 30 gündən (şimalda) 50 günədək (cənubda).

XVI. Xaçmaz rayonu

Alçaqdağ-çəmən-meşə quruçöl və qismən yarımsəhra landşaftı; seysmiklik VII bal; intensiv abraziya prosesləri; eol akkumulyasiyası; havanın maksimum temperaturu – 43^0 C; cənubda torpaqların şorlaşması; alçaqdağ meşələr intensiv olaraq qırılır.

XVII. Acınohur rayonu

Yarımsəhra quruçöl landşaftı; seysmilik VII bal; intensiv qobu-yarğan şəbəkəsi; dağarası çökəkliklərdə şorlaşmış torpaqlar; havanın mütləq maksimumu – 43^0 C; ağ yelli günlərin sayı – 30 gün; illik minimal axım 0-0,5 l/sankm^2.

XVIII. Gədəbəy rayonu

Dağ-meşə-çəmən və qayalıq landşaftı; seysmilik VIII bal; fəal qravitasion-denudasion proseslər (sürüşmələr); orta dərəcədə fəallığı olan sellər; il ərzində dolu yağan günlərin sayı yüksəkdağlıqda - 7 gün; alçaqdağlıqda isə - 5 gün.

XIX. Kəlbəcər rayonu

Dağ-meşə və dağ-çəmən landşaftları; seysmilik VII bal; yüksəkdağlıqda qar uçqunları; yüksəkdağlıqda temperaturun mütləq maksimumu 30^0 C; il ərzində dolu yağan günlərin sayı 7 gün; intensiv deqradasiyaya uğramış dağ çəmənləri.

XX. Lənkəran rayonu

Alçaqdağ-çəmən-meşə landşaftları; intensiv abrazion proseslər; il ərzində yüksək atmosfer yağıntıları (1600 mm və artıq); illik minimal axım 0-1 l/sankm^2.

XXI. Gəncə-Ağdam-Ağsu rayonu

Quruçöl və yarımsəhra landşaftı; seysmilik VII bal (cənub-qərbdə VIII ball); torpaqlar yüksək dərəcədə bataqlaşıb; havanın il ərzində mütləq maksimum temperaturu - 43^0 C; ilin isti yarısında ağ yelli günlərin sayı - 30 gün; illik minimal axım 0-1,5 l/sankm^2; fəal irriqasiya eroziyası.

Dəniz

XXII. Kür çayının mənsəbi

Çay və onların vasitəsi ilə dəniz suları vaxtaşırı pestisidlərlə, mineral gübrələrlə, digər kimyəvi maddələr və sənaye tullantıları ilə çirklənir.

Bundan əlavə, hər bir rayon daxilində ehtimal olunan təhlükəli hadisələr göstərilib. Məsələn, neft mədənlərində ehtimal oluna biləcək yanğınlar, su anbarlarında bəndlərin dağılma təhlükəsi və s.

Apardığımız rayonlaşmada ilk dəfə olaraq Azərbaycan ərazisinin sahil zonasına aid olan dəniz regionları da daxil edilmişdir. Faktiki materialların təhlili nəticəsində respublika ərazisində ekoloji gərginlik dərəcəsinə görə üç qrupda birləşdirilmiş 21 ekoloji-coğrafli rayon ayrılmışdır (legendaya bax). Xəritədə şərti işarələrlə ətraf mühiti çirkləndirən elementlər və relyefi parçalayan antropogen amillər verilmişdir.

Ərazinin ekoloji gərginlik dərəcəsi məkan və zamana uyğun dəyişə bilər. Məsələn, ekoloji gərginliyi yaradan antropogen amillərə qarşı tədbirlər nəticəsində ətraf mühitin çirklənmə dərəcəsini azaltmaq, ya da çirkləndirici amilləri tam ləğv etmək mümkün olar. Bəzi təbii proseslərin intensivlik dərəcəsini azaltmaq mümkündür (sel və sürüşmələrə qarşı tədbirlər). Perspektivdə ekoloji gərginliyi ləğv etmək məqsədilə ayrılmış ekoloji-coğrafi rayonlarda təbii və antropogen amilləri aşkar etmək üçün bir sıra kompleks elmi-tədqiqat işləri aparmaq zəruridir. Belə ki, təbiətin bütün dağıdıcı proseslərinin (zəlzələ, sel, sürüşmə, dolu, quraqlıq və s.) qarşısını almaq üçün onların proqnozunu işləmək; zəlzələlərin dağıdıcı təsirini azaltmaq üçün seysmodayanıqlı tikintilərin aparılmasını tövsiyə etmək; sellərin gücünü və təkrarlanmasını azaltmaq məqsədilə selli çayların hövzəsində meşəsalma və mühəndis-inşaat işləri aparmaq; ağ yel əsən quraq ərazilərdə vaxtilə mövcud olmuş meşə zolaqlarını bərpa etmək və yenilərini salmaq; sənaye və məişət tullantıları emal olunan yerlərdə tarlaqoruyucu meşə zolaqları salmaq ümdə məsələlərdəndir.

Bu aspektdə kompleks tədqiqatların aparılması və neqativ amillərlə məqsədyönlü mübarizə tədbirlərini işləmək üçün vahid plan və vahid iş metodikası lazımdır.

5. Qəbul edilmiş qərarların və qətnamələrin səmərəliliyi

Təbiətin mühafizəsinə dair qəbul edilmiş və həyata keçirilmiş qətnamələrin səmərəlilik əmsalını təyin etmək mühüm dövlət əhəmiyyəti kəsb edir.

Keçmiş İttifaqda ətraf mühitin mühafizəsində nailiyyətlərlə (qoruqların təşkili, par-

tiya və dövlət təşkilatları tərəfindən nəzarət, yaşıllıqların genişlənməsi və s.) yanaşı, bir sıra çatışmazlıqlar da mövcud idi.

Ətraf mühitin mühafizəsinə dair, xüsusən zavodların çirkab sularına, havaya atılan qazlara, kimyəvi elementlərlə çirklənməyə, təsərrüfat əhəmiyyətli meşələrin qırılmasına, torpaqların deqradasiyasına dair qəbul edilmiş qərarların işləməsi və həyata keçirilməsi aşağı səviyyədə idi. Keçmiş İttifaqın alim və mütəxəssisləri ətraf mühitin mühafizəsinə dair kapitalist ölkələrində təşkil olunan işləri tənqid edərək keçmiş SSRİ-də ətraf mühitin mühafizəsini tərifləyirdilər.

İttifaq dağıldıqdan sonra məlum oldu ki, bir çox Qərb ölkələrində ətraf mühitin mühafizəsi olduqca yüksək səviyyədədir. Keçmiş İttifaqda ətraf mühitin deqradasiyasına dair işlər ədəbi-publisistik sərlövhə altında - «Bizə və nəvələrə» (D.L. Armand) nəşr olunurdu, kapitalist ölkələrində isə təbii mühitin dağılmasına aid samballı əsərlər aktual və ciddi mövzulara həsr olunurdu («Aclığın coğrayfiyası» və s).

Keçmiş SSRİ-də ətraf mühitin mühafizəsində olan çatışmazlıqlar və tədbirlərin zəif həyata keçirilməsi MDB ölkələrində indi də mövcuddur.

Azərbaycanda müstəqillik əldə edildikdən sonra bir sıra qərarlar, məsələn, 3 mart 1991-ci ildə «Azərbaycan Respublikasının meşə kodeksi», havanın, torpağın və s. mühafiizəsinə dair mühüm qərarlar qəbul edilmişdir. Bu qərarların icrasına nəzarətin dövlət tərəfindən aparılması zəruridir.

MDB ölkələrində ətraf mühitin mühafizəsinə dair fəaliyyətin zəifləməsi obyekitiv səbəblərə əsaslanır.

Keçmiş SSRİ parçalandıqdan sonra MDB ölkələrində iqtisadi qurum dağılaraq sosial-iqtisadi böhran yaratdı.

Keçid dövründə yeni tipli dövlətlərə və yeni sosial-iqtisadi münasibətlərə rəhbərlik etməyə qadir olan lider lazım idi. Bu dövrdə əhalinin əksər hissəsi məcbur idi ki, öz həyati ehtiyaclarını təbii ehtiyatlardan maksimum intensiv, qeyri-normal dərəcədə istifadə edərək ödəsin. Elektrik enerjisi, daş kömr və qaz olmadığından meşələr qəddarcasına qırılır, heyvanlar və quşlar nəzarətsiz ovlanır və nəticədə təbiətə ciddi ziyan dəyirdi.

Meşəli ərazilərin əhalisi dağ yamaclarında torpaqqoruyucu ağacları, yol boyunca isə dekorativ ağacları qırırdı. Əksər hallarda yerli hökumət nümayəndələri brakonyerlərə qarşı laqeyid idilər.

Son zamanlar MDB ölkələrəində müəyyən iqtisadi yüksəliş oduğundan ətraf mühitin mühafizəsinə diqqət artırılmağa başlayıb. Perspektivdə əhalinin iqtisadi biliyini artırmaq, təbiətə və təbii ehtiyatlara qayğı ilə yanaşmağı aşılamaq lazımdır.

Fəaliyyətdə olan qanunvericilik ətraf mühitin mühafizəsində böyük əhəmiyyət kəsb edir. Ətraf mühitin mühafizəsində təsdiq olunan ictimai və dövlət təşkilatları öz funksiyalarını qanunun müvafiq maddəsini rəhbər tutaraq icra edirlər. Ətraf mühitin mühafizəsinə dair effektli tədbirlərin işlənməsi bu və ya digər təbii ehtiyatların mövcudluğundan asılıdır. Məsələn, bitki və heyvanat aləmində ən çox nadir növlər mühafizə edilmişdir. Bu məqsədlə MDB ölkələrinrdə, o cümlədən Azərbaycan Respublikasında Qırmızı kitab tərtib olunub (1989). Lakin Qırmızı kitaba daxil olan bitki və heyvanat aləminin növlərindən başqa, qoruq və yasaqlıqlarda fauna və flora mühafizə olunmuşdur.

Belə ki, Qızılağac qoruğunda Asiya və Afrikadan uçub gələn köçəri quşların qışlaması və onların mühafizəsi şərq yarımkürəsinin bir qrup quşlarının saxlanmasına və qorunmasına zəmin yaradır. Deməli, təbiətin mühafizəsinə dair işlənilən qanunlar nəinki lokal və ya regional, hətta qlobal əhəmiyyət kəsb edir. Buna görə də təbiətin mühafizəsinə dair qanunların effektli olması üçün onları təmin edən iqtisadi mexanizm məhsuliyyətlə işlənməlidir.

Hansı bir ölkədə təbiətin mühafizəsinə dair qanun işlənibsə, o ölkənin hakimiyyət orqanları tərfindən bu qanun maliyələşməlidir.

Məsələn, birincisi, Azərbaycan Respublikası ərazisində baş verən eroziyaya, sellərə, sürüşmələrə, torpağın şorlaşmasına və s. aid olan qərarlar dövlət tərəfindən maliyyələşməlidir. Ətraf mühitin hər bir komponentinin mühafizəsi onların yerləşdiyi ərazilərin hakim orqanları tərəfindən mühafizə edilməlidir.

İkincisi, regional miqyasda ətraf mühitin mühafizəsi müxtəlif ölkələrin qarşılıqlı marağını nəzərə alaraq maliyyələşdirilir. Məsələn, Dunay, Kür və Araz çaylarının, ya da Xəzər, Baltik və Aralıq dənizlərinin mühafizəsi bu hövzələrdə yerləşmiş ölkələrin suyun və havanın çirklənməsinə qarşı tədbirlərin maliyyələşməsi hesabına birlikdə aparılmalıdır.

Üçüncüsü, qlobal miqyasda iqlimə təsir edən ziyanlı komponentlərə qarşı mübarizə, azon qatının zədələnmiş sahələrinin bərpası, buzlaqların əriməyinə təsir edən iqlimin istiləşməsi və atmosferdə sənaye tozunun miqdarının artmasının qarşısını alan tədbirlər qlobal problemləri əhatə etdiyindən dünya ölkələri tərəfindən birlikdə maliyyələşdirilir.

Ətraf mühitin lokal, regional və qlobal miqyasda çirklənməsinə qarşı mübarizəyə dair bəzi problemlərin həlli əlaqədar ölkələr tərəfindən maliyyələşməlidir. Məsələn, Azərbaycanda Qızılağac qoruğu təbiətinin mühafizəsi qlobal əhəmiyyət kəsb etdiyindən digər olkələr də onun qorunmasının marağında olmalıdır. Bu baxımdan Qızılağac qoruğu tipində olan təbii obyektlərin qorunmasını effektli təşkil etmək üçün BMT-nin maliyyə yardımı lazımdır.

Təbii qoruqların problemləri bir çox başqa olkələrin maraq dairəsində olduğundan o, bir mərkəzdən maliyyələşməlidir. Ətraf mühitin mühafizəsinə dair bir çox tədbirlər beynəlxalq koordinasiya mərkəzində cəmləşir.

Əgər hər hansı bir ölkə nadir təbii obyektin, relikt və endemik flora və faunanın mühafizəsinə dair qərar qəbul edirsə, onun iqtisadi və elmi cəhətdən effektli olması üçün qabaqcadan müəyyən edilmiş beynəlxalq mərkəzdən müəyyən miqdarda maliyyə vəsaiti ayrılmalıdır. Bu mərkəzin maliyyə təşkilatı dünyanın bir çox donor dövlətlərinin maliyyəsi hesabına ödənilməsi məsləhətdir. Birmənalı demək olar ki, bu aspektdə qəbul edilən məqsədyönlü və effektli qərarlar ətraf mühitin mühafizəsi işində qalxan rolunu oynaya bilər.

6. Beynəlxalq əməkdaşlıq

Keçmiş SSRİ-də ayrı-ayrı respublirkalarda və ya da İttifaq miqyasında aparılan elmi-tədqiqat işləri bir mərkəzdən maliyyələşdirilirdi. Son illər müstəqil ölkələrdə elmi-tədqiqat və iqtisadi işlər yeni yaradılmış iqtisadi-siyasi qurum əsasında təşkil olunur. Hal-hazırda iqtisadi böhranla əlaqədar elmi işlərə mərkəzləşmiş halda çox az maliyyə vəsaiti ayrılır.

Yüksəkixtisaslı alimlər iqtisadi böhranın məngənəsindən çıxmaq üçün Qərb ölkələrinə gedir - «beyin axını» baş verir. MDB ölkələrində «beyin axını» çox vaxt xarici şirkətlərlə bağlanmış müqavilə əsasında həyata keçirilir. Qərbdə bizim alimlərin peşəkarlıq səviyyəsinin yüksək qiymətləndirilməsi Sovet elminin keyfiyyətinin yüksək olmasına həyati sübutdur.

Əlbəttə, ölkədə çalışan alimlərin sayı onu tərk edənlərin sayından qat-qat çoxdur. Maliyyə çatışmazlığına baxmayaraq, alimlərin bir çoxu öz ölkələrində elmi-tədqiqat işlərini davam etdirir.

Maddi bazanın məhdudluğundan çöl tədqiqatları aparılmır, kimya təmayüllü laboratoriyalarda reagentlərin olmadığından mühüm problemlər işlənilmir, elmin digər sahələrini yeni müasir avadanlıqla təchiz etmək mümkün deyil. Lakin təcrübəli alimlər elmi tədqiqatları davam etdirmək üçün, Qərb ölkələrində olduğu kimi, şəxsi müqavilələr bağlayır, müxtəlif tenderlər keçirir və s.kimi məqsədyönlü yollar araşdırırlar.

Azərbaycan alimlərinin bir hissəsi öz elmi tədqiqatlarını dövlət tərəfindən maliyyələşmə hesabına, digərləri isə birlikdə regional miqyasda elmi işlər aparırlar.

Keçmiş SSRİ-də vahid proqram üzrə yetişmiş MDB alimləri əməkdaşlıq edir və birlikdə elmi-tədqiqat işləri aparırlar.

Bir qrup Azərbaycan alimləri NATO xətti ilə müxtəlif sahələrdə elmi-tədqiqat işləri aparmaq niyyətindədirlər. Belə halda birlikdə tədqiqat aparan ölkələrin biri NATO-ya daxil olan ölkəni təmsil etməlidir. NATO-nun xətti ilə aparılan işlər bir neçə ölkənin marağına dair problemləri əhatə etməlidir. Məsələn, Qafqazın səth sularının keyfiyyətinin yaxşılaşması, dövlət sərhədlərində baş verən etnik və ekoloji münaqişələrin qarşısını alınması, müasir dövrdə Qafqazın təbiətinin mühafizəsi və s.

MDB alimlərinin «Ekoloji tarazlaşdırılmış inkişafa» dair iclasları beynəlxalq elmi istiqamətlərin birlikdə işlənməsinin genişlənməsinin mühüm olduğunu göstərir.

Son illər beynəlxalq miqyasda aparılan işlərin nəticələri sübut edir ki, MDB ölkələri ilə birlikdə aparılan tədqiqatlar daha effektli və məqsədəuyğun ola bilər. Bu məqsədlə MDB ölkələrinin aparıcı elmi mərkəzləri, xüsusən Rusiya Elmlər Akademiyasının Coğrafiya İnstitutu ilə ənənəvi elmi əlaqələri bərpa etmək və genişləndirmək zəruridir.

Rusiya Elmlər Akademiyasının Coğrafiya İnstitutu təşkil olunduğu ilk gündən mühüm elmi-nəzəri və praktiki əhəmiyyəti olan tədqiqatlar aparır. O, keçmiş SSRİ-də

coğrafiya elminə rəhbərlik edir, ölkə miqyasında onun inkişafına zəmin yaradırdı.

Rusiya EA Coğrafiya İnstitutu coğrafiya elminin inkişafı məqsədilə XX əsrin ortalarından başlayaraq İttifaq respublikalarında təşkil olunmuş elmlər akademiyaları üçün aspirantura və doktorantura yolu ilə yüksəkixtisaslı kadrlar hazırlayırdı. Coğrafiya İnstitutunun aparıcı alimləri coğrayfiya elminin yeni istiqamətlərini inkişaf etdirir və onun nəzəri problemlərini işləyirdilər. İnstitut son 30 ildə (keçmiş SSRİ-də) coğrafiya elminə rəhbərlik edir, İttifaq respublikaları ilə elmi əlaqələri möhkəmləndirir və elmin bu və ya digər fundamental istiqamətlərinin işlənməsini tövsiyə edirdi.

İttifaq miqyasında keçirilən konfranslarda Azərbaycan EA Coğrafiya İnstitutunun aparıcı alimləri fəal iştirak edir və aktual elmi məruzələrlə çıxış edirdilər.

Keçmiş SSRİ-də Elmlər Akademiyası təşkil olunduqdan sonra belə institutlar əvvəl Gürcüstanda, sonra isə Azərbaycanda yaradılmışdır (1945). Buna görə də keçmiş İttifaqın elmi ictimayəti Azərbaycan EA Goğrafiya İnstitutunun elmi işçilərinin İttifaq miqyasında apardıqları tədqiqatları yüksək qiymətləndirirdilər. Bunun sayəsində Coğrafiya İnstitutunun əməkdaşları 1970-ci ildən başlayaraq Hindistanın, Bolqarıstan və Fransanın alimləri ilə birlikdə beynəlxalq simpoziumlar keçirmiş, bu ölkələrdə təşkil olunmuş çöl simpoziumlarında iştirak etməklə ona elmi bələdçilik də etmişlər. Azərbaycanın bir sıra alim coğrafları SSRİ EA Coğrafiya İnstitutunun sayəsində xaricdə aparıcı alim kimi tanınmışlar.

Rüsiya Federasiyasının Coğrafiya İnstitutunda dünyada tanınmış qlyasioloqlar, paleocoğraflar və təbiətşünaslar məktəbi yaradılmışdır.

XX əsrin ortalarından başlayaraq SSRİ EA Coğrafiya İnstitutu İttifaq respublikaları EA-nin institutları ilə sıx əlaqə saxlayır, birlikdə aparılan elmi tədqiqatlara rəhbərlik edir, fundamental elmi problemlərin işlənməsinə yardım göstərirdilər.

Bunun sayəsində keçmiş SSRİ-də olan elmlər akademiyalarının coğraflarının vahid metodika üzrə apardıqları elmi işlərin nəticələri bir-birini tamalayırdı.

50-ci illərdə coğrafiya elmləri doktoru N.V.Dumitrasko, D.A.Lilienberq və mənim iştirakımla Cənub-Şərqi Qafqazda geomorfoloji tədqiqatlar başlandı. Əsas məqsəd yüksək seysmikli Şamaxı rayonunun geomorfologiyasını öyrənmək və geomorfoloji üsulla zəlzələnin proqnozunu vermək idi. 1951-ci ildə tamamlanmış bu elmi iş V.V.Belousov və V.C.Xainin təklifi ilə planlaşdırılmışdır və onların bilavasitə rəhbərliyi ilə aparılırdı.

SSRİ və Azərbaycanın Coğrafiya institutlarının əməkdaşlarının apardıqları elmi tədqiqatların materiallarının əsasında bir sıra monoqrafiyalar (B.Ə. Budaqov «Cənub-Şərqi Qafqazın şimal-şərq yamacının geomorfologiyası» (1957); N.V.Dumitraşko, D.A.Lilienberq və B.Ə. Budaqov «Cənub-Şərqi Qafqazın relyefi və yeni tektonikası» (1961)) nəşr edilmişdir. Qafqazın geomorfologiyasına dair bu monoqrafiyalar ilk funldamental əsərlər idi.

İttifaq respublikaları arasında Azərbaycanda N.V.Dumitraşkonun müəllifliyi və redaktorluğu ilə SSRİ-də ilk dəfə «Azərbaycan SSR-in geomorfologiyası» (1969) adlı monoqrafiya, o cümlədən «Azərbaycan SSR-in geomorfoloji xəritəsi» (1:500000) nəşr edilmişdir. Qafqazın geomorfologiyası kitabının nəşrə hazırlanması da Azərbaycan geomorfoloqlarına həvala edilmişdi.

Bu, Azərbaycanda geomorfologiya elminin nailiyyətlərini və bu elmlə məşğul olan alimərin yüksək səviyəli olmasını əyani olaraq sübut edirdi.

Yuxarıda qeyd olunan elmi məktəblərdən başqa, coğrafiya elminin digər istiqamətləri: geomorfologiya, fiziki-coğrafiya, hidrologiya, iqlimşünaslıq, iqtisadi-sosial coğrafiya, ətraf mühitün mühafizəsi, qurunun hidrologiyası, Xəzər dənizinin coğrafiyası, toponimika, əhali coğrafiyası, xəritəçilik, torpaq coğrafiyası və s. inkişaf edirdi. Keçmiş İttifaqın Coğrafiya İnstitutunun əməkdaşları tərəfindən Azərbaycan EA üçün yüksək ixtisaslı elmi kadrlar: akad. B.Ə.Budaqov, akad. A.A.Nadirov, coğrafiya elmləri doktorları Ə.C.Əyyubov, B.A.Əbdürrəhmanov və elmlər namizədləri İ.E.Mərdanov, R.Y.Quliyev və s. yetişdirilmişdir. Moskva coğrafiya məktəbini keçmiş bu alimlər Azərbaycanda elmi kadrların yetişməsinə rəhbərlik etmişlər. Belə ki, B.Ə.Budaqovun və A.A.Nadirovun rəhbərliyi altında 70-dən çox elmlər namizədi və doktor yetişmişdir.

© X.K.Tanrıverdiyev, 2007

AZƏRBAYCANDA GEOMORFOLOJİ TƏDQİQATLARIN PERSPEKTİV İSTİQAMƏTLƏRİ HAQQINDA

X.K.Tanrıverdiyev

Azərbaycan Milli EA akad. H.Ə.Əliyev adına Coğrafiya İnstitutu
AZ1143, Bakı, H.Cavid prospekti, 31

Məqalədə Azərbaycan geomorfologiyasının bir sıra müasir problemləri (irimiqyaslı ekoloji-geomorfoloji xəritələrin tərtibi; morfostruktur təhlil; geomorfoloji ritmlərin öyrənilməsi; faydalı qazıntı yataqlarının axtarışı məqsədilə irimiqyaslı paleogeomorfoloji tədqiqatların aparılması; Xəzər dənizi və iri su anbarları sahillərinin dinamikası; müasir tektonik hərəkətlərin öyrənilməsi) və gələcək tədqiqat istiqamətləri verilmişdir.

Azərbaycan Respublikasının ərazisi mürəkkəb geoloji-geomorfoloji quruluşa malik olub, yeni tektonik hərəkətlərin fəallığı, relyefin formalaşmasında maqmatik vulkanların, eləcə də Xəzər dənizinin ümumi reqressiyası fonunda səviyyənin tərəddüdünün böyük rola malik olması ilə səciyyələnir. Qafqazın digər sahələrinə nisbətən Azərbaycan Respublikasının ərazisində qədim buzlaq izləri, müxtəlif yaşlı düzəlmə səthləri və onların qalıqları, dəniz terrasları daha yaxşı saxlanılmışdır ki, bu da onların korrelyasiya edilməsi və müqayisəli surətdə öyrənilməsi üçün geniş imkanlar yaradır.

Bu cəhətlər respublikada, eləcə də keçmiş Sovet məkanında çalışan bir çox geoloq və geomorfoloqların diqqətini həmişə cəlb etmişdir. Ərazi geologiya və geomorfologiyanın bir sıra mübahisəli məsələlərinin həlli üçün, demək olar ki, etalon rolunu oynamışdır. Ona görə də respublika ərazisinin geomorfoloji quruluşu keçmiş Sovet məkanındakı digər respublikaların ərazisinə nisbətən daha yaxşı öyrənilmişdir. Təsadüfi deyildir ki, keçmiş Sovet respublikaları sırasında birinci olaraq 1956-cı ildə «Azərbaycanın geomorfoloji xəritəsi» (1:500 000 miqyasında) və 1959-cu ildə «Azərbaycanın geomorfologiyası» monoqrafiyası çap olunmuşdur.

Sonrakı illərdə respublikanın böyük regionları və onun ayrı-ayrı hissələri üzrə irimiqyaslı geomorfoloji tədqiqatlar aparılmış, Böyük Qafqaz, Kiçik Qafqaz, Talış, Kür depressiyası və Naxçıvan MR-in ümumi geomorfoloji quruluşuna və geomorfologiyanın ayrı-ayrı problem məsələlərinə dair bir sıra monoqrafik əsərlər və çoxlu miqdarda elmi məqalələr çap edilmişdir (Думитрашко, 1953; Думитрашко, Лилиенберг, Будагов, 1961; Будагов, 1965, 1973; Ширинов, 1973, 1975; Будагов, Лилиенберг, Ширинов 2001; Ширинов, Мусеибов 1972; Абасов, 1970; Антонов, 1975; Мусеибов, 1975; Микаилов, 1978; Халилов, 1989 və b.).

Bu nailiyyətlərə baxmayaraq, Azərbaycan geomorfologiyasının bütün məsələləri heç də birmənalı şəkildə öz həllini tapmamışdır. Hətta bir sıra məsələlərin həlli mübahisəli qalmış və gələcəkdə tədqiq olunmasını tələb edir.

Şübhəsiz, Qafqazın cənub-şərq qurtaracağı ilə Xəzər tektonik çökəkliyinin təmasında yerləşən və geomorfologiya elminin bir sıra məsələlərinin həlli üçün təbii laboratoriya rolunu oynayan Azərbaycan Respublikasının ərazisində aparılan tədqiqatlar və onların nəticələri alp qırışıqlığı qurşağına daxil olan digər dağlıq ərazilərdə də geomorfologiyanın müxtəlif məsələlərinin həllində müvəffəqiyyətlə tətbiq edilə bilər.

Təbii ki, gələcəkdə respublikada geomorfoloji tədqiqatlar təkcə mübahisəli məsələlərin həlli istiqamətində aparılmaqla kifayətlənilməyəcək, eyni zamanda, elmin ümumi inkişaf istiqamətlərini və təcrübi əhəmiyyət kəsb edən bir sıra konkret məsələlərin həllini nəzərə almaqla müəyyənləşdiriləcəkdir.

Respublika geomorfoloqlarının qarşısında duran əsas vəzifələrdən biri ərazidə regionlar üzrə irimiqyaslı ekoloji-geomorfoloji tədqiqatların aparılmasıdır. Bunlardan başqa, respublikanın ayrı-ayrı inzibati rayonları üzrə də irimiqyaslı ekoloji-geomorfoloji xəritələrin tərtib edilməsi vacib məsələlərdən biridir. Tədqiqatlar nəticəsində ərazidə mövcud ekoloji-geomorfoloji şəraiti səciyyələndirən xüsusi xəritələrlə yanaşı, proqnoz xarakterli xəritələr də tərtib edilməlidir ki, bu da məkan çərçivəsində təsərrüfat işlərinin düzgün planlaşdırılmasına və

həmin ərazilərdən səmərəli istifadə edilməsinə köməklik göstərə bilər.

Azərbaycanda geomorfoloji tədqiqatların qarşısında duran problemlərdən biri də morfostrukturların təhlili istiqamətində tədqiqatların davam etdirilməsidir. Düzdür, Azərbaycanın ayrı-ayrı regionları üzrə morfostruktur tədqiqatlar aparılmış və morfostrukturların mənşəyi və yaşının müəyyən edilməsi, yeni tektonik hərəkətlərlə, eləcə də yerin daxili quruluşu ilə əlaqəsi, morfostrukturların təsnifatı istiqamətində xeyli işlər görülmüş, xəritələr tərtib edilmiş və monoqrafik əsərlər yazılmışdır (Budaqov, 1973; Ширинов, 1975; Мусеибов, 1975; Budaqov və b. 1998; Ализаде, 1998; Халилов, 1999 və s.). Ancaq müasir dövrdə dağ əmələgəlmədə klassik nəzəriyyənin inkişaf etməsi ilə yanaşı, tavaların tektonikası nəzəriyyəsinin hər yerdə tətbiq edilməsi və geomorfologiyanın fundamental istiqamətlərinə bunların təsiri gələcəkdə morfostruktur tədqiqatların inkişaf etdirilməsini tələb edir. Bu istiqamətin inkişaf etdirilməsi, eyni zamanda, formalaşması relyefin (morstrukturların) inkişafı ilə əlaqədar olan bir sıra faydalı qazıntı yataqlarının axtarışı üçün də böyük əhəmiyyət kəsb edə bilər.

Respublikada geomorfoloji tədqiqatların qarşısında duran məsələlərdən biri də relyefin müasir dinamikasının öyrənilməsidir. Bu, müasir tektonik hərəkətlərin və denudasiya proseslərinin təhlili, onların qarşılıqlı əlaqələrinin müəyyənləşdirilməsi, eyni zamanda, tarixi aspektdə denudasion yuyulmanın və kəsimin kəmiyyəti nəzərə alınmaqla öyrənilməlidir.

İstər ekoloji-geomorfoloj, istərsə də relyefin müasir dinamikasının öyrənilməsi və proqnozlaşıdırlması istiqamətində aparılacaq tədqiqatlar bu iki problemin həllində mühüm amil olan morfogenez proseslərin inkişafı və dinamikasının öyrənilməsini tələb edir. Bu məqsədlə təbiətin bütün komponentləri, hadisələri və prosesləri üzrə kəmiyyət və keyfiyyət göstəriciləri əldə etmək üçün ayrı-ayrı təbii rayonlarda və landşaft qurşaqlarında stasionar və yarımstasionar tədqiqatların aparılması vacibdir.

Azərbaycanın ərazisi timsalında geomorfoloji ritmlərin və onunla əlaqədar yaranmış relyef formalarının tədqiq edilməsi respublika geomorfologiyasının qarşısında duran növbəti problemlərdən biridir.

Ümumiyyətlə, geomorfoloji ritmlərlə əlaqədar əmələ gəlmiş relyef və onun ayrı-ayrı formaları həmişə tədqiqat obyekti olmuş və bu istiqamətdə çox işlər görülmüşdür. Ancaq relyef formaları əksər hallarda geomorfoloji ritmlərdən təcrid olunmuş şəkildə öyrənilmişdir. Elə ona görə də bir sıra relyef formaları – düzəlmə səthləri, çay və dəniz terrasları, dördüncü dövr buzlaşmaları və s. bu kimi bir çox məsələlər hələ də tam şəkildə öyrənilməmişdir. Bununla əlaqədar olaraq relyef formalarının bir qrupunun öyrənilməsinə ehtiyac vardır.

Respublikada kifayət qədər öyrənilməmiş məsələlərdən biri də müasir tektonik hərəkətlərdir. Əldə olan məlumatlar aparılan təkrar nivelirləmənəin nəticələrinə əsaslanaraq xüsusilə düzənlik rayonlarda müasir tektonik hərəkətlərin intensivliyini səciyyələndirir (Лилиенберг, 1963; Лилиенберг, Ширинов, 1977 və s.). Dağlıq ərazilərdə müasir tektonik hərəkətlər barədə məlumatlar kifayət dərəcədə deyildir.

Müasir tektonik hərəkətlərin öyrənilməsinin təcrübi əhəmiyyətini nəzərə alaraq, bu istiqamətdə tədqiqatların davam etdirilməsi və seysmik hərəkətlərin, eləcə də palçıq vulkanlarının fəal baş verdiyi ərazilərdə təkrar nivelirləmə xətlərinin təşkil edilməsi vacibdir.

Respublikada geomorfoloji tədqiqatların qarşısında duran mühüm məsələlərdən biri də ərazidə paleogeomorfoloji tədqiqatların davam etdirilməsidir. Məlum olduğu kimi, ayrı-ayrı regionlar üzrə əvvəllər aparılmış bir sıra geoloji və geomorfoloji işlərdə relyefin inkişaf tarixinə diqqət yetirilmiş və bəzi geoloji dövrlərdə mövcud geomorfoloji şəraiti əks etdirən paleogeomorfoloji və paleocoğrafi xəritələr tərtib edilmişdir (Хаин, Шарданов 1952; Будагов, 1969; 1973; Антонов, 1971; Мусеибов, 1975; Ширинов, 1977; Мамедов, 1977 və b.)

1981-ci ildən isə ərazidə regionlar üzrə xüsusi paleogeomorfoloji tədqiqatlar aparılmış, yeni tektonik mərhələnin ayrı-ayrı epoxaları üzrə transqressiv və reqressiv mərhələlər üçün paleogeomorfoloji xəritələr tərtib edilib, monoqrafik əsərlər yazılmışdır. Kür çökəkliyi, Kiçik Qafqaz və Talış üzrə monoqrafik əsərlər çap edilmişdir (Hacıyev, 1999; Xəlilov, 1999; Tanrıverdiyev, 2002).

Aparılmış tədqiqatlar nəticəsində geomorfoloji mərhələnin ayrı-ayrı epoxaları üzrə paleogeomorfoloji şərait öyrənilmiş, mövcud geomorfoloji şəraiti əks etdirən xəritələr tərtib olunmuş, ərazidə müxtəlif mənşəli faydalı qazıntı yataqlarının formalaşması üçün perspektivli hesab edilən zonalar müəyyən edilmişdir. Ancaq faydalı qazıntı yataqlarının axtarışı məqsədi ilə konkret ərazilərin daha dəqiq öyrənilməsi məqsədə-

uyğundur. Hətta başqa üsullarla kəşfi mümkün olmayan və ya çox xərc tələb edən bir sıra faydalı qazıntı yataqlarını az vəsait və vaxt sərf etməklə müəyyənləşdirməkdə köməklik göstərə biləcək paleogeomorfoloji tədiqaqtaların əhəmiyyətini nəzərə alaraq onun davam etdirilməsinə ehtiyac vardır.

Məlum olduğu kimi, bütün mezokaynozoy dövründə çökmə və çöküntü toplanma sahəsi olmuş Kür depressiyası Azərbaycanda, eləcə də bütövlükdə Qafqaz regionunda ən perspektivli neftli-qazlı hövzələrdən biridir. Depressiyanın paleotektonik və paleogeomorfoloji inkişafının, eləcə də ərazidə aparılmış geoloji-geofiziki tədqiqatların təhlili göstərir ki, depressiyanın təkində böyük neft və qaz ehtiyatının toplanması üçün geniş potensial şərait olmuşdur. İndiyə qədər Kür çökəkliyində, eləcə də respublikanın digər neftli-qazlı ərazilərində çıxarılan neftin hamısı, demək olar ki, əsasən struktur yataqlarla əlaqədar olmuşdur. Təcrübə və axtarış işlərinin təhlili göstərir ki, struktur yataqların axtarışı artıq başa çatmış və demək olar ki, tükənmişdir. Bununla əlaqədar olaraq quruda neft istehsalı azalmışdır.

Neft və qaz istehsalı sahəsində dünya təcrübəsindən aydın olur ki, depression sahələrdə dənizin reqressiv mərhələlərində əmələ gəlmiş müxtəlif relyef formaları (çay yataqları, gətirmə konusları, deltalar, sahil valları və s.) sonrakı transqressiyalar zamanı cavan dəniz çöküntüləri altında basdırılaraq, qeyri-struktur neft və qaz yataqlarının formalaşması üçün əlverişli sahələr hesab edilə bilər.

Dağlıq ərazilərdə aparılacaq paleogeomorfoloji tədqiqatlar başqa növ istər səpinti və istərsə də köklü faydalı qazıntı yataqlarının axtarışında müstəsna rol oynaya bilər. Əlbəttə, bu məqsədlərlə paleogeomorfoloji tədqiqatların geniş ərazilərdə deyil, konkret sahələrdə və daha iri miqyasda aparılması məsləhətdir.

Respublikada geomorfologiya elminin qarşısında duran problemlərdən biri də Xəzər dənizinin səviyyəsinin tərəddüdü ilə əlaqədar olaraq sahillərin dinamikasının öyrənilməsidir.

Məlum olduğu kimi, Xəzər dənizi sahillərinin geomorfologiyası, onun dinamikası həmişə tədqiqat obyekti olmuş və öyrənilmişdir (Леонтьев, Халилов, 1965; Мехтиев, 1966 və b.). Ancaq son illər, xüsusilə 1990-cı illərdən başlayaraq başqa sahələrdə olduğu kimi, bu sahədə də tədqiqat işləri xeyli zəiflməiş və lazımi səviyyədə aparılmamışdır. Gələcəkdə sahillərin dinamikasının öyrənilməsi məqsədi ilə müəyyən sahələrdə stasionar və yarımstasionar tədqiqatların təşkil edilməsi vacibdir. Bu tip tədqiqatların iri su anbarları sahillərində də aparılmasına ehtiyac vardır.

Yuxarıda sadalanan problem məsələlərin həlli üçün əsas üsullardan biri kimi çöl-ekspedisiya tədqiqatlarının aparılmasıdır ki, bu da məlum səbəblərlə əlaqədar aparılmır.

ƏDƏBİYYAT

BUDAQOV, B.Ə., ƏLİZADƏ, E.K., HACIYEV, V.D., XƏLİLOV, H.A., QULUZADƏ, V.Ə., MƏRDƏNOV, İ.E., MİKAYILOV, A.A., CƏFƏROV, A.S., ŞİRİNOV, N.Ş., TANRIVERDİYEV, X.K., ABDULLAYEV, R..S. 1998. Azərbaycan Respublikasının geomorfoloji xəritəsi.

АБАСОВ, М.А. 1970. Геоморфология Нахичеванской АССР. Элм. Баку. 187.

АЛИЗАДЕ, А.К. 1988. Морфоструктурное строение горных сооружений Азербайджана и сопредельных территорий. Элм. Баку. 246.

АНТОНОВ, Б.А. 1971. Геоморфология и вопросы новейшей тектоники юго-восточной части М.Кавказа. Элм. Баку. 160.

БУДАГОВ, Б.А. 1965. Современное и древнее оледенение азербайджанской части Большого Кавказа. Изд. АН Азерб. ССР. Баку. 156.

БУДАГОВ, Б.А. 1969. Геоморфология Южного склона Большого Кавказа. Изд. АН Азерб. ССР. Баку. 178.

БУДАГОВ, Б.А. 1973. Геоморфология и новейшая тектоника Юго-Восточного Кавказа. Элм. Баку. 246.

БУДАГОВ, Б.А. ЛИЛИЕНБЕРГ, Д.А. ШИРИНОВ, Н.Ш. 2001. Основные проблемы геоморфологии Азербайджана на рубеже столетий (1980-2000 гг.) и проблемы геоморфологии Кавказа и Предкавказья. Материалы Международ. Совещ. «*Георморфология гор и равнин: взаимосвязи и взаимодействие*» XXIV Пленум Геоморфолог. Комисс. РАН. Краснодар. 27-39.

ГАДЖИЕВ, В.Д. 1999. Палеоморфология областей мезокайнозойского вулканизма Нахичевани и Талыша. Агридаг. Баку.194.

ДУМИТРАШКО, Н.В. и др. (под ред.). 1956. Геоморфологическая карта Азербайджана.

ДУМИТРАШКО, Н.В, ЛИЛИЕНБЕРГ, Д.А, БУДАГОВ, Б.А. 1961. Рельеф и новейшая тектоника юго-восточного Кавказа. Изд. АН СССР. Москва.

ДУМИТРАШКО, Н.В. 1953. Проблема происхождения и возраст поверхностей выравнивания. *Тр. конр. по геоморфологии Закавказья.* Изд. АН Азерб. ССР. Баку.

КАШКАЙ, М.А. 1959. Геоморфология Азербайджана. Изд. АН Азерб. ССР. Баку. 368.

ЛЕОНТЬЕВ, О.К., ХАЛИЛОВ, А.И. 1965. Природные условия берегов Каспийского моря. Изд. АН Азерб. ССР. Баку. 204.

ЛИЛИЕНБЕРГ, Д.А. 1963. Современные тектонические движения и морфоструктурные особенности Восточного Кавказа и Закавказья. В сб.: *Современные движения земной коры*. Изд. АН СССР. Москва. 284-296.

ЛИЛИЕНБЕРГ, Д.А., ШИРИНОВ, Н.Ш. 1977. Современные тектонические движения. В кн.: *Общая характеристика и история развития Кавказа*. Москва. 45-5.

МАМЕДОВ, А.В. 1977. История геологического развития и палеогеография Среднекуринской впадины в связи с нефтегазоносностью. Элм. Баку. 212.

МЕХТИЕВ, Н.Н. 1966. Динамика и морфология западного побережья Южного Каспия. Изд-во АН Азерб. ССР. Баку. 112.

МИКАИЛОВ, А.А. 1978. Геоморфология Кусарской наклонной равнины. Элм. Баку. 80.

МУСЕИБОВ М.А. 1975. Геоморфология и новейшая тектоника Среднекуринской впадины. Азернешр. Баку. 200.

ТАНРЫВЕРДИЕВ, Х.К. 2002. Палеогеоморфология Куринской межгорной впадины (в пределах Азербайджана). Баку. 216.

ХАИН, В.Е., ШАРДАНОВ, А.Н. 1952. Геологическая история и строение Куринской впадины. Изд-во АН Азерб. ССР. Баку. 348.

ХАЛИЛОВ, Г.А. 1989. О проблемах геоморфологии и возможностях их решения. *Изв. АН Азерб. ССР. Сер. наук о Земле*, 6.

ХАЛИЛОВ, Г.А. 1999. Морфоструктуры восточной части Малого Гафгаза. Азербайджанская энциклопедия. Баку. 27.

ШИРИНОВ, Н.Ш. 1973. Геоморфологическое строение Кура-Араксинской депрессии. Баку. Элм. 216.

ШИРИНОВ, Н.Ш. 1975. Новейшая тектоника и развитие рельефа Кура-Араксинской депрессии. Элм. Баку. 191.

ШИРИНОВ, Н.Ш., МУСЕИБОВ, М.А. 1972. Проблемы физической географии и геоморфологии Азербайджана. *Уч. Зап. АГУ, сер. геоло-геогр. наук,* 1.

Məqalə akademik B.Ə.Budaqov tərəfindən təqdim edilmişdir

© V.A.Məmmədov, 2007

KÜR ÇÖKƏKLİYİ GÖLLƏRİNİN EKOCOĞRAFİ PROBLEMLƏRİ VƏ ONLARIN HƏLLİ YOLLARI (Azərbaycan hüdudlarında)

V.A.Məmmədov

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

Məqalədə hidroloji, hidrokimyəvi və hidrobioloji məlumatlardan istifadə olunaraq Kür çökəkliyindəki göllərin təbii rejim və antropogen təsirli inkişaf dövrləri araşdırılır. Müəyyən olunub ki, regionda müxtəlif yönlü hidrotexniki və s. tədbirlər həyata keçirilərkən ətraf mühitin qorunması probleminin nəzərə alınmaması göllərin ekoloji şəraitini pozmuşdur. Son 100 ildə göllərin sahəsi təxminən 1500 km² - dən 230 km²-ə, su həcmi isə 1 km³-dən 250 mln.m³-ə kimi azalmışdır. Göllər çay suları ilə hidravlik əlaqəni itirdiyindən onların minerallaşma dərəcəsi və çirklənməsi kəskin artmış və nəticədə onlar özünü bərpa etmə qabiliyyətini itirmişlər.

Konstruktiv üsullarla böyüksahəli göllərin hidroekoloji şəraitinin bərpası yolları təklif olunur.

Giriş. Tədqiqat obyekti – Kür çökəkliyinin Azərbaycan hüdudlarında yerləşən, müxtəlif inkişaf səviyyəli və ekoloji durumu olan 100-ə yaxın göldür. Müxtəlif yönlü təsərrüfat sahələrinin, xüsusən də suvarma əkinçiliyinin inkişaf etdiyi Kür çökəkliyi təbii vilayətində göllərin və göl-çay sistemləri rejiminin XX əsrdə insanların təsərrüfat fəaliyyəti nəticəsində dəyişdirilməsi, bəzilərinin isə tam qurudulması bu əraziləri təkcə respublikamızda deyil, hətta Cənubi Qafqaz dövlətləri hüdudunda ekolimnoloji şəraiti kəskin pozulmuş bir regiona çevirmişdir.

Kür, Araz və onların qolları üzərində yaradılmış su anbarları və axımı tənzimləyən qurğular, çay məcralarının dəyişdirilməsi, kanallaşdırılması, kollektor-drenaj şəbəkəsinin inkişafı və s. tədbirlər nəticəsində Kür çökəkliyindəki 100-ə yaxın gölün çox hissəsi gursulu dövrdə çay suları ilə qidalanmadan təcrid olunaraq onların sahə və dərinlikləri azalır, temperatur rejimi pozulur, minerallaşma və çirklənmə dərəcəsi artır, biomüxtəliflik və biokütlə isə azalır. Geoloji dövr ərzində formalaşmış su və kimyəvi maddələr axımının paylanma tarazlığının zaman və məkan daxilində pozulması göllərdə hidrobiokimyəvi kompleksin transformasiyasına səbəb olmuşdur. Gərginləşmiş hidroekoloji vəziyyətin həll olunmaması bir sıra iqtisadi və sosial problemlər yaratmışdır.

Məlumatların mənbəyi və metodik əsas. Göllərdə yerinə yetirilən mütəmadi hidrometeoroloji ölçü və müşahidələr Hidrometeroloji İdarə (indiki Ekologiya və Təbii Sərvətlər Nazirliyi) tərəfindən 1941-ci ildə başlamışdır. Bu məlumatlara su səviyəsinin tərəddüdü, su səthinin temperaturu və vəziyyəti, soyuq keçən qış dövründə göldə formalaşan buz hadisələri və suyun kimyəvi xassələrinin təyini daxildir. Qeyd etdiyimiz bu məlumatlarda təhriflər və müşahidə aparılmayan, qırılmalar olan dövr olsa da, ümumən hidroloji göstəricilərin təbii və antropogen rejimli mərhələlərini əhatə edir.

Regiondakı nisbətən böyük göllərin kompleks, coğrafi əsasla tədqiqi 1974-76-ci illərdə AMEA Coğrafiya İnstitutu tərəfindən yerinə yetirilib.

Sonralar 1980-86-ci illərin müxtəlif fəsillərində göllərin kimyəvi xassələri Hidrometeoroloji Komitə tərəfindən tədqiq olunmuşdur. Haqqında danışdığımız bu tədqiqatların hamısında müəllif də bilavasitə iştirak etmişdir.

1998-2005-ci illərdəki çöl tədqiqatlarında yüzə yaxın göl tədqiq olunaraq limnogenezin təkamülünə səbəb olan amillərin araşdırılmasına daha çox diqqət yetirilmişdir.

Hidrobiontların təbii rejim və antropogen təsirli dövründəki vəziyyəti haqqında məlumatlar nəşr olunmuş hidrobioloji tədqiqaqtlara əsaslanır.

Tədqiqat balans və landşaft prinsipləri əsasnıda yerinə yetirilərək çöl işləri, laboratoriya və elmi təhlil mərhələlərini əhatə edib bir çox metod və üsullara əsaslanır. Coğrafi-hidroloji metod analizindən (analoq-statistik-ehtimal hesablamaları, korrelyasiya və trend əlaqə üsullarından) istifadə olunaraq göllərdə fiziki, kimyəvi və bioloji proseslərin əlaqə və xassələrinin zaman və məkan daxilində dəyişkənliyi müəyyənləşdirilib.

Göllərin morfometrik ölçülərinin təyini və onların zamanla dəyişmə xassələrinin qiymətlən-

dirilməsi topoplanşet və müxtəlif miqyaslı aerofotoplanalma şəkillərindən istifadə edilərək, morfometrik və kartometrik metodlara əsaslanır.

Dib çöküntülərinin qranulometrik tərkibi fraksiometr və ələk-damcıtökən, üzvi karbonun miqdarı isə Knop metodu ilə təyin edilib.

Su və dib çöküntülərində radioaktivliyin – uran (radiuma görə), torium və kaliumun təyinində SARİ-2 cihazından istifadə edilərək qamma-spektrometrik üsulla öyrənilib.

Mikroelementlərin təyinində atom-absorbs və spektral metodlarından, kimyəvi makrokomponentlərin təyinində isə rentgen-spektral və s. metodlardan istifadə olunub. Təyin olunan mikroelementlərə Li, Rb, Cu, Ag, Au, Zn, Cd, Sr, Ba, Ga, Ja, Ge, Sn, Pb, V, Nb, Sb, Bi, Cr, Mo, W, Mn, Fe, Co, Ni, S, Ng aiddir. Su kütləsi və dib çöküntülərinin keyfiyyət xassələlrinin təbii və antropogen dövrlər üçün qiymətləndirilməsində müxtəlif illəri və fəsilləri əhatə edən yüzlərlə nümunələrin kimyəvi analizləri təhlil olunmuşdur. Antropogen təsir nisbətən az olan göllərdən su nümunələrinin müəyyən hissəsi vegetasiyanın zəiflədiyi payız dövründə götürülməsi «Survey lakes» layihəsinin tövsiyələri əsasında həyata keçirilmişdir. Su kütləsinin kiməvi xassələrə və minerallaşma dərəcəsinə görə qruplaşdırılması O.A. Alyokinin (1970) hidrokimyəvi təsnifatlarına əsaslanır.

Göl sularının çirklənmə xassələri və xüsusən də çirklənmə dərəcəsinin qiymətləndirilməsində SÇİ şkalasından (1984) istifadə olunub.

Göllərdə su həcminin illik və çoxillik dövr ərzində tərəddüdü su balansı metodu ilə müəyyənləşdirilib. Yeraltı axımın miqdarı hidrogeoloji üsullara əsasən təyin olunub.

Problemin müasir vəziyyəti və tədqiqatın nəticələri. Arid iqlimli Kür çökəkliyi ərazisində yerləşən göllərin miqdarı və su ehtiyatları, aşağı hissələri bu regionda yerləşən çayların axım xüsusiyyətlərindən asılı olaraq zaman-zaman dəyişmişdir. Təbii rejim dövründə maddələr və enerji dövranının ümumən pozulmadığı bir şəraitdə baş verən bu tədrici dəyişmələr təbii proseslərlə formalaşdığından heç bir ekoloji problem yaratmırdı. XIX əsrin axırı, XX əsrin əvvəllərindən başlayaraq müxtəlif yönlü təsərrüfat sahələrinin inkişafı suya və enerjiyə olan tələbatı artırır. Suvarılan əkin sahələrinin artımı, kollektor-drenaj sisitemlərinin yaradılması, hidroenerji istehsalı və s. ilə əlaqəli həyata keçirilən bir çox hidrotexniki tədbirlərdə ekoloji vəziyyətin nəzərə alınmaması gölləri çayların daşqın suları ilə qidalanmadan məhrum edir. Belə bir vəziyyətdə bir çox göllərin sahələri azalmış, suları və dib çöküntüləri duzlaşmış, çirklənmiş, hidrobiontların müxtəlifliyi və kütləsi kəskin azalmışdır. Çay sular ilə əlaqəsi olmayan Acinohur, Qazangöl, Duzdağ-böyük, Duzdaq-kiçik və s. göllər isə öz təbii vəziyyətlərinə yaxın bir şəraitdə inkişaf edirlər. Beləliklə, regionun əksər göllərinin inkişafında iki mərhələ nəzərə çarpır:

1-ci mərhələ – təbii rejim dövrü olub, şərti olaraq 1953-cü ilə kimi olan müddəti əhatə edir. Muğan düzündəki Ağçala-Mahmudçala sistemi gölləri üçün təbii rejim dövrü «Yeni Araz» çayının şlüzlənməsilə 1908-ci ildə bitib.

2-ci mərhələ - göllərə antropogen təsirin aktivləşdiyi, yəni Mingəçevir su qovşağının fəaliyyətə başladığı (1953-cü ildən sonrakı) dövrü əhatə edir. Biri o birindən kəskin fərqlənən hər iki inkişaf mərhələsinin xüsusiyyətlərini nəzərdən keçirək (Məmmədov 1998 a,b, 1999, 2000, 2004a,b; Мамедов 1997, 2003, 2004 və b.).

Təbii rejim və ya o vəziyyətə yaxın dövrdə Kür çökəkliyindəki göllərin böyük əksəri (rapalı gölləri nəzərə almasaq) Kür və Arazın gursulu-daşqınlı dövrdəki suları ilə qidalandığından onların rejim xüsusiyyətləri çayların axım həcmindən asılı olaraq formalaşırdı.

Gursulu dövrdə göllərin su səviyyəsi 1-2 m və davamlı daşqınlarla müşayiət olunan vaxtlarda isə göl çalasının dərinliyindən asılı olaraq 3-4 m arta bilirdi. Su səviyyəsinin sutka ərzində ən intensiv artımı (7-8 sm-dən ≥ 30-40 sm) gursulu dövrün əvvəllərində müşahidə olunurdu. Minimal səviyyələr isə yayın axırı və qışda qeydə alınırdı.

Su balansının gəlir hissəsinin əsasını çay suları, çıxar hissəni isə axarsız göllərdə buxarlanma, vaxtaşırı axarlı olan göllərdə isə səthi axar+buxarlanma təşkil edirdi. Qrunt sularının rolu çox cuzi idi.

Su kütləsi temperaturunun illik amplitudu 30^0 C-yə yaxın olub, 4^0 C-ni keçərək artması havaya nisbətən 2-4 həftə gec baş verir. Maksimal temperatur iyulun 2-3-cü ongünlüyünə düşürdü. Hava və göl suyu temperaturları arasında sıx əlaqə mövcüddur. Bu düzxətli əlaqənin analitik ifadəsini regionun iki gölü timsalında nəzərdən keçirək.

1. Hacıqabul gölü üçün:

$$y=1.1622x-2.4068,\ R^2=0,9939$$

2. Sarısu gölü üçün:

$$y=1.0579x-0.6687,\ R^2=0,9866$$

Duzlarla ifrat dərəcədə ($\sum_i$ =90-380 q/dm^3) doymuş Acinohur, Duzdağ və s. göllərdə, adətən, yaz yağışlarından sonra, küləksiz hava şəraitində gölün səthində bir neçə sm qalınlığında şirin su layı əmələ gəlir. Şirin suyun sıxlığı altdakı şor suya nisbətən az olduğundan onlar bir müddət bir-birinə qarışmır və bu dövrdə şirin su layı optik linza rolunu oynayaraq bir növ «istixana effekti» əmələ gətirir. Yəni şəffaf şirin su layından keçən günəş şüaları altdakı şor suyu qızdırır və şor sudan buxarlanmaya istilik itkisi olmadığından onun temperaturu kəskin (3-5^0 C) artaraq qısamüddətli temperatur inversiyası formalaşdırır. Sərt keçən qış aylarında qısamüddətli sahil buzu və ya dəyanətsiz buz örtüyü formalaşır.

Göllərdəki su kütləsinin şəffaflığı çox vaxt mezohumoz (≥2m) qrupa yaxın idi (Məmmədov, 2006 a, b). Gursulu illərdə şirin (≤ 1 q/dm^3), qıtsulu illərdə isə az şorluqlu (≤ 3-5 q/dm^3), hidrokarbonat sinfinə aid olan bu sular hər il yenilənd iyinldən və onlarda aerob proseslər dominant olub, həll olmuş oksigenin miqdarı 8-11 q/dm^3 təşkil etdiyindən hidrobiontlar aləminin inkişafı üçün kifayət qədər idi (1-ci şəkil).

Şirin su balıqları ilə bol olan bu göllərdən hər il on minlərlə sentner çəki, naxa, sıf, çapaq, külmə, həşəm və s. vətəgə balıqları ovlanırdı. Bəzi illərdə ümumi balıq ovunun miqdarı 100 min sentnerdən artıq olub.

Göllərdən hər il təxminən 2-3 min ədəd su qunduzu dərisi tədarük olunurdu. Bu qunduzlar xəz-dəri tədarükünün inkişafı məqsədilə 1930-cu illərin əvvəllərində Argentinadakı Parana və Rio Neqro çayları hövzəsindən gətirilərək respublikamızın aran ərazi göllərində artırılırdı (Verehaqin, 1986). Göllərin qidalanma rejimindən asılı olaraq xəz-dəri tədarükü də müəyyən dərəcə artıb-azalırdı.

Salyan yaxınlığında, Kür çayının sol sahilində yerləşən rapalı Duzdağ-böyük gölündən müəyyən miqdar xörək duzu istehsal olunurdu.

Antropogen təsirə qədərki dövrdə Kür çökəkliyindəki göllərin ümumi sahəsi təxminən 1500 km^2, su ehtiyatı isə 1,0 km^3 idi.

Beləliklə, qeyd etmək olar ki, təbii rejim dövrundə göllər zaman-zaman formalaşmış bir şəraitdə inkişaf edirdi.

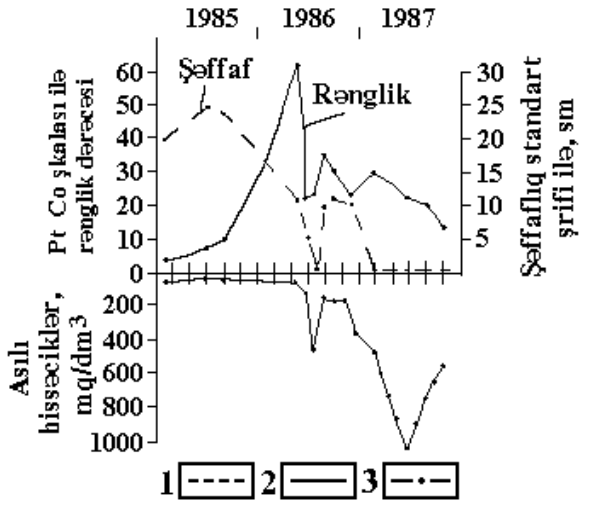
Antropogen təsirin inkişafı göllərdə formalaşmış rejimi pozur. Şirvan Qarasu və «Yeni Araz» çay-göl sisteminin qurudulması, çay sularını qəbul edən göllərin əsas qida mənbəyindən təcrid olunması ilə onların sahə və su həcmlərinin azalması, minerallaşma və çirklənmə dərəcəsinin artması, evtroflaşma prosesinin aktivləşməsi, hidrobiontların növ müxtəlifliyi və biokütləsinin azalması kimi fəsadların yaranmasına şərait yaranır.

Regionda göllərin böyük oroqrafik ərazilər üzrə paylanması qeyri-bərabərdir (cədvəl 1).

Böyük sahəli göllər Mil düzündə, kiçiklər isə Muğan və Şirvan düzlərində yerləşib. Əgər Ağçala və Mahmudçala göllərinin qalıqlarını nəzərə almasaq, o zaman belə bir qənaətə gəlmək olar ki, Mugan düzü göllərinin böyük əksəri suvarma kanallarından süzülən və əkin sahələrinin tullantı suları hesabına mövcuddur. Regionun hər 1000 km^2-nə 2,4 göl düşür və onlar ümumi ərazinin 0,6%-ni əhatə edir. Göllərin su səthi sahəsinin 91 %-i sahəsi 1 km^2-dən böyük 11 göldə cəmlənib. Sahələri 50 km^2-dən artıq olan Ağgöl və Sarısuda isə region göllərinin ümumi sahəsinin 54%-dən artığı yerləşib. Göllərin ərazidə paylanması və onların morfometrik kəmiyyətləri haqqında daha dolğun məlumatlar əsərlərdə (Məmmədov, 1998 a, 1998 b, 2005) göstərilmişdir.

Regiondakı xarakter göllərin müxtəlif rejim dövrlərindəki əsas xassələri cədvəl 2-də verilmişdir.

Göllərin qidalanma rejimi pozulduğundan su səviyyəsinin maksimal və minimal kəmiyyətlərinə ilin bütün mövsümlərində təsadüf etmək olar. Əksər göllərdə orta və qıtsulu illərdə səviyyələrin azalması prosesi davam edir, bir çoxları isə quruma həddinə yaxınlaşır.



1-ci şəkil. Antropogen təsirli dövrdə (1985-87-ci illərdə) Hacıqabul gölünün su kütləsində şəffaflıq (- - -), rənglik (—) və asılı hissəciklər (-·-) miqdarının tərəddüdü.

1-ci cədvəl

Göllərin oroqrafik ərazilər üzrə paylanması

№	Region	n	Su səthinin sahəsi, F		Suyun həcmi, W		Su səthinin sahəsi 1 km²-dən böyük və kiçik olan göllərin miqdarı*
			km²	%	mlm. m³	%	
1	Şirvan düzü	33	15,64	6,93	16,87	6,9	1/32
2	C.Ş. Şirvan düzü	2	4,6	2,04	3,7	1,51	1/1
3	Qarabağ düzü	4	5,65	2,50	21,97	8,99	1/3
4	Mil düzü	9	158, 18	70,13	134,18	54,92	3/6
5	Muğan düzü	40	8,59	3,81	4,67	1,91	0/40
6	Salyan düzü	4	6,5	2,88	3,43	1,40	2/2
7	Ceyrançöl	2	14,0	6,21	52,3	21,41	2/0
8	Acınohur	1	12,4	5,50	7,2	2,95	1/0
9	Σ	95	225,56	100	244,32	100	11/84

*Kəsirin sürətində F>1, məxrəcdə F<1 qeyd olunub

Göllərdə su həcminin azalması onların daha intensiv isinməsinə səbəb olmuşdur. Təbii rejim dövrü ilə müqayisədə göl sularının (Hacıqabul və Sarısu göllərinin timsalında) orta çoxillik temperaturu 1,6-3,4⁰ C, dövrün maksimumu isə 0,7-5,0⁰ C artmışdır. Sözsüz ki, göllərin son yarım əsrdə isinməsi buxarlanmanın və suyun mineralləşmə dərəcəsinin artımının intensivləşməsinə səbəb olmuşdur. Göllərin temperatur rejimi haqqında daha geniş məlumatlar (Məmmədov, 2006 a) verilmişdir.

Göllərdə su həcminin azalması və çirklənməsi optik və orqanoleptik xassələri pisləşdirmişdir. Fotosintez zonanı əhatə edən evfotik layın dərinliyi 30-50% azalaraq, suyun şəffaflığı ≤ 1,0 m olan polihumoz mühit formalaşmışdır (şəkil 2). Göllərin əksərində qoxu intensivliyi artaraq 3-4 ball təşkil edir(Məmmədov, 2006 b).

Tədqiq etdiyimiz göllərin əksərində su dövranının zəifləməsi, çirklənmə və həll olmuş duzların miqdarının artması onlardakı hidrobiokimyəvi tarazlığı pozmuşdur. Ətalətli su dövranı kimyəvi element və maddələrin çalada toplanmasına şərait yaradır. Müxtəlif illəri və fəsilləri əhatə edən su nümunələrinin analizi göstərir ki, göl suları tərkibcə və mineralaşma dərəcəsinə görə çox müxtəlifdir. Ceyrançöl və Mil düzündəki göllər kimyəvi tərkibcə əsasən sulfat sinfinə, digər ərazilərdəki göllər isə əsasən xlorid sinfinin müxtəlif qrup və tiplərini əhatə edir. Ən az (1-3 q/dm³) minerallaşma Candar, Mingəçevir qum karxanaları və Qazangöldə, ən çox (90-380 q/dm³) isə Duzdağ-böyük və Acınohurda müşahidə olunub. Son yarım əsrdə göl sularının duzluluğu on dəfələrlə artdığından onların su kütləsində külli miqdarda, 3 milyon tona yaxın həll olmuş vəziyyətdə mineral maddələr (muxtəlif duzlar) toplanmışdır ki, bu da müasir dövrdə göllərin geoloji fəaliyyətlərindən biri kimi qiymətləndirilə bilər.

Göllərin böyük əksəri müxtəlif mənşəli və dərəcəli antropogen çirklənməyə məruz qaldığından xarakterik göllər üçün suyun çirklənmə indeksi (SÇİ) təyin olunmuşdur. Suda təhlükə yarada bilmə xassələrinə (7 sinifdə qruplaşmış) görə seçilmiş kimyəvi element və birləşmələrin təhlili göstərir ki, regionda təmiz sulu gölə Qazangöl (SÇİ=0,5), mülayim çirklənmişlərə Candar (3,53) və Mingəçevir qum karxanası (2,7-4,0) gölləri aid edilir. Sonunçu iki gölün əsas su qida mənbəyi Kür çayıdır, Candarda kanal vasitəsilə, ikincidə isə su anbarı və Yuxarı Qarabağ kanallarında süzülmə ilə, amma onların çirklənmə mənbələri müxtəlif olub, Candarda daha poligen xassəlidir.

Acınohur gölündə SÇİ VI sinifə aid olub 6,47 təşkil edr. Bu göldə SÇİ-nin belə yüksək olması, çox güman ki, yaxınlıqdakı yaşayış məskənlərindən gölə axıdılan məişət-kommunal və əkin sahələrinin artıq suları hesabına formalaşmışdır.

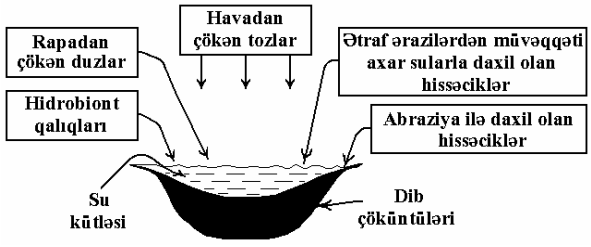
Digər əksər göllərdə SÇİ-nin göstəricisi >10,0. Bu göllərin su kütləsi kəskin dəyişərək metomorfizmə uğramışdır.

Mikroelementlərdən – Zn, Cu, Ba, Ni, Cr, Mn, Li və s. əksər göllər üçün tipomorf sayıla bilər.

Göllərdəki dib çöküntülərinin toplanma prosesi, mənşəyi, ölçüləri, mineraloji və kimyəvi tərkibi müxtəlifdir (2-ci şəkil). Rapalı olmayan göllərdə sedimentasiya prosesinin intensivliyi çox cüzi olub, ildə mm-in həssələri qədərdir. Rapalı göllərdə isə bu kəmiyyət bir neçə dəfə artır.

Antropogen təsir dövründə şirin sularda ömür sürən bitki və canlılar aləminin arealı azalır, onlar sıxıntı keçirir və ya məhv olurlar. Bu dövrdə evriterm və evriqalinlərin inkişafı üçün münbit şərait yaranır. Hidrobiontların təkamülü oliqosaproblardan evribiontlar istiqamətində inkişaf edir. Balıq ovunun miqdarı suyun həcmi və fiziki-kimyəvi xassələrindən asılı olduğundan kəskin azalmış, bir çoxlarında isə tam dayandırılmışdır. Antropogen təsirin inkişafı göllərin evtroflaşmasına səbəb olmuşdur. Göllərin tipoloji xassələrinin dəyişərək bir trofik vəziyyətdən digərinə (gənclikdən-qocalığa doğru) keçidi oliqotrof → mezotrof → evtrof sxemi üzrə baş verir.

Antropogen təsirin inkişafı itirilməkdə olan şirin su, balıq və xəz-dəri (su qunduzu) ehtiyatlarının bərpası istiqamətində müəyyən tədbirlərin görülməsinə ehtiyac yaradır. Sahəsi böyük olan Sarısu, Ağgöl, Mehman, Mingəçevir qum karxanaları gölləri və Hacıqabul gölünün morfometrik elementləri və su balansını təşkil edən ünsürlərin tənzimlənməsilə onların su və bioehtiyatlarını bərpa etmək olar. Ətraf mühitin qorunması və ehtiyatlarından səmərəli istifadə yönümlü olan bu işlər həyata keçirilərsə, bir sıra ekoloji, iqtisadi və sosial problemlərin yerli miqyasda həllinə yardım olardı.



2-ci şəkil. Rapalı-axarsız göldə dib çöküntülərini formalaşdıran amillər.

Əsas nəticələr və tövsiyələr:

1. Regionda 100-ə yaxın göl var ki, onların böyük əksəri ekzogen proseslərlə və xüsusən də çay sularının eroziya fəaliyyətilə formalaşıb. Göllərin miqdarının 75 %-dən, su səthi sahəsinin isə 88 %-dən artığı okean səviyyəsindən alçaqda, Xəzər dənizi səviyyəsindən yüksəkdə yerləşir. Bu göllər zaman-zaman müxtəlif yüklü antropogen təsirə məruz qalaraq XX əsrdə öz ilkin xassələrini itirmişlər.

2. Regionun göl və çay-göl sistemlərinin formalaşması və inkişafı iki əsas mərhələ ilə əlaqədardır:

- hidroqrafik şəbəkə və hidroloji rejimin təbii inkişaf dövrü, Candar gölü üçün XIX əsrin 70-ci illərinə kimi, «Yeni Araz» sistemindəki göllər üçün 1908-ci ilə kimi, Kür-Araz ovalığındakı əksər göllər üçün 1953-cü ilə kimi olan dövrü əhatə edir:
- hidroqrafik şəbəkə və hidroloji rejimin antropogen təsirlə dəyişərək ekoloji gərginlik yaranan dövru. Bu zaman Şirvan Qarasu və Ağçala-Mahmudçala çay-göl sistemi qurudulur, göllər kəskin çirklənir.

Təbii rejim və ya o vəziyyətə yaxın dövrdə (XIX əsrin axırı – XX əsrin əvvəllərinə kimi) Kür çökəkliyindəki göllərin ümumi sahəsi təxminən 1500 km², su ehtiyatları isə 1,0 km³ idi. Şirin və ya az şorluqlu olan bu sular özlərini bərpa edə bilirdi. XX əsrin 2-ci yarısında göllərin ümumi sahəsi 240 km², onlardakı su kütləsinin həcmi isə 247 mln. m³-ə kimi azalmışdır. Çay suları ilə qidalanmadan təcrid olunan (rapalı gölləri nəzərə almasaq) bu göllər hal-hazırda muxtəlif mənşəli tullantı suları hesabına mövcuddur. Onlar özlərini bərpa edə bilmədiklərindən su ehtiyatı kimi itirilərək, duzlaşmış və çirklənmiş su kütləsinə çevrilmişlər. Bu sular respublikadakı göl sularının təxminən 50 %-ni təşkil edir.

3. Göllər ərazi üzrə qeyri-bərabər paylanmışdır və onların sıxlıq göstəricisi (hər 1000 km²-ə düşən göllərin miqdarı) 2,4 təşkil edir. Göllərin 88%-dən artığı çox kiçik (F<0,1 km²) və kiçik (F=0,1-1 km²) göllər sinfinə aid olsa da, onlarda su səthi sahəsinin cəmi 9%-ə yaxın cəmlənib. Çox böyük (F>50 km²) sinifə aid olan 2 göldə (Sarısu və Ağğöldə) isə ümumi sahəsinin 54 %-dən artığı əhatələnib. Göllərin su səthi sahəsinin 91%-i 1 km²-dən böyük sahəyə malik olan 11 göldə cəmlənib.

Göllər respublika ərazisinin 0,35 %-ni, Kür çökəkliyinin isə 0,6 %-ni əhatə edir.

4. Təbii rejim zamanı Kür çayının gürsuludaşqınlı (may-iyun ayları) dövründə çay suları ilə qidalanan göllərdə su səviyyəsinin artımı 1-2 m və davamlı daşqınlarla müşayiət olunan vaxtlarda isə 3-4 m ola bilirdi.

Kür çayı axımının tənzimlənməsilə göllərin səviyyə rejimi tam pozulur, yəni gölə daxil olan antropogen mənşəli suların vaxtı və miqdarından asılı olaraq, maksimal və ya minimal səviyyələr ilin bütün dövrlərində müşahidə oluna bilər.

Əksər göllərdə orta dərinliyin 1,0 m olması su kütləsinin tez isinməsinə və günəş radiasiyası ilə daxil olan istiliyin 80-90%-nin buxarlanmaya sərf olunmasına şərait yaranır. Göllər dayaz, epitermik olub əsasən isti suludur,

t 10^0 C=2000-2400^0 C. Göllərin su kütləsinin azalması, antropogen təsirin aktivləşməsi və qismən də hava temperaturunun (~0,6^0 C) yüksəlməsi göllərdə orta illik su temperaturunun 1,5-3,5^0 C artmasına səbəb olmuşdur.

Antropogen yükün artması və xüsusən də su kütləsinin azalması göllərın optik və orqanoleptik xassələrini pisləşdirmişdir. Nəticədə, evfotik layın (fotosintez zonasının) dərinliyi 30-50% azalaraq suyun şəffaflığı 1,0 m olan polihumoz mühit formalaşmışdır.

5. Təbii rejim dövründə rapalı (Açınohur, Duzdağ-böyük və s.) gölləri nəzərə almasaq, digərlərinin minerallaşma dərəcəsi 1q/dm^3-ə yaxın, qıtsulu illərdə 3-5 q/dm^3 olub əsasən hidrokarbonatlı sular sinfinə aid idilər. Suda həll olmuş oksigenin miqdarı 80-110% civarında, dibə yaxın hissədə isə aerob proseslər üstün olduğundan şirin sularda yaşayan hidrobiontlar üçün optimal şərait var idi.

Antropogen təsir dövründə bu müvazinət pozulur, su kütləsinin minerallaşma dərəcəsi 10 dəfələrlə artır, kimyəvi tərkib karbonat tipindən, sulfat və xlorid tipləri istiqamətinə yönəlir. Su dövranı zəiflədiyindən həll olmuş oksigenin miqdarı 2-3 dəfə azalır və dibə yaxın hissədə hidrogen-sulfid qazının əmələ gəlməsinə şərait yaranır. Çirkləndirici maddələrin çoxluğu su kütləsi və dib çöküntülərində özünü təmizləmə-bərpa prosesini minimuma enidirir.

Dib çöküntülərinin toplanması və formalaşmasında allaxton və avtoxton komponentlərdən ibarət terrigen, xemogen və biogen mənşəli çöküntülər iştirak edir. Onların həcm çəkisi orta hesabla 1,3 q/sm^3 olub, ərazidəki məkanı və dərinlikdən asılı olaraq 1,04-1,59 q/sm^3 arasında tərəddüd edir.

Dib çöküntülərinin qalınlığı Kürətrafı axmazlarda 1-2 m, böyük göllərdə isə 2-3 m təşkil edir. Əksər göllərin su-dib sərhədindəki lillərin üst hissəsi konsistensiyasına görə yarımmayedir, yumşaq və özlüdür, nisbətən dərin (>0,5m) hissələrdə isə plastikdir.

6. Göllərin çirklənməsi və isinməsi nəticəsində şirin və az şorluqlu sularda inkişaf edən su bitkilərinin arealı və növləri azalır, onlar sıxıntı keçirir və ya məhv olurlar. Xəzər şanagülləsi, Hirkan su fındığı, ağ su zanbağı və s. yem, dərman, parfüm və estetik xassəli bitkilər çirklənməyə dözməyərək məhv olmuşlar. Süni yaranmış Candar və Mingəçevir qum karxana gölləri səthinin 10-20%-i, böyük göllərin 30-60 %-i, axmazların isə 50-100%-i su bitkiləri ilə örtülmüşdür.

Bioenerji dövranının böhranı şəraitində göllərin inkişafında qocalığa doğru meyil sürətlənir, suyun «çiçəklənməsi» və evtroflaşma prosesi özünü daha qabarıq göstərir. Tədqiq etdiyimiz göllərin 90%-i evtrof, 5%-ə yaxını mezotrof, digərləri isə rapalı və efemerdir.

Təbii rejimin pozulması ilə hidrofaunanın ekoloji durumu gərginləşir. Evriterm və evriqalinlərin inkişafı üçün münbit şərait yaranır. Vaxtilə çəki, külmə, çapaq, sıf, naxa və s. balıqlarla bol olan bu göllərdən ildə 10 minlərlə, bəzən isə 100 min sentnerdən artıq balıq ovlanırdısa, hazırda bu göllərin bəziləri qurudulmuş, digərləri isə vətəgə balıqçılıq əhəmiyyətini, demək olar ki, itirmişdir. Əgər ildə 10 minə yaxın xəzdəri tədarük olunurdusa, indi göllərin çirklənməsilə su qunduzları məhv olur.

Beləlkilə, kənd yerlərində yüzlərlə adamı işlə təmin edən və dövlətə gəlir gətirən xəzdəri tədarükü və göl balıqçılığı sənayesi bir qurum kimi məhv edilmişdir.

7. Kür çökəkliyindəki rejimi pozulmuş göllərin gələcək durumu barədə dövlət səviyyəsində sənədin hazırlanmasına ehtiyac var. Dayaz və kiçik sahəli bir çox göllərin qurudulması ilə kənd təsərrüfatına minlərlə hektar sahə qaytarıla bilər. Digər tərfdən, böyük sahəli Sarısu, Mehman, Hacıqabul və Mingəçevir qum karxanaları göllərində su balansının tənzimlənməsilə onlarla balıqçılıq və su qunduzu təsərrüfatları yaratmaq olar. Bu əsas təsərrüfatlarla yanaşı, bir sıra yardımçı sahələr olan: zəli artırılması, göl qamışının toplanaraq idman, mebel, tikinti, kağız istehsalı və s. sahələr üçün tədarükü, bəzi dekorativ və səhiyyədə istifadə olunan su bitkilərinin artırıl-

ması, ekoturizmin inkişafı və s. sahələrin yaranmasına və artımına potensial imkanlar var.

Qeyd olunan problemlərin həlli regionun ekoloji, iqtisadi və sosial durumunun yaxşılaşmasına təkan verərək, dövlətin bu istiqamətdəki qərarları ilə uzlaşmış olardı.

ƏDƏBİYYAT

MƏMMƏDOV, V.A. 1998. Göl ehtiyatları və hidroekoloji problemlər: müasir vəziyyət və perspektiv meyillər. İkinci respublika elmi-praktik konfransının materialları: *Azərbaycan XXI əsrin astanasında*. Bakı. 57-60.

MƏMMƏDOV, V.A. 1999. Azərbaycanda göl suları ehtiyatlarının kəmiyyət və keyfiyyətcə qiymətləndirilməsinin bəzi problemləri. Elmi-praktik konfransın materialları: *Su - problemlər və axtarışlar*. Bakı. 58-60.

MƏMMƏDOV, V.A. 2004. Kür çökəkliyindəki göl və su anbarlarının ekoloji vəziyyəti və problemləri. *Kür çökəkliyinin təbiəti və ekoloji problemləri* məqalələr toplusunda. Nafta-Press. Bakı. 15-27.

MƏMMƏDOV, V.A. 2006 a. Kür çökəkliyi göllərinin su kütləsində temperaturun təbii və antropogen rejim dövrlərində tərəddüdü. *AMEA xəbərləri, Yer elmləri*, 1, 103-108.

MƏMMƏDOV, V.A. 2006 b. Kür çökəkliyi göllərində orqanoleptik xassələrinin kəmiyyət və keyfiyyət göstəriciləri. *Azərbaycan Coğrafiya Cəmiyyətinin əsərləri*. *Cild 10, «Araz»*. Bakı. 452-457.

MƏMMƏDOV, V.A. 1998 a. Göllərin morfometriyası və su balansı. Elm. Bakı. 179 s.

MƏMMƏDOV, V.A. 1998 b. Kür çökəkliyi göllərinin əsas morfometrik xassələri. *Azərbaycan Coğrafiya Cəmiyyətinin VII qurultayının materialları*. Bakı. 176.

АЛЕКИН, О.А. 1970. Основы гидрохимии. Гидрометеоиздат. Ленинград. 444.

ВЕРЕЩАГИН, Н.К. 1986. Зоологические путешествия. Наука. Ленинград. 200.

МАМЕДОВ, В.А. 1997. Антропогенные воздействия и интенсивность динамики характерных озер Азербайджанской Республики. AVRASYA Çevre Gönüllü Kuruluşları Bilgi Merkezi. Ankara. 59-63.

МАМЕДОВ, В.А. 2003. Современное состояние водных ресурсов озер Куринской межгорной впадины, прогноз их изменения под влиянием природных и антропогенных факторов. Материалы Международной научно-практической конференции: *Создание систем рационального использования поверхностных и подземных вод бассейна Аральского моря*. ГИДРОИНГЕО. Ташкент. 12-14.

МАМЕДОВ, В.А. 2004. Проблемы загрязнения и эволюции озерных экосистем в Азербайджане. Материалы 6-ой Международного конгресса: *Вода: экология и технология*. Москва. 118.

МАМЕДОВ, В.А. 2004. Классификация озер Азербайджана по морфометрическим параметрам. *Известия НАН Азербайджана. Науки о Земле*, 4, 138-145.

МАМЕДОВ, В.А. 2005. Характер распределения и морфометрия озер Куринской впадины (в пределах Азербайджана). *Доклады НАНА*, LXI, 1, 196-2002.

Методические указания по классификации степени загрязненности поверхностных вод суши. 1984. Гидрометеоиздат. Ленинград. 58.

MAMMADOV, V.A. 2000. Water resources of the lakes of Transcaucasus and their ecological problems. 4th International Congress and Trade Fair: *Water: ecology and technology*. Moscow. 98-99.

Məqaləyə AMEA-nın müxbir üzvü Ş.B.Xəlilov rəy vermişdir

© M.K.Rəhimov, 2007

BÖYÜK QAFQAZIN CƏNUB YAMACINDA MÜASİR İQLİM DƏYİŞMƏLƏRİNİN RÜTUBƏT EHTİYATLARINA TƏSİRİ (Azərbaycan Respublikası daxilində)

M.K.Rəhimov

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

Məqalədə 1961-2000-ci illər ərzində Böyük Qafqazın cənub yamacında 6 hidrometeoroloji məntəqənin sutkalıq məlumatlarına əsasən müasir rütubət ehtiyatları qiymətləndirilmiş, onların çoxillik dinamikasında regional xüsusiyyətlər aşkara çıxarılmışdır. Bu məqsədlə havanın orta sutkalıq temperaturunun 5^0 C-dən keçid tarixləri arasındakı dövr ərzində yağıntı cəmi ($\sum R_{t^0>5}$), illik yağıntı miqdarı ($\sum R_{il}$), D.İ.Şaşkonun rütubətlənmə əmsalı (Md) çoxillik zaman intervalı ərzində tədqiq olunmuş, onların çoxillik sıraları üçün bəzi statistik göstəricilər hesablanmışdır. Nəticə etibarilə müasir iqlim dəyişmələrinin bu aqroiqlim ehtiyatlarına necə təsir göstərdiyi qiymətləndirilmişdir.

Böyük Qafqazın cənub yamacının rütubət ehtiyatları bir sıra müəlliflər tərəfindən (Эйюбов, 1968; Сафаров, 2000; Шихлинский, 1968) ətraflı öyrənilmiş və Azərbaycanın aqroiqlim ehtiyatlarını əks etdirən iqlim-sorğu kitablarında sistemləşdirilmişdir (Агроклиматические ресурсы …, 1975; Əyyubov, 1993; Hacıyev, Rəhimov, 1977; Краткий агроклиматический …, 1959). Lakin bu tədqiqatlar əsasən 1970-80-ci illərə qədər olan məlumatları əhatə edirdi və orada məqsəd aqroiqlim rayonlaşdırılması xəritələrinin tərtibi olmuşdur.

Qlobal iqlim dəyişmələri ilə əlaqədar olaraq Azərbaycan ərazisində aparılan iqlim tədqiqatları göstərir ki, müxtəlif fiziki-coğrafi rayonlarda temperatur və yağıntı anomaliyalarının çoxillik dinamikasında müxtəlif tendensiyalar mövcuddur (Гадиев, Ахмедова, 1992; Сафаров, 2000). Təbii ki, qlobal iqlim dəyişmələri fonunda ölkə ərazisinin müxtəlif regionlarının aqroiqlim ehtiyatlarında da dəyişmə baş verəcəkdir.

Məqalədə məqsəd Böyük Qafqazın cənub yamacında son iqlim dəyişmələri ilə əlaqədar olaraq aqroiqlim ehtiyatlarının ən vacib komponentlərindən biri olan rütubət ehtiyatlarının çoxillik dinamikasının analizi və dəyişmə tendensiyasının qiymətləndirilməsi olmuşdur.

Böyük Qafqazın cənub yamacının müasir rütubət ehtiyatlarını qiymətləndirmək və onların çoxillik dinamikasında regional xüsusiyyətləri aşkara çıxarmaq məqsədilə 1961-2000-ci illər ərzində aşağıdakı göstəricilər tədqiqata cəlb edilmişdir:

- havanın orta sutkalıq temperaturunun 5^0 C-dən keçid tarixləri arasındakı dövr ərzində yağıntı cəmi ($R_{t>5}$);
- illik yağıntı miqdarı ($\sum R_{il}$);
- D.İ.Şaşkonun rütubətlənmə əmsalı (Md).

Böyük Qafqazın cənub yamacının rütubət ehtiyatlarını qiymətləndirmək üçün orada yerləşən 6 hidrometeoroloji məntəqənin meteoroloji məlumatlarından istifadə edilmişdir.

Çoxillik sıralar üçün aşağıdakı statistik göstəricilər hesablanmışdır: orta, maksimum və minimum qiymətlər, orta kvadratik meyiletmə (σ), median və xətti trendin korrelyasiya əmsalı (r).

Bu göstəricilərin çoxillik sırasının xətti trendi ən kiçik kvadratlar metodu ilə hesablanmışdır. Əyrixətli trendlər isə müvafiq sıranın 5 illik sürüşmə ortalaşdırılması metodu vasitəsilə hesablanmışdır. Qeyd etmək lazımdır ki, düzxətli trend rütubət göstəricilərinin çoxillik dəyişmə tendensiyasını, əyrixətli trend isə illərarası dəyişmə qanunauyğunluğunu özündə əks etdirir.

Qeyd olunduğu kimi, havanın temperaturunun 5^0 C-dən keçid tarixləri aqroiqlimşünaslıqda və kənd təsərrüfatında böyük əhəmiyyət kəsb edir. Ona görə bu dövrdə rütubət ehtiyatlarının öyrənilməsi olduqca vacibdir.

Böyük Qafqazın cənub yamacında bu dövrdə yağıntıların çoxillik dəyişmə tendensiyasının statistik parametrləri cədvəl 1-də verilmişdir.

Temperaturun 5^0 C-dən keçid tarixləri arasında düşən yağıntıların illik yağıntı miqdarı ilə çox sıx korrelyasiya əlaqələri vardır (r=0,87-0,94). Orta kvadratik meyiletmə 85-196 mm intervalında dəyişir (bax: cədvəl 1).

Cədvəl 1

Böyük Qafqazın cənub yamacında havanın temperaturunun 5^0 C-dən keçid tarixləri arasındakı dövr ərzində yağıntı cəmi, onun bəzi statistik parametrləri və illik yağıntı miqdarı ilə korrelyasiya əlaqələri

Statistik parametrlər / Məntəqələr	Orta	Max.	Min.	Orta kvadratik meyiletmə ($\overline{\sigma}$)	Mediana	Eksses	Korrelyasiya əmsalı (r)
Zaqatala	832/825	1265	538	172	806	0,001	0,92
Şəki	649/595	913	450	126	655	-0,95	0,87
Oğuz	721/830	1220	398	180	716	0,26	0,94
Qəbələ	762/725	1220	410	196	738	-0,42	0,93
Şamaxı	397/365	728	188	117	376	0,54	0,87
Mərəzə	279/205	552	147	85	251	2,13	0,90

Qeyd: Kəsrin məxrəcindəki məlumatlar əvvəlki illərin iqlim-sorğu kitabından götürülmüşdür.

Cədvəl 1-dən göründüyü kimi, Oğuz müstəsna olmaqla, tədqiq olunan ərazinin hər yerində bu dövrdə orta çoxillik yağıntıların artması müşahidə edilir. Müqayisə üçün əvvəlki iqlim-sorğu kitabından (Hacıyev, Rəhimov, 1977) məlumatlar verilmişdir.

İstər ərazinin qərb hissəisndə, istərsə də şərq hissəsində mənfi trend qeydə alınmışdır. Lakin tədqiq olunan zaman intervalı ərzində (1961-2000) yağıntının miqdarı təqribən 50-60 mm artmış, Oğuz məntəqəsində isə 100 mm azalmışdır. Bu dövrdəki yağıntı cəminin illərin sıra nömrəsindən asılılığı aşağıdakı tənliklərlə ifadə olunmuşdur:

ərazinin qərb hissəsi üçün (Şəki)

$$y= -0,7764x+664,88$$

ərazinin şərq hissəsi üçün (Mərəzə)

$$y= -2,366x+324,98.$$

Burada y-temperaturun 5^0 C-dən yuxarı olduğu dövrdə yağıntı cəmi; x-illərin sıra nömrəsidir.

Bu məlumatları əvvəlki illərin çoxillik orta göstəriciləri ilə müqayisə etdikdə (Hacıyev, Rəhimov, 1977), ümumiyyətlə, Böyük Qafqazın cənub yamacında illik atmosfer yağıntılarının azaldığını müşahidə edirik (cədvəl 2).

Böyük Qafqazın cənub yamacında illik yağıntı miqdarının çoxillik dinamikası şəkildə təsvir edilmişdir. Bütövlükdə ərazidə illik yağıntı miqdarının çoxillik dinamikasında (1961-2000) mənfi trend müşahidə edilir. Lakin qərb hissədə yağıntı miqdarının dəyişmə tezliyi daha böyükdür. İllik yağıntı miqdarının çoxillik zaman intervalında illərin sıra nömrəsindən asılı olaraq dəyişmə qanunauyğunluğunu aşağıdakı tənliklərlə ifadə etmək olar :

ərazinin qərb hissəsi üçün (Şəki)

$$y= -1,202x+822,86$$

ərazinin şərq hissəsi üçün (Mərəzə)

$$y= -2,319x+453,93.$$

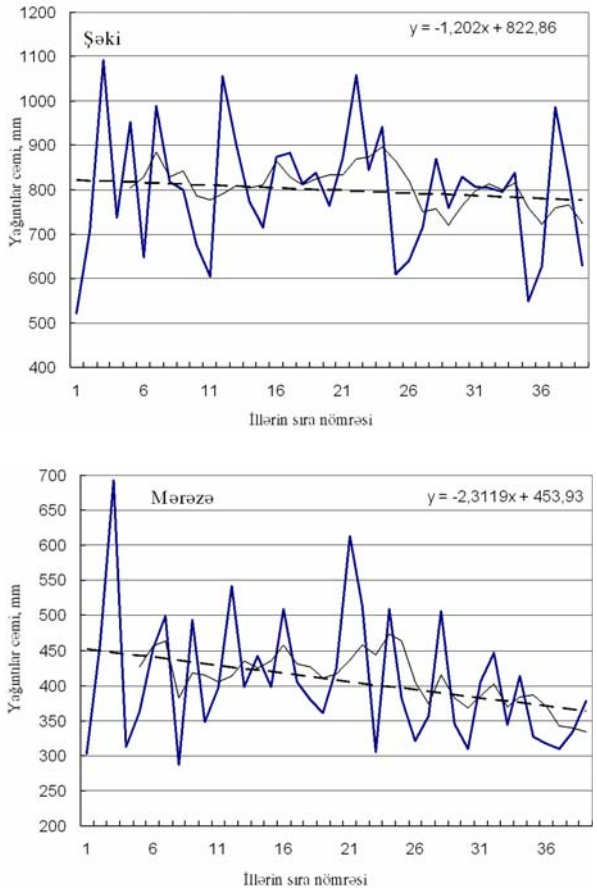
Burada y-Böyük Qafqazın cənub yamacında illik yağıntı miqdarı; x-illərin sıra nömrəsidir.

Cədvəl 2

Böyük Qafqazın cənub yamacında illik yağıntı miqdarı və onun bəzi statistik parametrləri

Statistik parametrlər / Məntəqələr	Orta	Max.	Min.	Orta kvadratik meyiletmə ($\overline{\sigma}$)	Median	Moda	Eksses
Zaqatala	980/1036	1375/1600	703/600	168	988	-	0,006
Şəki	799/803	1092/1600	523/400	139	807	-	-0,33
Oğuz	908/1128	1556/1600	510/600	208	893	-	1,53
Qəbələ	987/1027	1556/1600	541/500	215	961	-	0,02
Şamaxı	588/591	975/800	254/300	152	589	-	0,37
Mərəzə	410	693	286	91	397	-	1,23

Qeyd: Kəsrin məxrəcindəki məlumatlar əvvəlki illərin iqlim-sorğu kitabından götürülmüşdür.



İllik yğıntılar cəminin çoxillik dinamikası (1), onun xətti trendi (2) və illərarası dəyişmə əyrisi (3)

1961-2000-ci illər ərzində Böyük Qafqazın cənub yamacının rütubətlənmə şəraitini və onun çoxillik dinamikasını öyrənmək məqsədilə D.İ.Şaşkonun Md rütubətlənmə əmsalını hesablamışıq. Md illik və ya vegetasiya dövründəki yağıntı miqdarı (P) həmin dövr üçün rütubət çatışmazlığı (E-e) cəminə olan nisbəti ilə ifadə olunur. D.İ.Şaşkoya görə (Эйюбов, 1968), rütubətlənmə dərəcəsi Md əmsalının aşağıda verilən şkalasına əsasən qiymətləndirilə bilər:

Md>0,60 – ifrat rütubətli zona
0,25-0,15 – quraq
0,60-0,45 – rütubətli
0,15-0,10 – yarımquru
0,45-0,25 – az rütubətli
Md<0,10 – quru

Böyük Qafqazın cənub yamacında Md əmsalının paylanma qanunauyğunluğu və onun bəzi statistik parametrləri cədvəl 3-də verilmişdir.

Orta kvadratik meyiletmə ($\overline{\sigma}$) 0,08-0,17 intervalında dəyişir. Medianın qiymətləri orta qiymətlərə uyğundur.

Böyük Qafqazın cənub yamacında 1961-2000-ci illər ərzində Md-nin çoxillik dinamikasında trend dəyişkənliyi, demək olar ki, yoxdur.

İllərarası dəyişmə əyrisində 1977-93-cü illərdə trend qiymətlərdən yuxarı, 1993-cü ildən sonra isə trend qiymətlərdən aşağı qiymətlər müşahidə edilir.

Aldığımız nəticələri Ə.C.Əyyubovun hesabladığı [3] Md əmsalları ilə müqayisə etdikdə bu əmsalın bir qədər kiçildiyi müşahidə edilir. Məsələn, onun hesablamalarına görə, Zaqatalada Md-nin orta göstəricisi 0,58, maksimum və minimum göstəriciləri isə 0,85 və 0,25 olub rütubətli zonaya aid edilirdi. Bizim hesablamalara görə isə, bu məntəqə az rütubətli zonaya aid edilir (Md=0,43) və yaxud Şamaxıda Md-nin orta göstəricisi 0,31, maksimum və minimum göstəriciləri isə 0,51 və 0,23 olub az rütubətli zonaya aid edildiyi halda, bizim gəldiyimiz nəticəyə görə bu məntəqə quraq zonaya aid edilməlidir (Md=0,22).

Cədvəl 3

Böyük Qafqazın cənub yamacında D.İ.Şaşkonun rütubətlənmə əmsalının (Md) paylanma qanunauyğunluğu və onun bəzi statistik parametrləri

Stat. parametrlər / Məntəqələr	Orta.	Max.	Min.	Orta kvadratik meyiletmə ($\overline{\sigma}$)	Median	Moda	Eksses
Zaqatala	0,43/0,58	0,87/0,85	0,15/0,26	0,16	0,40	0,45	0,37
Şəki	0,38	0,66	0,13	0,13	0,37	0,45	-0,40
Oğuz	0,41	0,88	0,12	0,16	0,40	0,25	1,40
Qəbələ	0,47	0,88	0,14	0,17	0,49	0,24	0,07
Şamaxı	0,22/0,31	0,47/0,51	0,07/0,23	0,10	0,21	0,21	0,15
Mərəzə	0,15	0,37	0,06	0,08	0,13	0,12	1,32

Qeyd: Kəsrin məxrəcindəki məlumatlar aqroiqlim atlasından götürülmüşdür.

Bu deyilənlərdən belə nəticəyə gəlmək olar :

1. Böyük Qafqazın cənub yamacında son iqlim dəyişmələri ilə əlaqədar temperaturun 5^0 C-dən yuxarı olduğu dövrdə yağıntıların miqdarı 50-60 mm artmış, Oğuz məntəqəsində isə 100 mm azalmışdır.

2. İllik yağıntı miqdarı xüsusilə tədqiq olunan ərazinin qərb hissəsində 1961-2000-ci il zaman intervalı ərzində 30-200 mm azalmışdır.

3. Md rütubətlənmə əmsalının son illər ərzində kiçildiyi (Zaqatalada 0,58-dən 0,43-ə, Şamaxıda 0,31-dən 0,22-yə qədər) müşahidə olunur ki, bu da tədqiq olunan ərazidə rütubətlənmə şəraitinin zəiflədiyini göstərir.

4. Müasir iqlim dəyişmələri mövcud aqroiqlim rayonlaşmasındakı zonaların quraqlıqlaşmaya doğru yerinin dəyişməsinə səbəb olmuşdur ki, bu da ərazinin yeni aqroiqlim rayonlaşmasını tələb edir.

ƏDƏBİYYAT

ƏYYUBOV, Ə.C. və b. 1993. Azərbaycan Respublikasının aqroiqlim atlası.

HACIYEV, Q.Ə., RƏHİMOV, V.Ə. 1977. Azərbaycan SSR inzibati rayonlarının iqlim səciyyəsi. Elm. Bakı.

Агроклиматические ресурсы Азербайджанской ССР. 1975. Гидрометеоиздат. Ленинград.

ГАДИЕВ, Ю.Д., АХМЕДОВА, Г.Б. 1992. Некоторые закономерности сезонных и многолетних колебаний температуры воздуха в Азербайджане. *Изв. АН Азербайджана. Серия наук о Земле*, 3, 6.

Краткий агроклиматический справочник по Аз. ССР. 1959. Гидрометеоиздат. Ленинград.

МАМЕДОВ, А.С. 1989. Об одной модели для исследования климата с применением в Закавказском регионе. *Изв. АН Аз.ССР*, 3, 87.

САФАРОВ, С.Г. 2000. Современная тенденция изменения температуры воздуха и атмосферных осадков в Азербайджане. Элм. Баку.

ХАЛИЛОВ, С.Г. 1999. Сценарии переходного климата в неравновесных условиях. *Бюллетень Национального Климатического Центра Азербайджана.* 3, 13-21.

ШИХЛИНСКИЙ (под ред.). 1968. Климат Азербайджана. Изд. АН АзССР. Баку.

ЭЙЮБОВ, А.Д. 1968. Агроклиматическое районирование Аз. ССР. Баку.

Məqaləyə c.e.n. X. Ş.Rəhimov rəy vermişdir