© М.А.Салманов, 2010

АНТРОПОГЕННОЕ ЭВТРОФИРОВАНИЕ И КИСЛОРОДНЫЙ РЕЖИМ КАСПИЙСКОГО МОРЯ

М.А.Салманов

Институт Микробиологии НАНА
AZ1073, Баку, Патамдартское шоссе, 40

В результате проведенных многолетних исследований по определению первичной продукции и деструкции органического вещества в воде и грунтах Каспийского моря за последние 50 лет установлено, что в нем прогрессируют процессы антропогенного эвтрофирования и биологического потребления кислорода. Причиной указанных изменений в основном является обогащение моря аллохтонными веществами антропогенного происхождения. Будучи локальными в 60-х гг. прошлого века, очаги массового развития альгофлоры и бактериопланктона в акваториях смешивания речных вод главных рукавов Волги с морской, спустя 18-20 лет стали распространены по всему западному шельфу моря. В настоящее время антропогенное эвтрофирование устойчиво установлено и в центральных водах Среднего-Южного Каспия, и на восточном шельфе. Обогащение водной массы и донных отложений легкодоступными органическими веществами приводит к усилению его биологического распада, что в результате способствует формированию гипоксии в водной массе глубоководных зон Каспия.

Антропогенный прессинг на экосистему водоемов вызывает многопрофильный процесс: в одних случаях подавляет развитие фауны-флоры, в других, вызывая сукцессии, он способствует бурному развитию как простейших автотрофов, так и гетеротрофов и т.д. В любом своем проявлении он изменяет стабильность функционирования экосистемы водоема.

Участь антропогенного эвтрофирования не миновала и Каспийское море. Несмотря на то, что Каспийское море является одним из сильно и давно подверженных многопрофильным антропогенным воздействиям бассейнов, антропогенному эвтрофированию в нем и связанных с ним вопросам до сих пор не уделено должного внимания.

Эвтрофирование водоема прежде всего вызывается биогенными элементами и органическим веществом нестойкого характера. Также в результате биодеградации любого поллютанта в Каспии водные массы и донные отложения обогащаются продуктами метаболизма и в дальнейшем тоже вовлекаются в общий круговорот веществ в нем.

Основными источниками поступления в Каспий биогенных элементов и первым долгом органического вещества бытового и сельскохозяйственного происхождения являются реки и города, населенные пункты. Отклик гидроэкосистем моря на эти нагрузки различен и зависит от ряда естественных и приобретенных в ходе антропогенного воздействия характеристик Каспия: состава растворенного органического вещества, минерализации, циркуляции, течения воды, глубины участка, термического режима и т.д. Многолетние исследования показали, что антропогенное изменение биогенной нагрузки так или иначе сказывается на изменении структуры экосистемы моря: повышается уровень биопродуктивности, меняется видовой состав биологических сообществ, нарушается устойчивость трофических связей, изменяются физические и химические свойства воды. Так или иначе антропогенное эвтрофирование Каспийского моря способствует повышению уровня его трофики, т.е. повышению скорости новообразования органического вещества. Этот процесс в Каспийском море не сбалансирован. Известно, что в естественных сбалансированных экосистемах поддерживается равновесие между образованием и распадом органического вещества, между выделением и потреблением кислорода. Нарушение этого равновесия на некоторых эвтрофированных участках Каспийского моря привело к биолого-химическим изменениям. Такие изменения характерны для акваторий речных эстуарьев, зон поступления стационарных сточных вод, где из-за чрезмерного обогащения воды легкодос-

тупным органическим веществом аллохтонного и автохтонного происхождения скорость дыхания превышает скорость обогащения воды кислородом. Это особенно заметно на нижних горизонтах вод глубоководных участков всех трех частей Каспия (Салманов, 1999).

Следует отметить, что антропогенное эвтрофирование Каспийского моря в значительно большом масштабе началось на северо-западном и северо-восточном участках Северного Каспия в первой половине 60-х гг. прошлого века (Салманов, 1968, 1987). До этого в какой-то мере процесс антропогенного эвтрофирования Северного Каспия сдерживался в связи с уменьшением объема взвешенного вещества, минерального азота-фосфора в море в результате строительства каскада водохранилищ на Волге и других крупных реках, что было показано Л.А.Барсуковой (1971). Характерно, что в 70-ые годы в районах акваторий Белинского, Волго-Каспийского судоходного каналов, Аграхан-Кизлярского залива, Махачкалинского взморья, западной части Северного Каспия эвтрофирование носило локальный характер и возникало в основном летом. Вдоль западного шельфа очаги цветения отмечались лишь на ограниченных участках к юго-востоку от Абшеронского полуострова, мелководьях островов Бакинского архипелага и в прикуринском районе Южного Каспия (Салманов, 1975, 1981, 1987). Примечательно, что в 1983 году в результате продолжения процесса эвтрофирования указанные выше «очаги» слились в единое целое и на всем протяжении западного шельфа от р. Волги до Астары цветение стало устойчивым, а к началу 90-х гг., расширяясь в широтном направлении, достигло середины глубоководного Южного Каспия.

На восточном шельфе Каспийского моря локальные очаги цветения фитопланктона отмечались лишь в начале 90-х гг. в районах о-ва Кулалы, юго-восточной части р. Урал, в мелководьях мм. Песчаный, Сагындык, у г. Актау, Бекташ. В восточной части Южного Каспия усиленное, причем почти в течение года, развитие фитопланктона отмечалось в районах п-ва Челекен, Туркменского, Красноводского заливов и до 200 м изобат разрезов Гасан-Кули, Огурчинск, Ульский и Окарем.

Как отмечено выше, первоначальное антропогенное эвтрофирование было отмечено в Северном Каспии, вызываемое в основном стоком р. Волги, обогащенным биогенными элементами и органическим веществом (табл. 1). Хотя нельзя не учитывать и роли других рек – Терека, Сулака и Урала в процессах антропогенного эвтрофирования в акваториях контакта речных вод с морской. Как видно из табл. 1, за 20 лет в стоке р. Волги сумма фосфатов, азота и органического вещества увеличена в среднем в 3 раза. Только разница в азоте-фосфоре за этот период составляет 389 тыс. т. Если исходить из известной зависимости, что 1 кг фосфора и азота в условиях Каспия потенциально может способствовать образованию более 1000 кг биомассы бактериопланктона, то не трудно представить себе масштабы и интенсивность антропогенного эвтрофирования в нем.

Таблица 1

Многолетние изменения стока биогенных элементов и органического вещества р. Волги (Катунин, др., 1992; Зенин, 1965)

Годы	Фосфор, тыс. т		Азот, тыс. т		Кремнекислота, тыс. т	Органическое вещество, млн. т
	минеральный	органический	минеральный	Органический		
1960-1970	1,6	14,3	60,3	140,4	430,0	2,9
1970-1975	2,8	24,0	91,8	286,0	534,0	3,4
1976-1980	5,6	61,5	68,7	276,0	443,0	3,9
1981-1985	7,3	40,8	138,0	367,0	384,0	6,4
1986-1990	14,1	28,4	182,0	380,4	467,0	6,3

Эвтрофирование Северного Каспия интенсифицируется из года в год, способствуя биолого-биохимическому расходу кислорода воды. Так, за летний сезон 1971-1983 гг. первичная продукция возросла на 7 млн. т, а величина деструкции органического вещества в грунтах – на 2,6 млн. т.

Установлено, что при эвтрофировании вследствие накопления легкоминерализуемых органических веществ увеличивается численность биодеструкторов и в результате резко нарушается стабильность экосистемы моря. Также при этом водная масса и донные отложения обогащаются метаболитами водорослей и продуктами промежуточного распада субстратов – микроорганизмами. На начальном этапе эвтрофирования процессы фотосинтеза преобладают над деструкцией органического вещества, т.е. валовая первичная продукция в акваториях антропогенного эвтрофирования в море сначала становится больше единицы, а после – в результате накопления биомассы продуцентов, наоборот, преобладают процессы деструкции. Таким образом, увеличение потребления кислорода аэробными гетеротрофами приводит к его дефициту. Более того, в условиях гипоксии происходит дополнительный расход кислорода воды, т.к. в присутствии продуктов распада усиливаются окислительно-восстановительные процессы.

Наблюдения, повторно проведенные в летне-осенний период 1988 г., показали, что в акваториях Северного Каспия, где отмечается цветение фитопланктона, дефицит кислорода в придонных слоях воды сохраняется с июня до первой половины октября. На опасность расширения масштаба гипоксии в придонных слоях воды в период летней стагнации и углубления процесса указывают также Д,Н.Катунин и др. (1992). По их же данным среднее значение площадей гипоксии в Северном Каспии составляет в июне 7,8, а в августе – 13,8 тыс. км^2.

В Среднем Каспии процессы антропогенного эвтрофирования отмечаются почти повсеместно. Более интенсивно они протекают на западном шельфе, стимулируя биологическое потребление растворенного кислорода (табл. 2).

Следует отметить, что восточный шельф Среднего Каспия характеризуется бедностью минеральных соединений азота и фосфора. Так, в 60-70-х гг. с ранней весны до осени в воде нам не удавалось отметить наличие нитрат-нитритов и фосфатов (Салманов, 1968, 1987). В то же время, начиная с 1983 года, в этих районах даже в период вегетации бактериопланктона средняя концентрация азота-фосфора сохранялась на уровне 28-50 мкг/л. Более того, здесь происходит увеличение среднегодовых значений этих элементов. Например, по сравнению с 1988 г., в 1992-93 гг. в районах южнее Баутина почти до границы Южного Каспия содержание азот-фосфора возросло в 2,5-3 раза. Поэтому на восточном шельфе Среднего Каспия происходит интенсивное развитие фитопланктона до стадии цветения, что было несвойственно данному региону. За 20 лет – с 1969 до 1989 гг. – среднегодовая продукция фитопланктона на западном шельфе была увеличена в 4 раза и достигла 8,5-9,1 гС/м^2 сутки, а величина деструкции органического вещества возросла с 0,58 до 1,96 мг С/л сутки соответственно. Более контрастны эти показатели на восточном шельфе – в акваториях Урдюк-Ераливо, где при увеличении первичной продукции за 30 лет (1964-1993 гг.) на порядок величина деструкции органического вещества в воде возросла более, чем в 60 раз.

В центральной части Среднего Каспия среднегодовая продукция фотосинтеза фитопланктона за этот же срок увеличена на 70%, а величина деструкции как в воде, так и в грунтах – в 2 раза.

При усилении фотосинтеза фитопланктона заметное изменение произошло и в кислородном режиме воды моря, особенно в глубоководных его частях, что связано в основном с минерализацией органического вещества. Результаты определения кислорода, растворенного в воде, представлены в табл. 3.

Интенсивное антропогенное эвтрофирование протекает и в Южном Каспии. Только этот процесс здесь устойчив в так называемых контактных зонах, имеющих стационарную связь с потоками загрязненных вод. Характер эвтрофирования в западной части Южного Каспия заметно отличается от такового Среднего Каспия тем, что зона максимального развития фитопланктона перемещена здесь на

более глубоководные участки.

Примечательно, что деградация фитопланктона в сравнительно мелководных зонах отмечается в акваториях Сумгайытского, Пираллахынского, Шиховского, Гарадаг-Алятского разрезов. На Прикуринском, Кур-Косинском, Лянкяранском и Астаринском участках антропогенное эвтрофирование, как и в Среднем-Северном Каспии, начало формироваться с прибрежья. Примечательно еще то, что в акваториях, где происходит подавление физиологической активности водорослей, численность микроорганизмов и величина биологического потребления растворенного кислорода воды – максимальны. Результаты многолетних наблюдений над первичной продукцией фотосинтеза фитопланктона на западном шельфе представлены в табл. 4.

На западном шельфе Южного Каспия антропогенное эвтрофирование особенно прогрессирует в районах южнее устья р. Кура. В данном регионе устойчивое цветение воды расширяется к юго-востоку и в центральной части – над глубоководной впадиной, где среднесуточная величина первичной продукции и расход кислорода по сравнению с 1982 годом в 1997 году возросли на порядок. На восточном шельфе Южного Каспия эти процессы стали почти необратимыми в районах южнее Туркменского залива.

Таблица 2

Среднесуточные величины деструкции органического вещества (г $C/м^2$) в летний сезон

Разрез	1963	1968	1975	1981	1988	1997
Махачкала	2,3	2,6	3,7	6,6	7,4	12,3
Каспийск	2,4	3,4	4,8	7,9	8,4	9,7
Избербаш	1,4	3,2	3,8	6,4	7,3	8,8
Дербент	3,1	4,1	5,3	8,4	7,9	11,7
Самур	3,3	4,4	5,6	9,4	10,3	14,7
Худат	0,6	0,9	3,6	5,8	7,4	10,3
Хачмас	0,9	1,3	4,2	8,3	9,6	12,1
Ялама	0,7	0,9	1,9	3,8	6,2	9,7
Килязи	0,6	1,3	2,0	4,3	6,3	8,6
Среднее	1,7	2,5	4,0	6,8	7,9	10,1

Таблица 3

Изменение концентрации растворенного кислорода воды (мг O_2/л) в глубоководной части Среднего Каспия (ст. 5, Хачмас-Бекташского разреза) летом 1965, 1975, 1985 и 1995 гг.

Глубина	1965	1975	1985	1995
0,5	9,1	9,0	9,3	9,6
50	8,4	7,3	7,1	6,8
100	7,3	6,8	6,3	6,0
150	6,9	6,3	6,0	5,4
200	6,2	5,7	5,3	5,0
300	6,0	5,3	5,0	4,4
400	5,8	5,0	4,7	4,0
500	4,6	4,2	4,0	3,3
600	4,2	3,9	3,6	3,0
700	3,3	3,1	2,7	2,0
780	2,9	2,6	1,8	1,1

Таблица 4

Многолетние изменения среднесуточной продукции фитопланктона ($гС/м^2$) на западном шельфе Каспия по данным наблюдений за август

Разрез	Глуб. м	1960	1964	1968	1972	1976	1980	1989	1997
Сумгайыт	10	0,13	0,20	0,32	0,17	0,15	0,14	0,17	1,30
	25	0,63	0,74	0,88	0,70	0,89	1,04	1,44	3,80
	50	1,30	2,40	3,10	3,60	4,10	4,30	4,60	4,80
	100	0,60	0,94	1,70	2,80	3,11	3,96	4,50	5,70
Пираллахы	10	0,66	0,09	0,10	0,13	0,21	0,19	0,22	0,93
	25	0,11	0,13	0,17	0,20	0,18	0,17	0,24	0,83
	50	0,24	0,33	0,26	0,44	0,63	0,71	0,92	1,23
	100	0,93	1,20	2,30	3,46	4,30	4,86	5,30	5,80
Шихов	10	0,04	0,06	0,09	0,10	0,06	0,05	0,13	0,21
	25	0,60	0,35	0,20	0,33	0,74	1,10	1,36	1,70
	50	0,90	1,35	2,00	2,30	3,40	4,40	4,90	5,10
	100	2,30	2,86	3,10	3,80	4,10	5,20	5,60	5,93
Аляты	10	0,16	0,18	0,30	0,45	0,13	0,26	0,31	0,96
	25	0,22	0,27	0,43	0,36	0,29	0,46	0,87	1,20
	50	1,35	1,42	2,20	3,10	3,93	4,30	4,80	5,10
	100	0,96	1,27	1,93	2,40	3,60	4,10	4,60	5,90
Устье Куры	10	0,10	0,12	0,09	0,21	0,07	0,05	0,07	0,04
	25	1,30	2,20	3,60	2,90	3,20	4,60	5,10	6,24
	50	1,50	1,75	2,00	3,10	3,90	5,10	6,80	8,90
	100	2,10	2,76	3,10	3,84	4,90	5,70	6,90	7,60
Лянкяран	10	1,20	2,30	1,60	2,80	3,40	4,40	4,90	5,60
	25	1,54	1,74	2,60	3,30	4,20	5,30	6,30	7,90
	50	2,00	2,44	2,83	3,46	4,30	5,20	5,90	6,80
	100	2,40	3,10	3,70	4,30	5,30	6,20	6,60	8,70
Астара	10	1,96	2,30	2,90	3,30	4,10	4,70	5,60	7,90
	25	1,30	2,10	2,86	3,70	4,30	5,30	5,80	6,90
	50	1,90	2,30	3,30	4,10	5,30	6,20	6,80	8,30
	100	2,10	3,20	3,80	4,60	5,70	6,60	7,40	8,60

Следует отметить, что до 1975 года в открытой части Южного Каспия отмечалось наличие растворенного кислорода на всех глубинах в придонном слое воды. Так, в пробах воды в зонах максимальных глубин – 900-996 м кислород составлял 1,9-1,6 мг O_2/л соответственно. Содержание сероводорода (запах, черный цвет) в грунтах составляло не более 18-22% из сотни взятых образцов. В то же время наличие сероводорода в грунтах в году отмечалось в 43 из 56 образцов.

Устойчивость гипоксии в глубоководной части Южного Каспия доказывается тем, что процессы стагнации, водообмена, температурный режим и другие факторы не оказывают влияния на обогащение придонных слоев кислородом. Результаты определения кислорода в зимний сезон 1972 и 1995 гг. показали, что гипоксия глубоководных участков Южного Каспия стала устойчивой даже в зимний период и нет сомнения в том, что она является результатом эвтрофирования и представляет серьезную опасность для экосистемы Южного Каспия в целом. Экологические последствия антропогенного эвтрофирования в Каспийском море проявляются еще и в сокращении глубины трофогенного слоя в акваториях цветения, а также в интенсивном развитии анаэробных форм бактерий.

Многочисленные измерения прозрачности воды во времени и пространстве показали, что за последние 20 лет в Северном, Среднем и Южном Каспии эвфотический слой воды уменьшился в среднем на 1,2; 2,5 и 3 м соот-

ветственно. Также наблюдается изменение глубины температурной стратификации воды: в Среднем и Южном Каспии слой температурного скачка перемещен на 3,5 м выше обычного. Характерно, что в слоях термоклина биомасса бактериопланктона стала значительно больше: если в 60-70-х годах численность сапрофитных бактерий в слоях скачка была на 35-40% больше таковой поверхностных слоев, то по данным 1987, 1993 и 1997 гг. она превосходит численность гетеротрофов поверхностных горизонтов в 1,5-2 раза. Очевидно, увеличение на 40% расхода кислорода воды связано с активностью микроорганизмов, т.е. их минерализующей деятельностью органического вещества.

Следует отметить, что анаэробные бактерии – денитрифицирующие, сульфатредицирующие, метанобразующие, анаэробные клетчаткоразлагающие – обычно выделялись из образцов донных отложений. В воде в большей части они отсутствуют, за исключением изолированных, сильно загрязненных бухт-заливов (Салманов, 1987). В то же время за последние 8-10 лет эти бактерии стали обычными в бактериоценозе придонных слоев воды глубже изобат в 75-100 м. Также установлено, что увеличение роста первичной продукции, величины деструкции органического вещества, следовательно, и уменьшение процента насыщения воды кислородом положительно влияют на количественно-качественный состав анаэробных бактерий в Каспии.

ЛИТЕРАТУРА

БАРСУКОВА, Л.А. 1971. Многолетний биогенный сток р. Волги у Астрахани. *Тр. Касп НИРХ*, 26, 73-81.

ЗЕНИН, А.А. 1965, Гидрохимия Волги и ее водохранилище. Гидрометеоиздат. Ленинград. 180.

КАТУНИН, Д.Н. 1992. Гидрохимический режим и изменение экосистемы Каспийского моря в XX веке. В сб.: *Биоресурсы Каспия.* Астрахань, 160-162.

КАТУНИН, Д.Н., ИВАНОВА, Н.В. и др. 1992. Многолетние тенденции изменения биогенного и органического стока р. Волги у г. Астрахани. В сб.: *Биоресурсы Каспия.* Астрахань, 161-163.

САЛМАНОВ, М.А. 1968. Первичная продукция фотосинтеза фитопланктона на западном побережье Среднего и Южного Каспия. В сб.: *Биология Ср. и Юж. Каспия.* Наука, Москва, 64-70.

САЛМАНОВ, М.А. 1975. Первичная продукция и деструкция органического вещества Каспийского моря. *Тез. Всесоюзн. конф*. Пушкино, 73.

САЛМАНОВ, М.А. 1981. Численность и биомасса микрофлоры, первичная продукция и деструкция органического вещества Бакинской бухты. В сб. сектора микробиологии АН Азерб. ССР, 56-63

САЛМАНОВ, М.А. 1987. Роль микрофлоры и фитопланктона в продукционных процессах Каспийского моря. Наука, Москва, 216.

САЛМАНОВ, М.А. 1999. Экология и биологическая продуктивность Каспийского моря. Баку. 400.

© Н.А.Богданов, 2010

ИНДИКАЦИЯ ОСОБЕННОСТЕЙ ТРАНСФОРМАЦИИ РЕЛЬЕФА БЭРОВСКИХ БУГРОВ ПРИ КОЛЕБАНИЯХ УРОВНЯ КАСПИЯ ПО ГЕОХИМИЧЕСКИМ ХАРАКТЕРИСТИКАМ

Н.А.Богданов

Институт географии РАН
119017, Москва, Старомонетный пер., 29

Выявлены особенности трансформации рельефа бэровских бугров в Северо-Западном Прикаспии. Они обусловлены спецификой природных условий, включая наличие в толще разреза останцев плотно сцементированных карбонатно-гипсовых горизонтов, бронирующих гряды от деструкции. Эти обстоятельства при затоплениях и заливаниях дельты в периоды ингрессий Каспия способствовали формированию причудливого облика останцев, зачастую не соответствующего привычным представлениям об их формах. Теоретические и расчетные выкладки по разработке варианта трансформации рельефа обоснованы природными аналогами. Предложенный вариант объединяет, как частные случаи, некоторые представления ранее выдвинутых гипотез о механизме преобразования этих древних цокольных приморских дюн.

В условиях аридной зоны Северного Прикаспия в дельте Волги развиваются специфические морфодинамические и геохимические процессы. К ним относятся: повышенные минерализация поверхностных и грунтовых вод, глинистость, засоленность и карбонатность эолово-морских наносов; выпотной режим почв; активная эрозионная деятельность «блуждающих» русел дельтовых водотоков в моменты периодических заливаний территории при колебаниях уровня моря. Субширотная ориентировка вектора господствующих ветров в сочетании с аналогичными направлениями древних береговых линий и линейно-кулисной системы бэровских бугров дополняют специфику природных условий. Суммарная среднегодовая составляющая ветров В (23 %) и ЮВ (20 %) направлений достигает 43 %.

Границы зон затопления или кратковременного заливания дельты отражены в площадном распределении в почвах определенных химических веществ – литохимических трассеров – как индикаторов былых субаквальных условий осадконакопления. В пределах этих зон рельеф бэровских бугров претерпевал существенные изменения под воздействием сопровождавших послехвалынские ингрессии Каспия эрозионно-абразионных, дефляционных и аккумулятивных процессов. В результате сформировался современный рельеф останцев бэровских бугров, нередко отличный от привычных форм приморских дюн в гумидной зоне. Данные обстоятельства послужили одной из причин возникновения множества гипотез о происхождении бугров и механизме преобразования останцев. Особенности природных условий определили индивидуальные черты механизма перестройки этого рельефа.

Цель работы – выявить особенности трансформации рельефа бэровских бугров в дельте р. Волги на основе интерпретации почвенно-геохимических характеристик бэровской толщи отложений, а также попытка объяснить некоторые противоречия в толкованиях современной конфигурации останцев бугров.

Следует оговориться, что критический анализ разноречивых мнений по проблеме колебаний уровня моря не проводится. Он требует отдельного исследования. Приведен лишь краткий обзор в контексте поиска максимально возможных отметок уровня заливания рассматриваемой территории для последующего сопоставления с полученными автором данными о распределении в почвах бугров упомянутых индикаторов.

В ходе многолетних эколого-геохимических исследований юга Астраханской области с территории и в окрестностях Астрахани, а также в 40 поселках Лиманского, Икрянинского и Камызякского районов под руководством и при участии автора отобрано не-

сколько тысяч проб почв и почво-грунта из слоя 0-10 см. Густота сети отбора проб в сельской местности – 200 х 200 м. В окрестностях населенных пунктов изучен ряд каскадных ландшафтно-геохимических профилей (катэн) с отбором проб из горизонтов почвенных разрезов глубиной до 2 м. В пробах количественными и полуколичественными методами определялись микроэлементы, сульфаты, хлориды, другие химические соединения; карбонатность и глинистость отложений (Богданов, 2005).

Протяженность веерообразной многорукавной дельты Волги от вершины у с. Верхнелебяжье до морского края составляет 150-180 км, а вдоль последнего – 200 км. Нижняя граница верхней зоны дельты проходит по линии Астрахань – Красный Яр с абсолютными отметками по балтийской системе высот (БС) -24 … -23,5 м (Полонский и др., 1992). Южнее, в полосе средней-нижней части дельты шириной 90-100 км, простирается плоская, полого наклоненная к морю (6-8 см на 1 км) равнина.

Характерная черта древней аллювиально-морской равнины, периодически заливавшейся ингрессионными водами Каспия – наличие реликтового рельефа останцев бэровских бугров. Впервые они были изучены К.М. Бэром в середине XIX в. Он считал эти образования следствием катастрофически быстрого стока воды при внезапном понижении уровня моря. Стекавшая вода промыла борозды в мягком песчано-глинистом дне, создав систему бугров (Гладцин, 1939). Однако в данном случае преобладающей была бы субмеридиональная ориентировка гряд, противоположная наблюдающейся в натуре. Существуют и другие мнения об их генезисе: В.И. Мушкетов на рубеже XIX-XX вв. придерживался «собирательного образа» бугров, считая, что среди них есть формы разного происхождения – как следствие дислокаций в третичных породах, так и осушившиеся забурунья (устьевые бары) и заросшие дюны; в 1920-1930-х гг. появилось мнение П.А. Православлева, считавшего, что бугры – тектонические неровности типа брахиантиклиналей, которое вскоре было благополучно опровергнуто результатами буровых работ А.А. Богданова; примерно в те же годы взгляды Ф.Ф.Голынца, М.М.Жукова и А.А.Доскач были близки к толкованию К.М. Бэра (Гладцин, 1939). Первый из них связывал сток воды с таянием ледника, а бугры – с озами, что абсолютно неприемлемо. Два других исследователя, в отличие от К.М. Бэра, приписывали активную роль речным потокам, рассматривая бугры как эрозионные образования вследствие размыва поверхности дельтовыми водотоками; в 1940-1950-ые гг. Б.А. Федорович, Е.В. Шанцер и другие – как продольные эоловые гряды, ориентированные вдоль господствующих ветров. Механизм образования гряд в данном случае практически необъясним. Эоловую теорию в 1960-1970-ые гг. поддерживают и О.К. Леонтьев, Н.И. Фатеева, Л.Г. Никифоров, Г.А. Сафьянов, справедливо определяя бугры аналогом глиняных приморских дюн, образовавшихся в период межхвалынской регрессии моря в результате развевания шоколадных глин. Л.С. Берг и В.А. Николаев в 1950-ые гг. оценивали бугры как береговые валы отступившего хвалынского моря (Леонтьев и др., 1975; Зенкович и Попов, 1980). Ю.Г. Леонов, Ю.А. Лаврушин и Е.А. Спиридонова в 1995 г. выдвинули весьма сомнительную гипотезу – складкообразование за счет гравитационного смещения осадочных толщ на пологом палеошельфе (Чуйков, 1995). Наконец, Л.А., Жиндарев, Л.Г. Никифоров и Г.И. Рычагов в 2001 г. трактовали бугры как сложные цокольные эолово-морские образования, сформированные на основе осушенных в регрессию подводных песчаных гряд дна мелководного эстуария хвалыни в дельте Волги и переработанные последующими экзогенными процессами (Жиндарев и др., 2001). Рассмотрение сути наиболее приемлемых вариантов гипотез В.И. Мушкетова, К.М. Бэра, М.М. Жукова, А.А. Доскач, Б.А. Федоровича, Л.С. Берга, В.А. Николаева наводит на мысль: каждая из них абсолютизирует одну из сторон сложного механизма образования и перестройки морфологии бугров, происходивших в специфических природных условиях. Синтезирующее начало заложено в гипотезе Жиндарева, Л.Г. Никифорова и Г.И. Рычагова.

Близка к истине, на наш взгляд, точка зрения О.К. Леонтьева и др. (1975). В то же время, рассматриваемые образования во многом идентичны рельефу приморских валообразных дюн Прибалтики. Механизм их формирования

раскрыт В.Г. Ульстом (1957) на примере вершины Рижского залива. В пользу трактовки бугров как эолово-морских образований свидетельствуют закономерности строения, морфометрии и преобладающей субширотной ориентировки параллельных линейно-кулисных гряд (Леонтьев и др., 1975; Зенкович и Попов, 1980; Жиндарев и др., 2001; Якубов, 1955).

Длина гряд составляет от нескольких десятков метров до 20 км при средней ширине 200 м, высоте 6-10 м и расстояниях между ними от 200 м до 1,5 км. Бугры распространены как на территории дельты, охватывая ареалы подстепных ильменей, так встречаются и севернее пос. Енотаевки. Межбугровые понижения заняты, как правило, ильменными озерами и протоками. Пересыхания водоемов ведут к образованию соляных озер и солончаков. Высота бугров в нижней части дельты и на территории развития Западных подстепных ильменей в Лиманском районе достигает -9 м БС (16-17 м относительно днища ильменей пос. Оля). Осевые линии гряд на юге района несколько отклоняются к ЮВ. Южные склоны бугров выположены, а северные – крутые, часто обрывистые. Лоция Каспийского моря отмечает наличие на дне Северного Каспия островов и банок, сходных по облику с бэровскими буграми. Данное обстоятельство свидетельствует о достаточно высокой устойчивости к размыву этих древних субаэральных образований.

Важно отметить, что нередко крутизна наветренных восточных склонов больше подветренных, западных; встречаются останцы и с субмеридиональной ориентировкой длинных осей бугров. Эти последние особенности морфологии бугров противоречат, на первый взгляд, классическим представлениям о рельефе приморских дюн. Однако данное несоответствие представляется в значительной мере обусловленным суммарным эффектом от воздействия на морфологию реликтового рельефа гряд комплекса упомянутых природных факторов. В значительной мере механизм этого воздействия обусловлен особенностями состава частиц и строения толщи отложений бугров.

Материалом для образования бэровских бугров, наряду с песчаными наносами прадельты и береговой зоны хвалынского моря, послужили в основном нижнехвалынские «шоколадные» глины и суглинки. На них залегает своеобразная «бэровская» толща, отложения которой не прослеживаются в межбугровых понижениях (Гладцин, 1939; Леонтьев и др., 1975; Зенкович и Попов, 1980; Якубов, 1955). Стенки выемок автодорог (например, у поселков Оля, Бирючья Коса) вскрывают обнажения, характерные для разрезов валообразных дюн: текстура береговых валов основания толщи сменяется вверху клиновидной эоловой слоистостью. Мощность осадков достигает 15 м – это бурые, бесструктурные с поверхности слоистые легкие суглинки и пылеватые супеси, реже – пески, с примесью чешуек и плиток «шоколадных» глин, включениями раковинного детрита, в состав которого входят карбонаты и стронций. Отложения солей в древних аллювиально-морских и эоловых наносах – основной источник хлоридов и сульфатов, участвующих в современном континентальном засолении территории. Глинистость и засоленность отложений бугров увеличивается вниз по разрезу толщи в результате произошедшей гравитационной сепарации наносов, вмывания с поверхности атмосферными осадками глинистой их составляющей и водорастворимых солей. Содержание водорастворимых сульфатов увеличивается от песков и супесей (0,1-5 мг-экв.) вершин бугров к суглинкам (5-130 мг-экв.), достигая максимальных значений в солончаках межбугровых понижений. Здесь накапливаются лагунно-аллювиальные осадки. Так, в ильмене Забурунном у пос. Оля скважиной глубиной 10 м вскрыта 5-ти метровая толща илов, суглинков, песков, супесей, залегающих на хвалынских глинах, подстилаемых хазарскими суглинками с прослоями песков.

Для верхней толщи наносов бугров изучением катэн установлены достаточно характерные особенности почвенно-геохимического строения разреза (рис. 1). Они представлены на примере окрестностей Астрахани, где катэны охватывали вершины (-9 … -10 м БС), склоны бугров и межбугровые понижения (-24 … -23,5м БС) в районе аэропорта и трусовского правобережья. На вершинах и склонах бугров в разрезах зональных бурых полупустынных почв сверху вниз вскрыты горизонты:

А – 0-10 см – суглинисто-супесчанистый, серо-бурый, с пористой рыхлой корочкой (0,5-1,5 см);

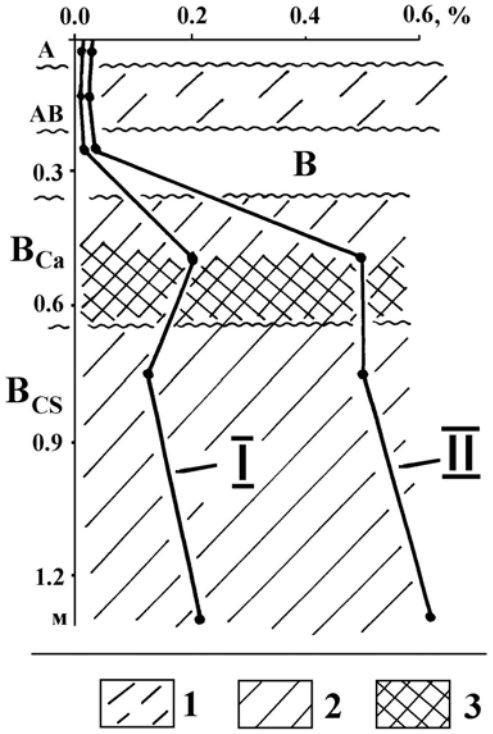


Рис. 1. Характерное расположение в разрезе бэровской толщи отложений бронирующих карбонатного (B_{ca}) и гипсового (B_{cs}) горизонтов
I и II – содержание Ca^{+2} и SO_4^{-2} соответственно, %; *1-3* степень уплотненности отложений: *1* – уплотненные, *2* – плотные, *3* – очень плотно сцементированные карбонатами. Буквами обозначены почвенные горизонты (А, АВ и т.д.), описываемые в тексте

АВ – 5-25 см – ярко-бурый, уплотненный, оструктуренный легкий суглинок;

В – 15-80 см – переходный, более светлый, менее плотный и оструктуренный легкий суглинок, пронизанный корнями растений;

Вса – 48-135 см – светло-бурый, белесоватый, плотно сцементированный карбонатами, в том числе в виде мицелия и стяжений белоглазок, бесструктурный легкий суглинок с незначительными включениями корней растений. Ниже залегает уплотненный, но более рыхлый, чем Вса, гипсовый (Вcs) горизонт с отсутствием корней растений.

Кровля горизонта Вса протягивается в разрезе параллельно поверхности склона. Содержания Ca^{+2} и SO_4^{-2} в указанных горизонтах резко увеличиваются от почти нулевых значений с поверхности до 0,2-0,7 % или 2-7 г/кг. В горизонте АВ разреза нижней части склона встречены следы оглеения в переходных бурых и аллювиально-луговых почвах, а на глубине 25-40 см обнаружены погребенные и очень плотные, оглеенные буро-серые суглинистые почвы комковато-ореховой структуры. Иллювиальные карбонатно-гипсовые горизонты погребены, очевидно, ниже 50 см. На участках межбугровых понижений в разрезе аллювиально-луговых и аллювиально-дерновых комковатых суглинистых почв (0-20 см) на горизонте 20-35 см вскрываются отложения ильменных и култучных озер. Осадки представлены переслаиванием гумусированного глинистого материала со светлым палевым и ожелезненным песком. Ниже по разрезу (35-65 см) залегает базальный горизонт оглеенного серовато-палевого песка с обилием ожелезненных пятен гумусированного материала. Базальный горизонт подстилается погребенными (65-90 см) почвами в виде темно-серого плотного бесструктурного среднего суглинка. Древние почвы развиты на буро-серых («шоколадных»?) бескарбонатных глинах с сильным оглеением и включением ржавых пятен. Судя по современным абсолютным отметкам поверхности понижений и расположению в разрезе погребенных почв, воды последней значительной ингрессии Каспия в XYII – начале XIX вв. заливали дельту, как минимум, до отметок -24 … -24,5 м БС. С определенной вероятностью, учитывая мощности (до 1 м) переотложенной толщи наносов, следы оглеения и ожелезнения погребенных почв подножий бугров и глубины (до 1-2 м) современных култучных озер, уровни подпора вод в периоды кратковременных заливаний и зона развития эрозионно-абразионных и аккумулятивных процессов могли достигать -22 … -21 м БС. В нижней части дельты эти изогипсы часто оконтуривают вершинные поверхности бугров (рис. 2).

В этой связи перестройка рельефа бэровских бугров, как реликтовых эолово-морских образований, в периоды ингрессий тесно связана с проблемой максимально возможных абсолютных отметок уровней затопления и заливания территории.

Представления о колебаниях уровня Каспия весьма разноречивы и размеры статьи не позволяют привести весь спектр мнений. Точки зрения ряда ведущих специалистов на этот процесс следующие. П.А.Каплин, Р.К.Клиге, Г.А. Сафьянов и другие считают, что за

последние 10 тыс. лет уровень моря не превышал отметок -34 … -20м БС, а за последние 100 лет – -29 … -25м БС. По мнению Г.И. Рычагова и других, в предшествовавшие 2-2,5 тыс. лет уровень (без учета сезонных сгонно-нагонных колебаний) также не поднимался выше -25м БС (Чуйков, 1995). Существуют сведения, что уровень Каспия изменялся от -30м БС в XI-XII вв. до -24 м БС в XYIII в. (согласно картам князя А.Б. Черкасского, материалам Ф.И. Саймонова, А. Колодкина, Л. Берга и др.) (Полонский и др., 1992). А.А. Вознесенский указывал, что с 1556 г. по 1694 г. уровень моря слабо понижался, затем до 1742 г. повышался на 4,1 м (саринская трансгрессия, по П.А. Православлеву), а с этого времени вновь понижался (Гладцин, 1939). О более высоком стоянии уровня моря в XYIII в., по крайней мере, выше -24 … -23,5 м БС (абс. отметок по линии Астрахань-Красный Яр), говорят и исторические документы. На гравюре голландского художника Корнилия де Бруина с панорамой Астрахани в 1703 г. волжские воды «…плещутся у самых кремлевских стен…» (Марков, 1994, стр. 59). Южную окраину города окружали в то время стоячие воды ильменных и култучных озер, солончаков. Под кремлевскими стенами располагалась Государева пристань, куда 19 июня 1722 г. прибыл Петр I с Императрицей: «...от Никольских ворот, к которым Император подъехал на шлюпке...” (Там же, стр. 58). Поворотная Зюзинская веха была установлена на открытом взморье. Результаты измерений Н.В. Аладиным (Чуйков, 1995) палеогалинности Северного Каспия по микроскульптуре ископаемых раковин *Ciprideis torosa*, отобранных из донных осадков взморья и наносов острова Жемчужный, свидетельствуют о максимальных ее значениях (12 г/л) для условий трансгрессии XYII – начала XIX вв. и подъеме уровня моря выше современного (конец 1980-х гг.) на 5-6 м или до отметок -22 … -21 м БС. В начале XIX в. наивысшая отметка (-22,5м БС) уровня Каспия наблюдалась на водомерном посту Баку (Добровольский, Залогин, 1982). Последовавшая за ингрессией конца XVII – начала XIX вв. регрессия моря была интенсивной (Гладцин, 1939): в 1860 г. о-в Колки находился в 9 км от берега, а в 1904 г. он соединился с материком. Нарастание берега составило в среднем 200 м/год. В 1930-ые гг. наблюдалось выдвижение берега близ рукавов р. Терек со скоростью до 96 м/год.

Исследования А.А. Свиточа (2006) свидетельствуют: за весь каспийский голоцен уровень Каспия не поднимался выше -20 м БС и не опускался ниже -50 м БС.

Корректность определения максимальных отметок заливания территории требует учета уровней катастрофических ветровых нагонов воды. Повышение уровня моря до -26 м БС увеличит, по мнению Л.Г. Синенко (Чуйков, 1995), число случаев этих нагонов в нижней части дельты в 10 раз и в 5 раз у Астрахани. Вероятность высоты нагонных уровней составит соответственно 2,2 и 1,1 м. Указанная вероятность подтверждается результатами инструментальных наблюдений в ноябре 1877 г.: у Астрахани высота нагона достигала 163 см при уровне моря -25,5м БС, т.е. кратковременному заливанию подверглись территории до отметок -23,9м БС. Нагон 12-15 марта 1995 г., даже при неэффективных для нагонов восточных ветрах вызвал повышение уровня воды в дельте на 0,3-0,4 м. С учетом нагонов и отметки уровня в XIX в. (Добровольский, Залогин, 1982) зона максимально возможных заливаний дельты и связанных с ними абразионно-аккумулятивных процессов расширяется до отметок -22 … -21м.

Кратковременные (сезонные и до 10-20 лет) (Полонский и др., 1992) моменты и более длительные периоды повышения уровня диагностируются изменением свойств морфолитосистемы – геохимии рыхлых отложений и морфологии склонов бугров. Подтверждением тому – распределение в почвах SO_4^{-2}, Cl^-, B и Sr, типоморфных для субаквальных ландшафтов аридной зоны. В качестве одного из примеров такой диагностики взят останец бугра в районе пос. Лиман. Селитебная зона поселка в настоящее время занимает поверхность, склоны бэровского бугра и межбугровые понижения, заполненные по северной окраине села водами ильменя. Системой проток и ериков он соединяется с главным дельтовым водотоком – р. Бахтемир. Рельеф местности существенно изменен хозяйственной деятельностью. Осевая линия бугра очертаниями напоминает параболическую дюну (рис.2).

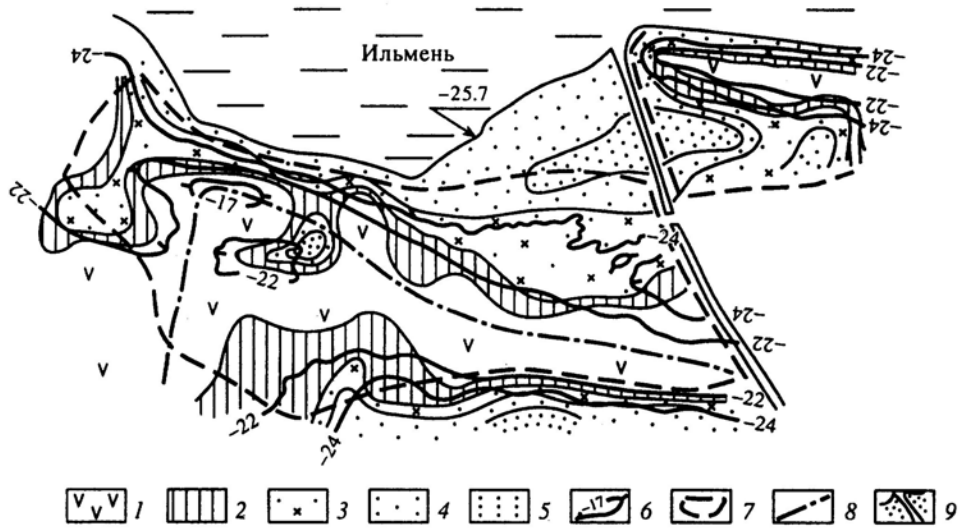


Рис. 2. Реконструкция границ затопления поверхности бэровского бугра по распределению значений Кс Sr в почвах, пос. Лиман (Сф=56 мг/кг)
Значения Кс, фиксирующие зоны затопления и заливания: *1* – территория (-17 … -21м БС), не подвергавшаяся затоплению в послехвалынское время (Кс ≤1); *2 – 5* – территории, заливавшиеся вплоть до начала XIX в. и подвергавшиеся воздействию абразионно-аккумулятивных процессов: *2* – нагонными водами с образованием остаточных водоемов (Кс = 2-11) и эрозионных врезов на вершине бугра (Кс= 1-1,5) в зоне высот местности -22 …-24 м БС; *3* – то же, субаквальный ландшафт при уровне моря -24 … -25м БС (Кс = 1,5-2); *4* – то же, с контурами остаточных водоемов при уровне моря -25 м БС (Кс =2-5); *5* – то же, Кс =5-11; *6* – изогипсы, м; *7* – граница селитебной зоны; *8* – осевая линия бэровского бугра; *9* – водный тракт

Распределение содержания хлоридов, сульфатов и бора в почвах контролируется ландшафтно-геохимическими и геоморфологическими особенностями территории. Связей их ореолов с техногенными объектами не обнаружено. Закономерности в распределении солей следующие: минимальные их количества приурочены к вершинам бугров; засоленность почв возрастает вниз по склонам, в сторону межбугровых понижений и берегов ильменей, где концентрация ионов максимальна. В субаэральных условиях химические соединения, связанные сульфат-ионом, более устойчивы, нежели хлориды. Почвенными аномалиями сульфатов трассируются последствия явлений: а) обогащения литосубстрата SO_4^{-2} при повышениях уровня засоленных водоемов; б) концентрирования солей испарением и подтягиванием растворов к поверхности песчано-глинистых осадков при падении уровня; в) импульверизации солей в условиях подтопления.

Более надежным, чем водорастворимые ионы, по устойчивости к вымыванию литохимическим индикатором былых субаквальных условий, представляется распределение в почвах стронция, входящего в состав ракушечного детрита (рис. 2). Аномалии его концентраций фиксируют: а) древние зоны затопления в результате ингрессий, заливания при нагонах и паводках, б) разновозрастные эрозионные врезы и ложбины перелива на пониженных участках поверхности бугров, генетически связанные с осцилляциями уровня Каспия. Распределение в почвах Sr показано в значениях коэффициента концентрации Кс: Кс =C_i/Сф, где C_i и Сф – содержание элемента в точке отбора пробы и на почвенно-геохимическом фоне (вершинные поверхности бугров, не заливавшихся во время ингрессий, а также установленный исследованиями в аналогичных ландшафтах района пос. Сасыколи на севере области). Совмещение геохимических данных с гипсометрией делает возможной интерпретацию ориентировочного расположения границ ореолов в свете известных отметок уровней ингрессий, позволяет уточнить отметки верхней границы зоны заливания (чуть выше -22 м БС). Лопастевидные и концентрические заливообразные контуры аномалий химических веществ на вер-

шинной поверхности древней параболической дюны, по-видимому, фиксируют древние эрозионные врезы – последствия перелива нагонных вод и формирования кратковременных пересыхающих озер во время ингрессий. Распределение индикаторов субаквальных условий иллюстрирует, кроме указанных явлений, также и тенденции развития процессов перестройки морфологии бугров.

Полученные геохимические материалы свидетельствуют: активные морфологические изменения, периодически возобновлявшиеся в зонах затопления и заливания рельефа при ингрессиях и нагонах, могли достигать отметок -22 … -21 м БС. Изменениям подвергались главным образом склоны гряд. Представленная на рисунке карта иллюстрирует возможность перелива нагонных вод через вершинную поверхность параболической дюны. Повторение этого явления может привести к расчленению дюны на разноориентированные останцы. Однако последнее явление происходило, по-видимому, сравнительно редко, ввиду повышенной в целом устойчивости этих образований к размыву. Эта устойчивость обусловлена особенностью строения верхней части разреза дюн: повышенная глинистость песков в сочетании с расположенным близко (~0,5 м) к дневной поверхности плотно сцементированным карбонатно-гипсовым горизонтом. Данная особенность способствовала, по всей видимости, своеобразной консервации морфологии бугров, даже при полном их затоплении на современном мелководье.

Предлагается следующая модель трансформации рельефа бэровских бугров Северного Прикаспия с учетом приблизительной оценки периода консервации гряд бронирующим горизонтом.

Ввиду многофакторности воздействия, данная модель имеет ряд ограничений: 1) образование плотно сцементированного карбонатного горизонта произошло уже после оформления гряд за счет промыва атмосферными осадками верхнего (мощностью в среднем 0,5 м) слоя суглинисто-супесчаных наносов, преимущественно в теплый период года; 2) среднегодовое количество осадков в жидкой фазе (с апреля по октябрь) без учета испаряемости и транспирации растениями аналогично современному – 132 л/м^2 в год (по данным ГМО «Астрахань»); 3) на 1 м^2 поверхности бугра масса 0,5 м^3 легких суглинков составляет 800 кг (при объемной плотности 1600 кг/м ^{3}); 4) первоначальный запас Ca^{+2} и SO_4^{-2} в данной массе наносов, судя по установленным их концентрациям в соответствующих горизонтах, – 1600 и 5600 г соответственно; 5) абсолютная растворимость солей Ca^{+2} при t^o =20^{o}C: $CaCO_3$ = =0,015 г/л и $CaSO_4$ = 2,4г/л.

Весьма приближенная продолжительность формирования горизонтов при данных допущениях получается частным от деления первоначального запаса анализируемых веществ в верхней толще наносов дюн на произведение среднегодового количества осадков и абсолютной растворимости солей. Она составила для $CaSO_4$ =18 и $CaCO_3$ =808 лет. Процесс концентрирования водорастворимых сульфатов, по-видимому, сопровождал рост аккумулятивных форм и способствовал изначальной их устойчивости к деструкции. Об этом косвенно свидетельствует повышенное (до 0,5-0,6 %) и достаточно однородное распределение в разрезе сульфатов ниже горизонта гипса (рис.1). Последний, очевидно, формировался также и за счет подтягивания растворов снизу в условиях выпотного режима почв в теплый период года. Полная консервация рельефа бугров (за исключением относительно рыхлой 0,5-1 метровой верхней толщи отложений) плотно сцементированным, устойчивым к дефляции карбонатным горизонтом длилась порядка 800 лет и произошла задолго до начала следующей после хвалынской – новокаспийской трансгрессии. В периоды повышений уровня моря склоны бугров перестраивались под воздействием волнового и флювиального факторов. Поперечный и продольный профили дюн, в силу указанных свойств разреза, приобретали непривычные для данных образований очертания (рис. 3-4).

Теоретические и расчетные выкладки по обоснованию модели подтверждаются конкретными примерами. Так, в результате расчленения гряд руслами рек сформировались крутые наветренные восточные склоны ряда бугров (р. Подстепок в поселках Кряжевое и Оранжереи и др.). Характерна в этом плане и перестройка облика параболической дюны (д.Зюзино, рис. 4). Неоднократное ее затопление в условиях господствовавшего в

береговой зоне ЮВ переноса вещества и энергии привело к размыву и увеличению крутизны наветренных склонов ее ЮВ и СВ отрогов. Шлейф существенно перемытых песков и супесей переотложен к З и СЗ от вершины абразионного останца дюны. Ветроволновое препарирование плотного карбонатно-гипсового горизонта наветренного склона обусловило более значительную крутизну последнего по сравнению с подветренным и повышенные содержания здесь в почвах бугра SO_4^{-2} до уровня -22м БС. Фоновое содержание Sr в почвах вершины бугра указывают на отсутствие ее заливаний выше отметок -22 … -21м БС. Несколько повышенные его концентрации в полосе отметок -24 … -22м БС говорят о кратковременности затоплений данной зоны. Перевевание песков и формирование более рыхлых толщ на подветренных склонах могло привести к разрушению выположенных и менее устойчивых к размыву отложений «замков» параболических дюн. Размыв последних в периоды ингрессий приводил к формированию двух разно-, в том числе и субмеридионально, ориентированных останцев (рис.3). Морфологические и литохимические признаки тенденции эрозионного расчленения «замка» параболической дюны по тальвегу древней лопастевидной ложбины, трассированной почвенной аномалией Sr, и предпосылка к формированию субмеридионально ориентированного останца бугра отчетливо наблюдаются на территории пос. Лиман (рис. 2).

Таким образом, в областях континентального засоления аридной зоны с повышенной суглинистостью древних аллювиально-морских и эоловых наносов существенная перестройка морфологии гряд, подобно классической в гумидном климате, затруднена (например, приморских дюн на берегах Северного, Балтийского и других морей). Плотно сцементированные карбонатно-гипсовые горизонты верхней части дюн бронируют их от размыва и дефляции. Для полной консервации бугра требуется порядка 800 лет. Следствием такой консервации являются специфические черты механизма перестройки рельефа бугров и формирование в отдельных случаях более крутых наветренных, чем подветренных склонов. Возможно также образование разноориентированных (относительно древней береговой линии) останцев размыва параболических дюн и достаточно хорошая сохранность гряд на современном шельфе.

Данные о латеральном распределении в поверхностном слое морфолитосистемы бугров литохимических индикаторов субаквальных условий осадконакопления – сульфат-иона и стронция – могут использоваться в комплексе с другими методами палеореконструкций для уточнения границ затопления ингрессиями и сезонных заливаний реликтового рельефа бэровских бугров в дельте Волги. Исследованием установлено: в период трансгрессии Каспия XVII – начала XIX вв. уровни кратковременных заливаний территории достигали отметок -22 … -21м БС, что согласуется и с результатами реконструкций А.А. Свиточа (2006).

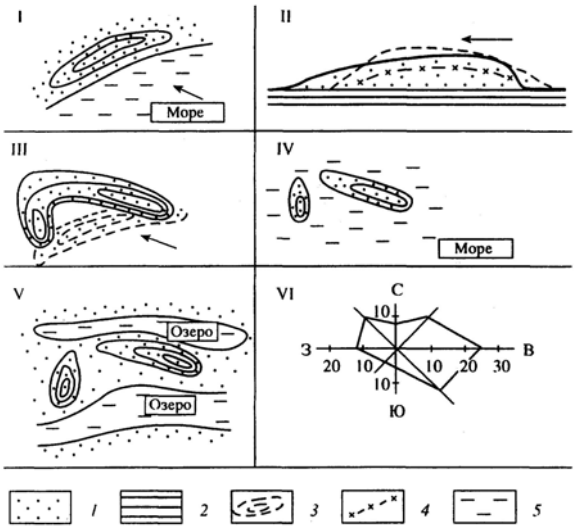


Рис. 3. Вероятностная модель формирования аномально ориентированных останцев бэровских бугров (вариант механизма перестройки приморской дюны)
I – дюнная гряда, сформированная на берегу позднехвалынского моря, II – перестройка поперечного профиля дюны под воздействием эолового фактора с проявлением противодефляционного эффекта от бронирующего плотно сцементированного карбонатно-гипсового горизонта (штрих-пунктиром показан первоначальный поперечный профиль поверхности дюны), III – стадия формирования параболической дюны, IV – размыв «замка» параболической дюны при затоплении территории последующими трансгрессиями, V – современное расположение разноориентированных останцев параболической дюны, VI – роза ветров, %, ст. «Лиман». *1* – пылеватые супеси, *2* – шоколадные глины, *3* – первоначальное расположение дюны, *4* – карбонатно-гипсовый горизонт в толще наносов бугра, *5* – акватории. Стрелками показана среднемноголетняя результирующая направления ветра

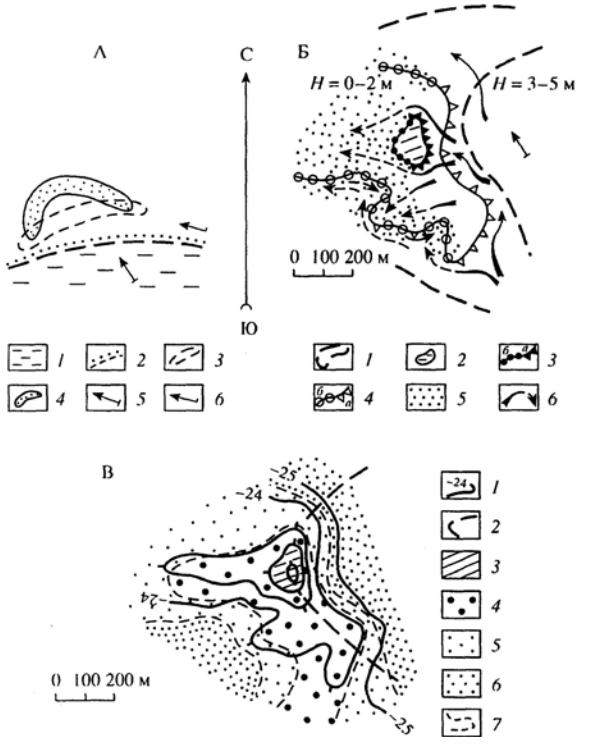


Рис. 4. Гипотетическая модель преобразования морфологии приморской дюны под воздействием дефляционно- и абразионно-аккумулятивных процессов в послехвалынское время (дер. Зюзино)

А – перестройка рельефа гряды в параболическую дюну на берегу позднехвалынского моря: *1* – море; *2* – береговая линия; *3* – первоначальный контур гряды; *4* – параболическая дюна; *5* и *6* – среднемноголетние результирующие прибрежного потока волновой энергии и направления ветра соответственно. **Б** – преобразование рельефа древней параболической дюны при последующих затоплениях и заливаниях территории до отметок -22…-21м БС (начало XIX в.): *1* – контуры параболической дюны; *2* – незаливавшийся останец (в виде острова) вершины дюны; *3* и *4* – зоны развития абразии (а) и аккумуляции (б) по берегам острова-останца и на подводном береговом склоне соответственно; *5* – область аккумуляции наносов на подводном береговом склоне в результате размыва затопленной части дюны; *6* – потоки наносов. Цифрами обозначены глубины (Н,м) над заливавшейся территорией при максимальных отметках уровня ингрессий. **В** – современная морфология останца древней дюны (бэровского бугра) и распределение в почвах концентраций (Кс) стронция (как индикатора былых субаквальных условий): *1* – изогипсы (через 1 м), м БС; *2* – осевая линия древней параболической дюны; *3* и *4* – значения Кс в ореолах Sr, фиксирующие зоны затопления и заливания: Кс <1 (незаливавшийся останец вершины бугра) и Кс =1-1,5 (зона кратковременных заливаний территории до отметок -22…-21 м БС) соответственно; *5* и *6* – зоны затопления при стоянии уровня моря на отметках -24…-25 м БС при Кс =1,5-2 и Кс =2-10 соответственно; *7* – границы ореолов стронция

Механизм перестройки рельефа бэровских бугров предложен в качестве рабочей гипотезы для объяснения образования необычных форм их останцев. В определенной степени он объединяет основные представления ранее выдвинутых соображений по их генезису. Многообразие и причудливость облика сформированных таким образом останцев создают в одних случаях впечатление, что это эрозионные образования, а в других – эоловые (продольные цокольные гряды). В данном контексте эти представления характеризуют частные случаи единого, во многом специфического, процесса развития рельефа цокольных приморских дюн Северного Прикаспия.

ЛИТЕРАТУРА

БОГДАНОВ, Н.А. 2005. Экологическое зонирование: научно-методические приемы (Астраханская область). Едиториал УРСС. Москва. 176.

ГЛАДЦИН, И.Н. 1939. Геоморфология СССР. Ч.1. Геоморфология Европейской части СССР и Кавказа. Государственное учебно-педагогич. изд-во Наркомпроса РСФСР. Ленинград. 233-243.

ДОБРОВОЛЬСКИЙ, А,Д., ЗАЛОГИН, Б.С. 1982. Моря СССР. Изд-во МГУ. Москва. 192.

ЖИНДАРЕВ, Л.А., НИКИФОРОВ, Л.Г., РЫЧАГОВ, Г.И. 2001. Морфолитодинамика береговой зоны приустьевых областей и проблема происхождения бэровских бугров. *Вестн. Моск. Ун-та, сер. 5. География*, 1, 44-51.

ЗЕНКОВИЧ, В.П. И ПОПОВ, Б.А. (под ред.) 1980. Морская геоморфология. Терминологический справочник. Береговая зона: процессы, понятия, определения. Москва. Мысль, 280.

ЛЕОНТЬЕВ, О.К., НИКИФОРОВ, Л.Г., САФЬЯНОВ, Г.А. 1975. Геоморфология морских берегов. Изд-во МГУ. Москва. 230.

МАРКОВ, А.С. 1994. Петр I и Астрахань. Форзац. Астрахань. 192.

ПОЛОНСКИЙ, В.Ф., ЛУПАЧЕВ, Ю.В., СКРИПТУНОВ, Н.А. 1992. Гидролого-морфологические процессы в устьях рек (прогноз). Гидрометеоиздат. Санкт-Петербург. 380.

СВИТОЧ, А.А. 2006. Иерархия и хронология голоценовых колебаний уровня Каспийского моря. В сб.: *Изменения природно-территориальных комплексов в зонах антропогенного воздействия.* Медиа-Пресс, Москва, 125-132.

УЛЬСТ, В.Г. 1957. Морфология и история развития в области морской аккумуляции в вершине Рижского залива. Изд-во АН Латв. ССР. Рига. 179.

ЧУЙКОВ, Ю.С. (под ред.). 1995. Каспий – настоящее и будущее (тез. докл. международн. конф.). ИТА "Интерпресс". Астрахань. 317.

ЯКУБОВ, Т.Ф. 1955. Песчаные пустыни и полупустыни Северного Прикаспия. Географгиз. Москва. 532.

© Г.И.Рычагов, В.Н.Коротаев, И.А.Лабутина, 2010

МОРФОДИНАМИКА ДЕЛЬТЫ ВОЛГИ*

Г.И.Рычагов, В.Н.Коротаев, И.А.Лабутина

Московский государственный университет
119991, Москва, Ленинские горы
e-mail: river@river.geogr.msu.su

Авторы предлагают новую версию геоморфологического строения дельтовой равнины Волги и хронологию этапов её формирования. Дается детальное описание геоморфологического строения уллучаевской старично-проточной (-22 – -23 м абс.) и новейших пойменно-островной и култучной (-24 – -26 м абс.) дельтовых поверхностей. История формирования дельты выдвижения Волги рассмотрена с учетом особенностей геоструктурного строения дельты, глубокой мангышлакской регрессии Каспия и неоднократных колебаний уровня моря в новокаспийское время. Приводятся новые данные о динамике морского края дельты Волги за последние 200 лет.

Дельта Волги издавна привлекала внимание ученых и считается одной из наиболее изученных территорий юга России. Геоморфологическому районированию дельты Волги посвящены работы Е.Ф.Белевич (1963, 1965, 1978), А.А. Алексина, О.К. Леонтьева и др. (1962), Г.В. Русакова (1983, 1990). Геология и история формирования дельты рассмотрена в работах В.П. Батурина (1951), М.В. Кленовой и др. (1951), Е.Ф. Белевич (1956), Г.И. Горецкого (1966), А.А. Свиточа (1994), А.А. Свиточа и Т.А. Яниной (1994), А.А. Свиточа и Т.С. Клювиткиной (2006), Г.И. Рычагова, В.Н. Коротаева и др. (2002). Авторы предлагают наиболее сбалансированную версию геоморфологического строения дельты Волги и этапов её формирования.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ДЕЛЬТЫ

Наиболее древняя часть дельты Волги представлена **старично-проточной дельтовой равниной,** которая располагается в вершинной области дельты, ограниченной с востока и запада верхними течениями дельтовых рукавов Волга и Бузан. Её северная граница совпадает с береговой линией Каспия на отметках около -22 м абс., сформированной во время уллучайской стадии новокаспия 3 тыс. лет назад. Большую часть этой дельты выдвижения занимает полого-гривистая пойма с большим количеством старичных озер, русел отмирающих проток и ериков на дельтовой поверхности с отметками -22 – -23 м абс. С этой равниной резко контрастирует строение более высокой поверхности новокаспийской **туралинской пойменно-дельтовой равнины**, осложненной отмершими поясами меандрирования и крупными прирусловыми гривами, сформированной около 7 тыс. лет назад в ингрессионном заливе Волго-Ахтубинского участка долины Волги. Это – переходная зона от Волго-Ахтубинской поймы к собственно дельте выдвижения. Здесь отсутствуют бэровские бугры. Абсолютная высота туралинской пойменной равнины колеблется от -20 до -22 м абс. (рис. 1).

Характерной особенностью **новейшей пойменно-островной дельтовой равнины**, сформированной после дербентской регрессии и расположенной ниже условной линии Астрахань – Марфино, является чрезвычайно густая сеть речных рукавов и проток, причем ветвление их возрастает к морскому краю дельты: если нижнюю часть дельты пересекают 223 водотока, то на морском крае дельты насчитывается до 900 устьев проток (Байдин, 1959). Большинство водотоков дельты Волги наследует древние эрозионные врезы, выработанные в хвалынских, а местами и в хазарских морских отложениях, которые впоследствии были заполнены волжским аллювием. В настоящее время гидрографическая сеть дельты Волги формируется в рыхлых послехвалынских ал-

* Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 07-05-00525)

лювиальных и аллювиально-морских отложениях. В зоне распространения бэровских бугров дельтовые рукава подмывают их склоны. По данным непрерывного акустического профилирования мощность русловых накоплений в западной и восточной частях дельты Волги колеблется в среднем от 2 до 5 м, достигая 10–25 м на месте древних ложбин стока волжских вод в центральной части дельты. На участках пересечения дельтовыми водотоками так называемой бугровой зоны рыхлые отложения местами практически отсутствуют. Дно в таких местах сложено коренными глинами с наброской битой ракуши. Подобное литологическое строение русел современных дельтовых водотоков приводит к дефициту влекомых наносов и обуславливает региональные особенности русловых процессов.

Между дельтовыми рукавами располагаются обширные плоские острова, сложенные преимущественно современными аллювиальными песчано-глинистыми отложениями. Высота их над меженным уровнем закономерно снижается от 3–4 м в верхней части дельты до нескольких десятков сантиметров у её морского края. Наиболее общей чертой строения этих островов являются приподнятость их краев (за счет прирусловых валов с относительной высотой 0,2–2,0 м) и более низкое гипсометрическое положение центральных участков. На поверхности островов можно наблюдать также многочисленные ложбины, сохранившиеся на месте отмерших проток; старичные озера, округлые понижения, являющиеся следами обсохших или заросших култучных и ильменных озер, которые оказались включенными в пределы дельты в ходе выдвижения её внешнего края. Абсолютная высота этой части новейшей дельтовой равнины -24 – -26 м.

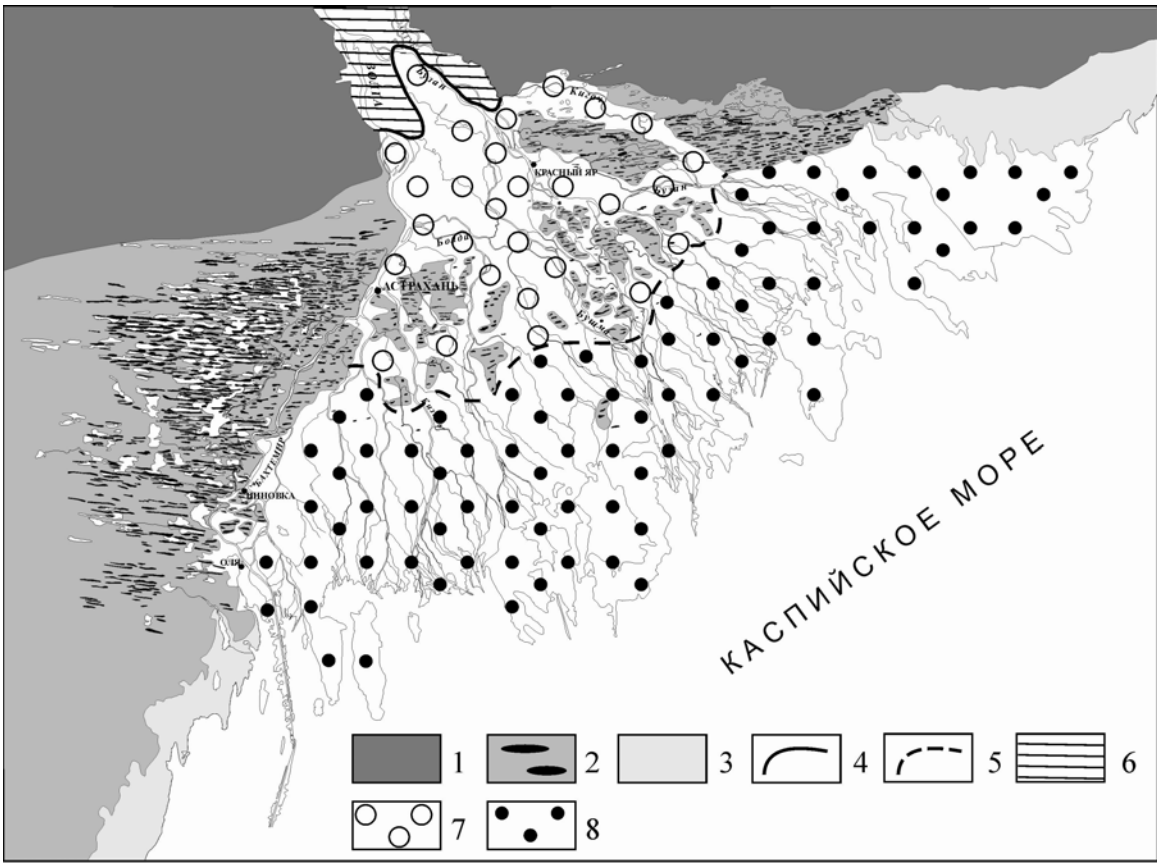


Рис. 1. Схема геоморфологического районирования дельты Волги. 1 – хвалынская морская равнина, 2 – участки реликтового рельефа бэровских бугров, 3 – новокаспийская морская равнина, 4 – береговая линия уллучайской стадии новокаспия (-21 - -22 м абс.), 5 – береговая линия новейшей стадии новокаспия (-24 м абс.), 6 – туралинская пойменно-дельтовая равнина (7 т.л.н.), 7 – уллучайская старично-проточная дельтовая равнина (3 т.л.н.), 8 – новейшая пойменно-островная и култучная дельтовая равнина (менее 500 лет)

Нижняя (приморская) часть новейшей дельты, располагающаяся южнее условной линии Самосделка – Тузуклей – Зеленга – Мултаново – Сафоновка, имеет облик **култучно-дельтовой аллювиальной равнины**, сформированной из многочисленных молодых дельтовых конусов выноса. Характерной особенностью этой части новейшей дельты Волги являются наличие густой сети водотоков веерной формы, незначительная высота поверхности дельты над меженным руслом (0,5–2 м), близкое залегание грунтовых вод и избыточная увлажненность поверхности. В половодье большая часть дельты в этой зоне затапливается, образуя мелководные водоемы – полои. Выносы дельтовых рукавов и проток накапливаются вблизи их устьев, образуя в акватории авандельты выдвигающиеся в море косы и осередки устьевых баров. Искусственное углубление баровых бороздин и ограждение их с обеих сторон отвалами грунта, которые постепенно закрепляются растительностью, приводят к обособлению этих участков авандельты от окружающего водного пространства и превращению их в своеобразные продолжения дельтовых водотоков – банки, концентрирующих большую часть стока Волги на устьевом взморье. Водные пространства, разделяющие банки, превращаются в мелководные заливы – култуки, постепенно заиливающиеся и зарастающие водной растительностью.

Осваивая бывшие участки дна волжского взморья, дельтовые рукава в пределах приморской зоны дробятся на множество мелких водотоков, слепо заканчиваясь в култучных понижениях (Чулпан, Сухонский банк, Рычанская и другие). Здесь быстро происходит перестройка гидрографической сети: зарастают русла отмерших ериков, возникают новые водотоки путем прорыва береговых валов; густая веерная сеть ериков вблизи морского края дельты вновь сливается в однорукавные протоки, продолжающиеся на взморье обвалованными руслами. Таким образом, наиболее характерным процессом в приморской зоне является формирование разветвленной сети мелких водотоков, рассредоточение стока магистральных рукавов по ерикам и протокам, массовая аккумуляция речных наносов и выдвижение морского края дельты. Абсолютные высоты култучной равнины колеблются от -26 до -27 м.

ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ДЕЛЬТЫ ВОЛГИ

Дельта Волги – это своеобразный феномен природы. Его особенность заключена в специфике условий, оказавших влияние на формирование её рельефа. К их числу относятся: 1) *Геоструктурное положение дельты*. Она приурочена к положительной тектонической структуре (валу Карпинского). Следствием этого явилось развитие почти плоской поверхности обширного устьевого взморья, сдерживающей (в пределах определенного интервала высотных отметок) влияние колебаний уровня моря на гидрологический режим и развитие рельефа дельты (так называемая «буферная зона»). Существование этого обширного мелководья в эпоху последних стадий позднехвалынской трансгрессии Каспия обусловило формирование в его пределах уникального грядового рельефа – начальных форм бэровских бугров; 2) *Глубокая регрессия Каспия в мангышлакское время*. Вся территория современной дельты, её устьевого взморья и Северного Каспия в эту эпоху превратилась в сушу, подвергшуюся воздействию эрозионных, соланчаково-дефляционных и эоловых процессов. Именно к этому времени относится преобразование грядового рельефа, сформированного на мелководье позднехвалынского моря, в тот рельеф бэровских бугров, который наблюдается в дельте Волги и её окрестностях, и которым дельта Волги отличается от всех других дельт. Одновременно в пределах территории современной дельты произошел врез двух наиболее крупных рукавов Волги, следовавших за отступающим позднехвалынским морем, которые впоследствии, в ходе нововокаспийской трансгрессии, были заполнены новокаспийскими аллювиально-морскими отложениями. В настоящее время реликтовые врезы прослеживаются в современном рельефе более низкими отметками поверхности и по отсутствию в их пределах бэровских бугров. Долгое время на месте бывших врезов в рельефе дельты сохранялись заливы – Синее Морцо в устье Кигача и Кабанкул в устьях Бузана и Болды; 3) *Неоднократные колебания уровня Каспия в новокаспийское время*. Как теперь известно, первые пики новокаспийской трансгрессии охва-

тывали длительный отрезок времени в начале голоцена. Уровень моря при этом не поднимался выше -25 м абс. высоты. До этой отметки в результате абразии были уничтожены (срезаны) бэровские бугры, цоколи которых наблюдаются в настоящее время в прибрежной зоне Северного Каспия. В пределах современной дельты Волги береговая линия первых пиков новокаспийской трансгрессии совпадает с южной границей распространения бэровских бугров (Рычагов, 1997). Южнее этой границы расположена описанная выше култучно-дельтовая равнина. Во время максимума новокаспийской трансгрессии (туралинская стадия) вся дельта, Волго-Ахтубинская долина до условной линии Сероглазовка – Хошеутово и прилегающие к ней территории были залиты морем. К этому времени относится формирование четкой границы позднехвалынской морской равнины, подвергшейся в мангышлакское время эоловой переработке, с западными и восточными подстепными ильменями, подтопленными водами новокаспийского моря. Следствием неравномерного отступания максимальной стадии новокаспия, сопровождавшегося кратковременными повышениями уровня, явилось возникновение в вершинной части современной дельты дельтовых рукавов широтного направления – Бузана и Кигача на севере, Кривой и Прямой Болды и Кривого Бузана на юге, а также серии проток и ериков между ними. Формирование пойменно-дельтовой равнины (дельты выдвижения), занимающей большую часть площади современной дельты Волги, началось 2–2,5 тыс. лет назад после уллучайской стадии новокаспийской трансгрессии. Наличие бэровских бугров в дельте Волги оказало в это время огромное влияние на формирование и специфику рисунка её гидрографической сети (например, коленообразные изгибы русел, обычно не свойственные для водотоков, развивающихся в рыхлых осадках); 4) *Уникальные природные явления*. В условиях повышения уровня моря на 1,5 м (1956–1996 гг.) в некоторых култучных заливах (например, култук Сазаний) наблюдалось не подтопление, а их заполнение речными наносами (эффект «буферной зоны»).

Новейший этап развития дельты относится к историческому времени. Он, по сравнению с предыдущими этапами, характеризуется резким увеличение роли речных гидрологических процессов, обусловивших формирование флювиальных элементов рельефа – пойм, русел, прирусловых валов и т.д. и преобладание аллювиально-дельтового типа осадконакопления, лишь в периферических частях дельты сохранившего ильменно-култучный и авандельтовый характер. В этот период произошло дальнейшее выдвижение морского края дельты, обсыхание култучной зоны и её смещение к авандельте, в пределах которой появилось множество новых низменных островов и их срастание. На осушенных участках дельты луговая растительность сменила гидрофитную флору, с исчезновением которой прекратилось накопление специфических фаций тонких органогенных авандельтовых осадков. Наиболее активно выдвижение дельты происходило на участках проток Бахтемир, Камызяк и банок Белинский и Карайский. Начавшийся в 1978 г. подъем уровня Каспийского моря, когда в 1995 г. он достиг отметки -26,6 м абс., пока не внес существенных изменений в современные процессы дельтообразования.

ДИНАМИКА МОРСКОГО КРАЯ ДЕЛЬТЫ

Положение морского края дельты Волги определяется в основном высотой уровня Каспийского моря: при понижении уровня морской край дельты смещается в сторону моря, при повышении – в сторону суши. Дополнительной причиной выдвижения морского края дельты в море служит отложение речных наносов. Формирование дельты Волги за последние 200 лет шло в основном на фоне понижающегося уровня моря.

Возможность оценки масштабов изменения морского края дельты Волги неоднократно привлекала внимание исследователей. Обычно такие оценки охватывают отдельные этапы почти 200-летнего отрезка истории дельты и нередко существенно различаются у разных авторов, что связано с чрезвычайной сложностью объекта исследования. Тем не менее все авторы уверенно свидетельствуют об общей тенденции к нарастанию морского края дельты в этот период.

Опираясь на известные данные о коле-

баниях уровня Каспийского моря, на исторические карты, собственные наблюдения и литературные источники (Белевич, 1956, 1958; Байдин, 1959; Николаев, 1962 и др.) О.К. Леонтьев (Леонтьев, Фотеева, 1965), дает следующую общую картину нарастания дельты Волги примерно за 150 лет. В начале позапрошлого столетия, когда уровень Каспия был выше современного, дельта выдавалась в море только в своей западной части. На месте восточной части дельты было лишь несколько узких и мелководных заливов, глубоко вдававшихся в сушу. Самый северный из них – залив Синее Морцо – заходил своей вершиной юго-западнее Астрахани до района с. Тумак. К 70-м годам XIX столетия эти заливы перестали существовать, превратившись в култучную равнину наземной части дельты. Начался процесс выравнивания внешнего края дельты. В восточной половине дельты произошло значительное нарастание её площади. Общий прирост площади дельты составил около 390 км^2.

Начиная с середины 60-х годов XIX столетия, динамику морского края дельты можно проследить по топографическим картам масштаба 1:420 000 (1869 г.), 1:100 000 (1927 г.), Плану дельты реки Волги масштаба 1:210 000 (1914 г.), а с 1981 г. – по космическим отечественным и зарубежным снимкам 1981, 1989 и 2005 годов съемки (рис. 2).

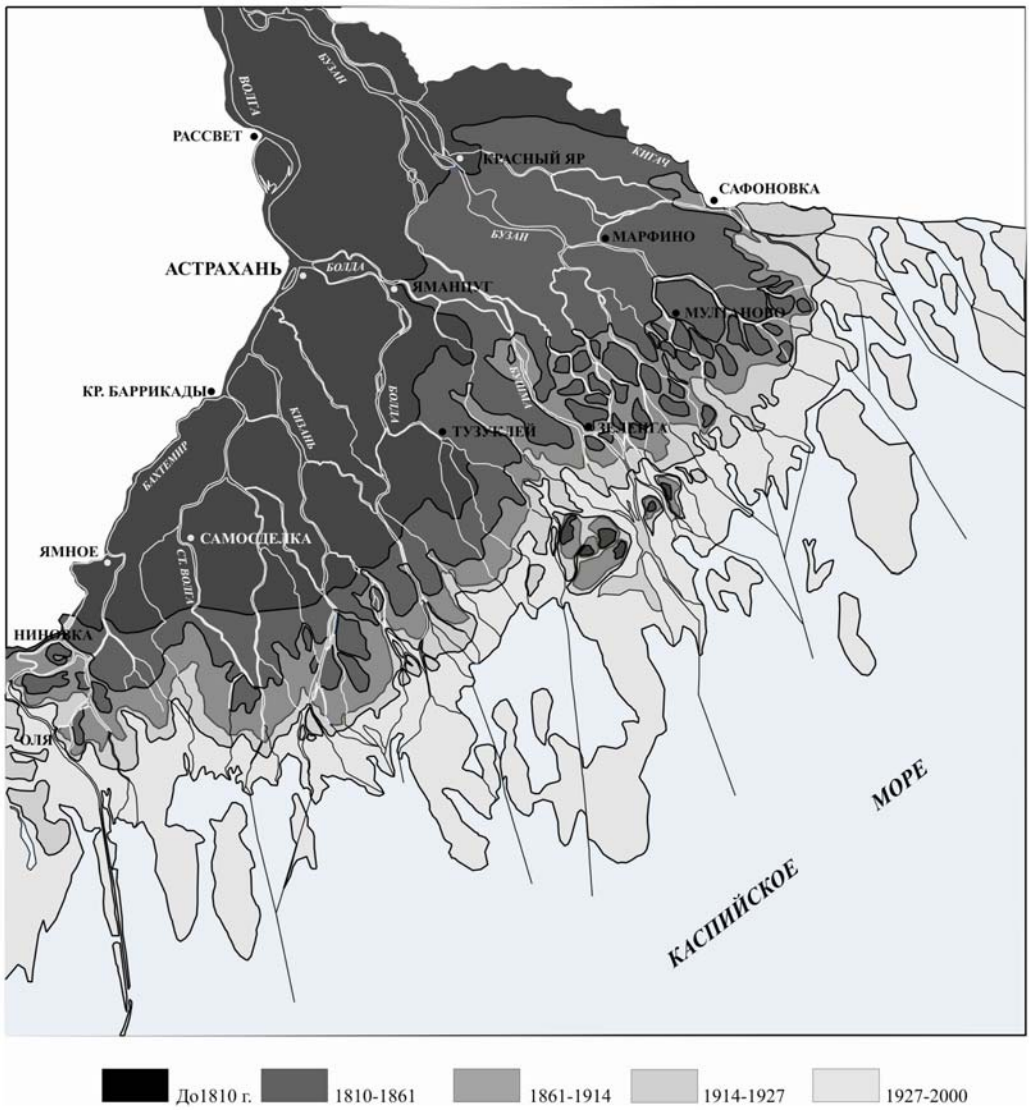


Рис. 2 . Схема прироста морского края дельты Волги за период 1810-2000 гг. 1 – до 1810 г., 2 – 1810-1861 гг., 3 – 1861-1914 гг., 4 – 1914-1927 гг., 5 – 1927-2000 гг.

При сравнении карт Корпуса военных топографов (1869 г.) и Плана дельты Волги (1914 г.) видно, что край дельты выдвигался в этот период по всему периметру, но по-разному в западной и восточной ее частях. В западной части прирост дельты составил 0,5–1,0 км при наибольшем значении около 2 км в системе Камызяка, а в восточной – в среднем около 1,5 км при максимуме около 2,5 км. За период между двумя съемками (около 45 лет) при относительно стабильном уровне моря (колебания в интервале от -25,4 до -26,2 м) происходило выравнивание морского края дельты, а прирост шел преимущественно за счет аккумуляции речных наносов в устьях водотоков (около 1 тыс. км^2).

Короткий период 1914–1927 гг. интересен значительными (до 0,5 м) колебаниями уровня моря при наметившейся общей тенденции падения. Начавшееся понижение уровня моря привело к увеличению скорости нарастания дельты. Если в предыдущий период она составляла на разных участках 10–50 м/год, то в рассматриваемый период ее значение возросло на порядок. Прирост площади составил 0,8 тыс. км^2 и шел примерно равномерно по всему периметру, поэтому общий контур дельты практически не изменился.

Интервал 1927-1981 гг. относится к периоду интенсивного падения уровня моря, продолжавшегося до 1977 г., когда уровень понизился на 3 м. Интенсивное падение уровня моря явилось причиной ускорения продвижения в сторону моря русел водотоков, обмеления устьевого взморья и образования широких отмелей и обширных морских осушных островов. Значительно увеличилась извилистость границы собственно надводной дельты. Внешний край дельты за это время сильно изменился и из-за вмешательства человека: многие рукава обмелели, что потребовало дноуглубительных работ и строительства рыбоходных каналов. Это привело к перераспределению стока в водотоках и отмиранию мелких проток.

За этот период площадь дельты (с морскими осушными островами) увеличилась с 5,8 до 8,4 тыс. км^2. Средний (за период) прирост площади составил около 40 км^2/год и шел преимущественно за счет понижения уровня моря. Площадь аллювиальных островов оказалась в несколько раз меньше, чем площади осушившихся мелководных участков взморья, сформировавшихся за это время. На месте отмелей образовались и интенсивно увеличивались в размерах такие крупные осушные острова, как Макаркин, Зюдев, Галкин, Сетные, Блинов. К концу периода падения уровня некоторые из них были присоединены к дельте сплошными тростниковыми зарослями. Высота островов над водной поверхностью межени составляла около 1 м.

Край надводной дельты (без морских островов) продвинулся в западной части дельты в среднем на 5 км, а в восточной – на 6-7 км. Самый активный рост шел вдоль каналов, проложенных в устьях крупных водотоков. Так, вдоль Волго-Каспийского судоходного и Никитинского рыбоходного каналов край дельты продвинулся на 12 км. В районе Белинского банка, на месте култука, вдававшегося в конце XIX в. далеко в надводную дельту и разделявшего ее на западную и восточную части, процесс образования новых островов шел наиболее интенсивно: прирост составил более 16 км.

С 1978 г. уровень Каспийского моря начал повышаться. В начале периода изменения на морском крае дельты и приустьевом взморье не были столь очевидны, как в предыдущий период. Сравнение карт, составленных по космическим снимкам 1981 и 1989 гг., показало, что площадь надводной дельты увеличилась на 0,7 тыс. км^2. Продвижение края в западной части дельты измерялось десятками метров, в отдельных местах – до 0,5 км, а в восточной части, вдоль некоторых рыбоходных каналов достигало 1 км. Объясняется это тем, что, несмотря на увеличение глубин, продолжалось формирование новых зарослей тростника, их уплотнение и даже образование на некоторых участках акватории сплошных массивов.

В 1990-х годах ситуация стала иной: при высоком уровне моря продвижение края надводной дельты (без морских островов) наблюдалось не по всему морскому краю, а на отдельных участках как в устьях проток, так и за счет прироста тростниковых зарослей, и составляло 0,3–0,8 км. Только вдоль Белинского канала за счет уплотнения зарослей тростника положение края изменилось на 5 км.

Более существенные перемены наблюдались в тростниковых зарослях в приустьевой акватории. Вблизи края надводной дельты, частично защищенного от волнения и ледовых подвижек, идет разрастание тростника, а вблизи свала глубин – разрушение. Изреживание сплошных зарослей началось и на осушных островах. За период с 1989 по 2005 г. разрастание зарослей произошло на площади 90 км^2, а разрушение – на площади 440 км^2, что составляет 26% от площади тростниковых зарослей в 1989 г.

Выводы:

1. На большей части территории дельты Волги распространена новейшая дельтовая равнина с характерной веерной формой гидрографической сети. Наиболее старые дельтовые отложения (уллучайская пойменно-дельтовая равнина) находятся в привершинной части дельты Волги в районе между дельтовыми рукавами Волга и Бузан.

2. Изменения морского края дельты зависят от колебаний уровня моря и от изменчивости речного стока.

3. Формирование дельты связано с двумя основными факторами: аккумулятивной деятельностью дельтовых водотоков и зарастанием мелководных участков устьевого взморья тростником, способствующим накоплению осадков тонких фракций. Действие этих факторов меняется в зависимости от колебаний уровня моря: 1) при относительно стабильном положении уровня оба фактора действуют в равной степени; 2) понижение уровня вызывает активизацию процессов аккумуляции наносов на краю надводной дельты, а на взморье – процессов зарастания.

4. Особенности геоструктурного положения дельты Волги и прилегающеей к ней акватории Северного Каспия обусловили разную скорость реакции на изменения уровня моря: 1) падение уровня вызывает быстрый рост дельты; 2) при подъеме уровня моря процессы разрушения и тенденция к выравниванию внешнего контура дельты проявляются с существенным запозданием.

ЛИТЕРАТУРА

АЛЕКСИН, А.А., ЗАХАРОВА, Л.Я., ЛЕОНТЬЕВ, О.К. и др. 1962. Структурно-геоморфологические исследования в дельте Волги. Структурно-геоморфологические исследования в Прикаспии. Гостоптехизат. Ленинград. 420 - 438.

БАЙДИН, С.С. 1959. Процессы дельтообразования и гидрографическая сеть дельты Волги. *Тр. ГОИН,* 45, 5-51.

БАТУРИН, В.П. 1951. Введение в геологию дельты Волги. *Тр. ГОИН*, 18 (30), 3-17.

БЕЛЕВИЧ, Е.Ф. 1956. К истории дельты Волги. *Тр. Океанограф. Комиссии АН СССР*, 1, 37–56.

БЕЛЕВИЧ, Е.Ф. 1963. Районирование дельты Волги. *Тр. Астраханского заповедника*, 8, 401-421.

БЕЛЕВИЧ, Е.Ф. 1965. Геоморфологическая характеристика авандельты реки Волги. *Тр. Астраханского заповедника*, 10, 81-103.

БЕЛЕВИЧ, Е.Ф. 1978. Развитие низовьев дельты Волги. *Изв. АН СССР. Сер. географ*., 5, 79-89.

КЛЕНОВА, М.В. (под ред.). 1951. Геология дельты Волги. Гидрометеоиздат. Ленинград. 395.

ГОРЕЦКИЙ, Г.И. 1966. Формирование долины р. Волги в раннем и среднем антропогене. Наука. Москва. 412.

ЛЕОНТЬЕВ, О.К., ФОТЕЕВА, Н.И. 1965. Геоморфология и история развития северного побережья Каспийского моря. Изд-во Моск. ун-та. Москва. 152.

НИКОЛАЕВ, В.А. 1962. Геологическая история, рельеф и аллювиальные отложения Волго-Ахтубинской долины и дельты Волги. В кн.: *Природа и сельское хозяйство Волго-Ахтубинской долины и дельты Волги.* МГУ, Москва, 11-56.

РУСАКОВ, Г.В. 1983.Современные геоморфологичесие процессы в авандельте Волги. В кн.: *Геолого-геоморфологические исследования Каспийского моря.* Наука, Москва, 103-105.

РУСАКОВ, Г.В. 1990. Геоморфологическое районирование дельты Волги. *Геоморфология,* 3, 99-106.

РЫЧАГОВ, Г.И. 1997. Плейстоценовая история Каспийского моря. МГУ. Москва. 268.

РЫЧАГОВ, Г.И. КОРОТАЕВ, В.Н., ЛАБУТИНА, И.А. и др. 2002. Нижняя Волга: геоморфология, палеогеография и русловая морфодинамика. ГЕОС. Москва. 242.

СВИТОЧ, А.А., ЯНИНА, Т.А. 1994. Строение и развитие дельты Волги. *Геоморфология,* 4, 11-24.

СВИТОЧ, А.А., КЛЮВИТКИНА, Т.С. 2006.Бэровские бугры Нижнего Поволжья. Изд-во Географического ф-та МГУ. Москва. 159.

© В.Б.Ибрагимов, 2010

ГОСУДАРСТВЕННАЯ ТЕРРИТОРИЯ И ПРОСТРАНСТВЕННЫЙ ПРЕДЕЛ РАСПРОСТРАНЕНИЯ СУВЕРЕНИТЕТА ГОСУДАРСТВА

В.Б.Ибрагимов

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

Предметом анализа в настоящей статье являются следующие положения: трактовка понятия «государственная территория» и определение пространственного предела распространения суверенитета государства с позиций законодательства Азербайджанской Республики и международного права. Рассматриваются все составные части государственной территории: суша, водные объекты (в том числе принадлежащая Азербайджанской Республике часть акватории Каспийского моря и состояние проблемы определения ее международно-правового статуса), воздушное пространство над ними и недра под ними. Предлагается новая редакция ряда правовых норм (в том числе норм-дефиниций) национального законодательства.

По известным причинам вопросы, связанные с «территориальной целостностью», «территориальными претензиями», «территориальным верховенством власти» и др., находятся в центре внимания общественности и широко обсуждаются в научной литературе и средствах массовой информации. Очевидно, все они вытекают из содержания одной фундаментальной правовой категории «государственная территория», которая, согласно международному праву, представляет собой «пространство, в пределах которого государство осуществляет верховную власть (суверенитет)» (Игнатенко и Тиунов, 2008). Правовой режим этой территории, как правило, устанавливается внутренним законодательством государства и включает в себя также правила, предусмотренные международными договорами с его участием.

Учитывая актуальность проблемы, предметом анализа в настоящей статье будут следующие положения: трактовка понятия «государственная территория» и определение пространственного предела распространения суверенитета государства с позиций законодательства Азербайджанской Республики и международного права.

1. Государственная территория Азербайджанской Республики

Согласно части 2 статьи 11 Конституции Азербайджанской Республики, «внутренние воды Азербайджанской Республики, принадлежащий Азербайджанской Республике сектор Каспийского моря (озера), воздушное пространство над Азербайджанской Республикой – составные части территории Азербайджанской Республики».

При анализе этой правовой нормы сразу же обращает на себя внимание следующая деталь: среди составных частей территории нашего государства не указаны суша и недра. Странно. Получается, что территория Азербайджанской Республики состоит только из водного и воздушного пространств. Это все равно, что сказать: ствол и корни – составные части дерева, или окна, крыша и труба – составные части дома, или Солнце, Земля и Меркурий – составные части Солнечной системы. Перечень примеров можно продолжить, но и так понятно: подобные «определения» отличаются неполнотой (из-за отсутствия одного или нескольких существенных признаков) и не позволяют получить четкое и исчерпывающее представление об определяемом объекте как целостном объекте, обладающем совокупностью характерных только для него свойств и качеств.

Чтобы быть «целостным объектом», государственная территория должна включать в себя сушу и недра. Только в этом случае, как подсказывают элементарная логика и здравый смысл, она может считаться «единой и неделимой» (часть 1 той же статьи 11 Конституции Азербайджанской Республики, статья 14 Конституционного Акта Азербайджанской Республ-

лики «О государственной независимости Азербайджанской Республики» от 18.10.1991 г. №222-XII). Но не будем полагаться только на логику и здравый смысл, обратимся за подтверждением нашей «гипотезы» к юридической литературе, международному праву и иным нормативным правовым актам национального законодательства.

В авторитетном справочнике «Правовой режим минеральных ресурсов» (Арбатов, Аренс и др., 2002) в совокупность компонентов государственной территории включены: поверхность районов суши, пресноводных (реки, озера, пруды и т.п.) и морских водоемов (внутренние морские воды, территориальное море) в пределах государственных границ данного государства, воздушное пространство над этими сухопутными и водными районами, а также недра, лежащие под этими районами. Аналогичное определение дает «Большой юридический словарь» (Сухарев, 2007) с той лишь разницей, что здесь суша и недра сведены в одну группу под названием «материковые (континентальные) и островные сухопутные образования вместе с их недрами», а пресноводные и морские водоемы в другой группе объединены одним родовым термином «водные пространства».

Согласно международному праву, сухопутное пространство как часть государственной территории включает сушу (в том числе острова) в пределах государственных границ (Игнатенко и Тиунов, 2008), а находящиеся под сухопутной и водной территорией государства недра также входят в состав его территории без каких-либо ограничений по глубине (Ушаков, 1990), т.е. находятся под его суверенитетом (Дудыкина, 2008). Такой подход к недрам как составной части территории государства практиковался ранее в СССР (см. договоры СССР о режиме государственной границы с Финляндией, КНДР и Монголией), а в настоящее время используется в Российской Федерации, как это следует из заключенных ею договоров о государственной границе с Китаем, Литвой и Украиной (Кокин, 2008).

Справедливости ради следует отметить, что относительно недр существует и другая позиция, обозначенная в научной литературе. Так, в 6-м издании «Курса международного права» Л.Оппенгейма (под ред. Лаутерпахта) утверждается, что «государственная территория – это та определенная часть *поверхности* земного шара (definite portion of the surface of the globe), которая подчинена суверенитету государства» (Oppenheim, 1947). Автор не относит «территориальные недра» (the territorial subsoil) к компонентам государственной территории, хотя признает, что «по универсально признанному правилу права народов недра до неограниченной глубины (the subsoil to an unbounded depth) принадлежат государству, которое владеет территорией над ними». Однако, эта точка зрения не получила в дальнейшем достаточного обоснования в международном праве. Возобладал другой подход, который объединяет в одном известном принципе (*cujus est solum est usque ad caelum et ad inferos*) права государства на недра (с определенными ограничениями по глубине или без таковых) и воздушное пространство над государственной территорией (Броунли, 1977).

Автор «Комментария к Конституции Азербайджанской Республики» (Cəfərov, 2004), анализируя правовую норму ч. 2 ст.11 этой Конституции, перечисляет составные части государственной территории в следующей последовательности:

- суша в пределах границы Республики (respublikanın sərhədi daxilində olan quru hissə);
- внутренние воды (daxili sular);
- прибрежные или территориальные воды шириной 12 морских миль (12 dəniz mili enində sahil və ya ərazi suları);
- пограничные реки и озера (sərhəd çayları və gölləri);
- воздушное пространство над сухопутной и водной поверхностью в пределах границы Азербайджанской Республики (Azərbaycan Respublikasının sərhədi daxilində olan yer səthi və su üzərində olan hava boşluğu).

Правильно указаны в составе государственной территории «внутренние воды», «территориальные воды», под которыми понимается принадлежащий Азербайджанской Республике сектор Каспийского моря (озера), и «воздушное пространство» (терминологически грамотно вместо «…над Азер-

байджанской Республикой» использовано выражение «…над сухопутной и водной поверхностью в пределах границы Азербайджанской Республики»). Вместе с тем не совсем корректно: а) выделены в отдельную группу «пограничные реки и озера», поскольку они, согласно общепринятому определению (Сухарев, 2007) и международному праву (Игнатенко и Тиунов, 2008), являются составной частью внутренних вод, т.е. всего водного пространства территории государства, за исключением территориальных вод (территориального моря); б) добавлена «суша» к составным частям государственной территории, перечисленным в анализируемой правовой норме Конституции Азербайджанской Республики. В последнем случае автор, по-видимому, усмотрел пробел в законодательстве (который, на наш взгляд, действительно имеет место. – В.И.) и решил таким вот необычным образом «исправить ситуацию», что является юридически неправомерным действием. Конституция, как известно, обладает наивысшей юридической силой среди всех нормативных правовых актов государства и никто не вправе ни изменять, ни дополнять или расширительно толковать какую-либо из ее исходных правовых норм, которые носят императивный характер (Бошно, 2004).

В аналогичном Комментарии к Конституции Российской Федерации Л.А.Окуньков корректно перечисляет все составные части государственной территории: суша, недра, водное пространство (внутренние воды и территориальное море), воздушное пространство. При этом он находит нужным особо подчеркнуть, что «находящиеся под сухопутной и водной территорией России недра также входят в состав ее территории без каких-либо ограничений по глубине». Однако другой российский ученый-юрист Н.А.Ушаков, упоминая недра в составе государственной территории, вводит применительно к ним ограничение по глубине: «недра Земли *на технически доступную глубину* в пределах сухопутных и водных просторов государственной территории также находятся под суверенитетом данного государства» (выделено нами. – В.И.). Более подробно этот вопрос, связанный с определением подземного предела распространения суверенитета государства, будет рассмотрен ниже в соответствующем разделе статьи.

Внешние пределы государственной территории обозначаются линией государственной границы, устанавливаемой в соответствии с заключенными с сопредельными государствами соглашениями либо на основе исторически сложившихся традиций (Сухарев, 2007). Поэтому логичным будет за разъяснением позиции законодателя относительно содержания понятия «государственная территория» обратиться к Закону АР «О государственной границе Азербайджанской Республики» от 9.12.1991 г. №13.

В статье 1 указанного законодательного акта приведена правовая дефиниция понятия «государственная граница» в следующей редакции: «Государственная граница Азербайджанской Республики – это линия и проходящая по этой линии вертикальная поверхность, определяющая пределы государственной территории (суши и водной территории, недр, морского и воздушного пространства) Азербайджанской Республики. Государственная граница Азербайджанской Республики – территориальный предел государственного суверенитета Азербайджанской Республики». Здесь отмечены (пожалуй, впервые в национальном законодательстве) все составные части государственной территории: суша, водная территория, недра, морское и воздушное пространство. На первый взгляд, все правильно. Однако при более детальном анализе легко можно заметить некоторые терминологические погрешности. Во-первых, «морское пространство», под которым, очевидно, понимается принадлежащий Азербайджанской Республике сектор Каспийского моря (озера), входит в состав «водной территории» нашего государства, т.е. всего водного пространства в пределах государственной границы. Другими словами, эти понятия связаны между собой *отношением подчинения:* объем первого понятия целиком входит в объем второго понятия, но не исчерпывает его (Гетманова, 2008). Поэтому их раздельное упоминание в качестве самостоятельных составных частей государственной территории Азербайджанской Республики,

по крайней мере, некорректно. Правильнее будет вместо них ввести в оборот один родовой термин – «воды» (как в аналогичной правовой дефиниции, изложенной в ст.1 Закона РФ «О государственной границе Российской Федерации» от 1.04.1993 г. №4730-1) или «водное пространство» или «водные объекты». Последний термин предпочтительнее других, т.к. он широко используется в отечественном водном законодательстве. В частности, «Водный Кодекс Азербайджанской Республики» от 26.12.1997 г. №418-1Г в статье 5 разъясняет, что «водные объекты – это внутренние воды Азербайджанской Республики и принадлежащий Азербайджанской Республике сектор Каспийского моря (озера)», которые в совокупности образуют водный фонд Азербайджанской Республики.

Во-вторых, то, что государственная граница Азербайджанской Республики определяет «…территориальный предел (ərazi hüdudu) государственного суверенитета Азербайджанской Республики», ясно из содержания первого предложения анализируемой правовой дефиниции. Поэтому предикатор «территориальный» в ее втором предложении никакой новой информации не несет. Правильнее будет заменить его на более значимый и информативный предикатор «пространственный», как это совершенно обоснованно сделано в статье 1 упомянутого выше Закона РФ «О государственной границе Российской Федерации».

Таким образом, мы определили (с необходимыми терминологическими уточнениями) все составные части государственной территории Азербайджанской Республики: суша, водные объекты, недра и воздушное пространство в пределах государственной границы Азербайджанской Республики. Ниже будет дан их более детальный анализ с позиций национального законодательства и международного права.

Внутренние воды

Внутренние воды – составная часть водных объектов Азербайджанской Республики. Согласно определению, это все водное пространство государственной территории, за исключением территориального моря (Сухарев, 2007). К внутренним водам, в частности, относятся воды рек, ручьев, озер, каналов и иных водоемов, в том числе пограничные воды в пределах границ государственной территории, а также воды, расположенные в сторону берега от исходных линий территориального моря, т.е. внутренние морские воды. В свою очередь, внутренние морские воды, согласно международному праву, включают в себя: а) воды портов до линии, соединяющей наиболее удаленные в сторону моря постоянные портовые сооружения; б) воды заливов, бухт, губ и лиманов, берега которых принадлежат данному государству до линии естественного входа, если она не превышает 24 морские мили (Игнатенко и Тиунов, 2008). Такие воды находятся под полным суверенитетом прибрежного государства, которое определяет как их правовой режим, так и порядок деятельности в них.

В Законе АР «О государственной границе Азербайджанской Республики» имеется специальная статья 6 под названием «Внутренние воды Азербайджанской Республики». Из содержания этой статьи следует, что законодатель под внутренними водами Азербайджанской Республики понимает:

«1) воды портов Азербайджанской Республики, ограниченные линией, проходящей через наиболее удаленные в сторону моря точки гидротехнических и других сооружений портов; 2) воды заливов и бухт, берега которых полностью принадлежат Азербайджанской Республике».

Очевидно, что это не внутренние воды, а (как следует из вышеприведенных определений) их составная часть – внутренние морские воды. Статья 6 по этой причине нуждается в корректировке. Если законодатель намеревался раскрыть здесь содержание понятия «внутренние морские воды», то статья должна называться соответственно – «Внутренние морские воды Азербайджанской Республики». Если же речь идет о «внутренних водах Азербайджанской Республики», как это следует из существующей редакции названия указанной статьи, то она должна быть дополнена первым абзацем следующего содержания: «Внутренние воды Азербайджанской Республики – это воды рек, ручьев,

озер, каналов и иных водоемов, в том числе пограничные воды в пределах границы государственной территории, а также внутренние морские воды, т.е. воды, расположенные в сторону берега от исходных линий территориального моря». А уже во втором абзаце следует дать описание внутренних морских вод – так, как это сделано в существующей редакции статьи 6: «К внутренним *морским* водам Азербайджанской Республики относятся…» (и далее по тексту статьи) – и заодно уточнить п.2 этого описания, чтобы привести его в соответствие с международным правом: «2) воды заливов, бухт и *лиманов*, берега которых полностью принадлежат Азербайджанской Республике *до линии естественного входа, если она не превышает 24 морские мили*» (дополнения к тексту статьи выделены нами – В.И.).

1.2. Принадлежащий Азербайджанской Республике сектор Каспийского моря (озера)

Принадлежащий Азербайджанской Республике сектор Каспийского моря (озера) – другая и очень важная составная часть водных объектов Азербайджанской Республики и, соответственно, государственной территории, вызывающая сегодня много вопросов – как терминологических, так и юридических, связанных с определением международно-правового статуса Каспийского моря (озера). Начнем с терминологии. Очень часто (в книгах, статьях и особенно в СМИ) термин «bölmə» в выражении «Xəzər dənizinin (gölünün) Azərbaycan Respublikasına mənsub olan bölməsi» (ч. 2 ст.11 Конституции АР) переводится на русский язык как «сектор» (в настоящей статье до этого места мы «по традиции» также использовали этот термин. – В.И.). Даже в некоторых нормативных правовых актах конституционный термин «bölmə» заменяется (?!) на «sektor» (см., например, ст. 4.3.8 «Концепции национальной безопасности Азербайджанской Республики», утвержденной Распоряжением Президента АР от 23.05.2007 г. №2198). Конечно, это – неправильно. В геометрии «сектор» – это часть круга, ограниченная дугой и двумя радиусами. На практике – это участок, ограниченный радиальными линиями (Ожегов, 1988). Трудно даже представить, что Азербайджану принадлежит некий сектор Каспийского моря (озера), ограниченный береговой линией и радиальными линиями, проведенными к какой-то точке (какой?) на срединной (или модифицированной срединной) линии моря.

В международном праве есть понятие «полярный сектор» моря. В состав государственной территории приарктических государств (России, Дании, Норвегии, Канады и США) помимо материковой части, прилегающих внутренних морских вод и территориального моря включаются земли и острова, находящиеся в их полярных секторах. Принято считать, что эти сектора находятся к северу от побережья этих государств между меридианами, проходящими по крайним точкам побережья и сходящимися в точке Северного полюса. Под «секторальным методом» в юридической литературе понимается «выделение части приполярных районов в сектор, представляющий собой треугольник, основанием которого является побережье прилегающего к этим районам государства, а вершиной – полюс» (Голицын, 1983). Очевидно, что этот метод не применим к Каспийскому морю (озеру). Поэтому в дальнейшем мы будем использовать применительно к нему другой, на наш взгляд, более точный термин «*часть акватории*».

Какой смысл вкладывается в понятие «принадлежащая Азербайджанской Республике часть акватории Каспийского моря (озера)» с юридической точки зрения? Попробуем выявить ближайший к нему легальный эквивалент в международном праве. Таким эквивалентом, по всей видимости, является понятие «территориальные воды (территориальное море)». Подтверждение этому находим в Законе АР «О государственной границе Азербайджанской Республики», в ст. 2 которого говорится: «Государственная граница Азербайджанской Республики, если иное не предусмотрено заключенными Азербайджанской Республикой межгосударственными договорами, обозначается: …2) в Каспийском море – по внешней кромке *территориальных вод* Азербайджанской Республики» (выделено нами – В.И.).

Территориальные воды (территориаль-

ное море) по международному праву – это морской пояс, примыкающий к сухопутной территории и внутренним водам и находящийся под суверенитетом прибрежного государства (Игнатенко и Тиунов, 2008; Сухарев, 2007). Ширина этого пояса обычно не превышает 12 морских миль (12 n.mi), однако в отдельных случаях может быть меньше (например, для Греции – 6 n.mi, для Норвегии – 4 n.mi, для США, ФРГ и некоторых других государств – 3 n.mi) или больше этой величины. Отсчет его ширины производится: от линии наибольшего отлива или от условной линии внутренних морских вод или от прямых исходных (т.н. «базисных») линий, соединяющих выступающие в море точки морского побережья. Важно подчеркнуть, что в случае, если берега двух государств расположены один против другого или примыкают друг к другу, то в качестве разграничительной линии их территориальных вод (территориального моря) используется *срединная линия*. Она проводится таким образом, что каждая ее точка является равноотстоящей от ближайших точек исходных линий, от которых отмеряется ширина территориального моря. Такой метод (точнее, его модификация – метод «модифицированной срединной линии») уже апробирован в известных российско-казахстано-азербайджанских соглашениях применительно к разграничению сопредельных участков дна Каспийского моря (озера).

Статья 5 Закона АР «О государственной границе Азербайджанской Республики» к территориальным водам Азербайджанской Республики относит: «1) воды Каспийского моря (в нашей терминологии: воды принадлежащей Азербайджанской Республике части акватории Каспийского моря (озера). – В.И.) в пределах границ между Азербайджанской Республикой и сопредельными государствами; 2) воды пограничных рек и иных водоемов от берега Азербайджанской Республики (наверное, правильнее будет: «… от их берегов, принадлежащих Азербайджанской Республике». – В.И.) до государственной границы с сопредельными государствами». Сразу же отметим явную понятийную ошибку в изложении этой правовой нормы. «Воды пограничных рек и иных водоемов» входят в состав внутренних вод (см. определение, приведенное в предыдущем разделе) и никакого отношения к территориальным водам Азербайджанской Республики не имеют. Поэтому п. 2 ст. 5 указанного законодательного акта следовало бы исключить. Кроме того, границы в Каспийском море (озере) между Азербайджанской Республикой и сопредельными государствами, очевидно, не устанавливаются в одностороннем порядке. Для этого существует процедура делимитации, изложением которой целесообразно было бы дополнить анализируемую правовую норму: «Делимитация территориальных вод между Азербайджанской Республикой и государствами, побережья которых противолежат побережью Азербайджанской Республики или являются смежными с этим побережьем, осуществляется на основании международных договоров Азербайджанской Республики или норм международного права».

В некоторых научных работах высказывается мнение, что в состав территории нашего государства входит также *континентальный шельф*, примыкающий к внешней границе территориальных вод (Cəfərov, 2004). Более того, континентальный шельф объявляется исключительной собственностью Азербайджанской Республики даже в некоторых ее законодательных актах (см., например, ст. 2 Конституционного Закона АР «Об основах экономической самостоятельности Азербайджанской Республики» от 25.05.1991 г. №116-XII, п. 1 ст. 10 Закона АР «О собственности в Азербайджанской Республике» от 9.11.1991 г. №256 - XII). Попробуем внести ясность в этот вопрос, вызванный непониманием самого обсуждаемого объекта. Согласно определению, приведенному в Конвенции ООН по морскому праву 1982 г. (ст. 76 части VI), «континентальный шельф прибрежного государства включает в себя морское дно и недра подводных районов, простирающихся за пределы его территориального моря на всем протяжении естественного продолжения его сухопутной территории до внешней границы подводной окраины материка или на расстояние 200 морских миль от исходных линий, от которых отмеряется ширина территориального моря,

когда внешняя граница подводной окраины материка не простирается на такое расстояние». На базе этого определения сформулирована правовая дефиниция понятия «континентальный шельф» и в Федеральном Законе «О континентальном шельфе Российской Федерации» от 30.11.1995 г. №187-ФЗ. Но все дело в том, что в Каспийском море нет континентального шельфа. Согласно данным фундаментальной геологической науки, «в современной структуре земной коры Каспий представляет собой *внутриконтинентальную* (выделено нами. – В.И.) впадину с гетерогенным строением основания» (Хаин и Али-заде, 2005). Поэтому нет смысла искать здесь «подводную окраину материка». Даже если предположить, что континентальный шельф в этом водоеме существует, то он не мог бы быть включен в состав территории государства (и, соответственно, не мог бы стать его исключительной собственностью) по той простой причине, что, согласно международному праву, подобные объекты относятся к пространствам со смешанным правовым режимом, в пределах которых прибрежное государство осуществляет суверенные права только в целях разведки и разработки природных ресурсов (Игнатенко и Тиунов, 2008).

За пределами территориальных вод (территориального моря) находится т.н. *прилежащая зона* – пояс морского пространства шириной 24 n.mi, отсчитываемых от тех же исходных линий, от которых отмеряется ширина территориальных вод (территориального моря). Прилежащая зона не входит в состав государственной территории. Здесь прибрежное государство, согласно ст. 33 Конвенции ООН по морскому праву 1982 г., может осуществлять контроль, необходимый для: а) предотвращения нарушений таможенных, фискальных, иммиграционных или санитарных законов и правил в пределах его территории или территориального моря; б) наказания за нарушение этих правил, совершенное в пределах его территории или территориального моря. Правовой режим прилежащей зоны отечественным законодательством не установлен.

Рассмотрим теперь вопрос определения международно-правового статуса Каспийского моря (озера), не затрагивая его историю, которая достаточно подробно изложена в литературе (Мамедов, 2000; Məmmədov, 2000 и др.). В настоящее время он является предметом переговоров между представителями всех прикаспийских государств – Азербайджана (AZ), Российской Федерации (RU), Казахстана (KZ), Туркменистана (TM) и Ирана (IR), входящими в Специальную рабочую группу (СРГ), которая была создана в 1996 г. для разработки Конвенции о правовом статусе Каспийского моря (далее – Конвенция). На сегодняшний день существует только проект этой Конвенции, детальный анализ которого приведен в работе известного азербайджанского ученого-юриста Р.Ф.Мамедова (Мамедов, 2008).

Сразу же следует отметить, что, несмотря на длительный срок переговоров в рамках СРГ, между прикаспийскими государствами сохраняются серьезные разногласия. Это видно хотя бы из сопоставления позиций сторон относительно ключевых понятий проекта Конвенции (см. таблицу 1), что, естественно, сказывается на формулировке его отдельных статей. В частности, в статье 5 проекта Конвенции, представляющей для нас интерес с точки зрения территориальной принадлежности к Азербайджану части акватории Каспийского моря (озера), говорится: «Акватория Каспийского моря разграничивается на [внутренние воды, территориальные моря (AZ, KZ, TM)], [внутренние воды, национальные зоны (IR, RU*)], [зоны национальной юрисдикции (RU)], [рыболовные зоны (AZ, KZ, TM)], [национальные рыболовные зоны (IR)] и общее водное пространство». Здесь приняты следующие условные обозначения: 1) в разных квадратных скобках изложены несовпадающие или частично совпадающие между собой предложения сторон, указанных в круглых скобках; 2) знак * обозначает оговорку российской стороны: при условии отказа партнеров от «рыболовных зон» за пределами 15 n.mi от исходных линий. Условно в формулировке этой статьи можно выделить три части: «А» (то, что находится под суверенитетом государства), «В» (то, что относится, по всей видимости, к пространствам со смешанным правовым режимом) и «С» (общее водное пространство), «сумма» которых образует объем определяемого понятия.

В статье 6 проекта Конвенции, представляющей для нас интерес с точки зрения суверенитета над принадлежащей Азербайджану частью акватории Каспийского моря (озера), предлагается распространить суверенитет каждой Стороны «…за пределы ее сухопутной территории [и внутренних вод, если будет достигнуто согласие по их правовому режиму (RU)] на примыкающий морской пояс, называемый [территориальным морем (AZ, KZ, TM)], [национальной зоной (IR,RU*)], равно как на его дно и недра, а также воздушное пространство над ним». Предел распространения этого суверенитета (т.е. то, что понимается под термином «ширина». – В.И.) уточняется далее в статье 7: «1. Каждая Сторона устанавливает ширину своего [территориального моря (AZ, KZ, TM)], [национальной зоны (IR, RU*)], [зоны национальной юрисдикции (RU)] до предела, не превышающего [15 (RU)] морских миль, отмеряемых в соответствии с настоящей Конвенцией. 2. Внешняя граница [территориального моря (AZ, KZ, TM)], [национальной зоны (IR, RU*)] является государственной границей».

Из анализа содержания только трех затронутых нами статей 5-7 проекта Конвенции, сплошь состоящих из квадратных скобок (в которых отражены разные, порой прямо противоположные позиции сторон), следует, что существующие серьезные разногласия между прикаспийскими государствами не позволят в ближайшем будущем урегулировать международно-правовой статус Каспийского моря (озера). А пока последний юридически не определен и не отражен в международном договоре, ратифицированном сторонами, остается в силе «промежуточный» статус «принадлежащей Азербайджанской Республике части акватории Каспийского моря (озера)», установленный Азербайджаном в одностороннем порядке и закрепленный в его Конституции.

1.3. Воздушное пространство

Согласно международному праву, каждое государство обладает полным и исключительным суверенитетом над воздушным пространством, находящимся в пределах его сухопутной и водной территории (Игнатенко и Тиунов, 2008). Иначе говоря, воздушное пространство в указанных пределах является неотъемлемой частью территории государства. Его правовой режим определяется национальным законодательством, при этом государство должно следовать общепризнанным принципам международного права.

В соответствии с «Воздушным Кодексом Азербайджанской Республики» от 9.02.1994 г. (ст.1) «Воздушное пространство Азербайджанской Республики – это воздушное пространство над ее сухопутной и водной территорией, включая территориальные воды. Азербайджанская Республика обладает полным и исключительным суверенитетом над воздушным пространством как частью своей территории». А какой высотный предел распространения этого суверенитета? В международных отношениях данный вопрос в договорном порядке не урегулирован (Сухарев, 2007). Однако, сложилась обычно-правовая норма, согласно которой граница между воздушным и околоземным космическим пространством проходит на высоте минимальных перигеев орбит искусственных спутников Земли, т.е. на высоте 100-110 км над уровнем Мирового океана. Пространство выше этой границы не подпадает под суверенитет государств и считается открытым космосом.

1.4. Суша, недра

Суша (сухопутное пространство, сухопутная территория) и недра – составные части государственной территории в пределах ее границы. Этот казалось бы неоспоримый факт соответствует нормам международного права (Игнатенко и Тиунов, 2008), но, к сожалению, не находит однозначного отражения в отечественном законодательстве. В частности, как было отмечено выше, ч. 2 ст. 11 Конституции Азербайджанской Республики не включает, а ст. 1 Закона АР «О государственной границе Азербайджанской Республики» включает эти компоненты в состав государственной территории. Что правильно? На наш взгляд, более правильной является правовая норма ст. 1 Закона АР «О государственной границе Азербайджанской Республики» (с учетом предложенных нами и рассмотренных выше терминологических уточнений. – В.И.), тем более, что она (в части, касающейся государственной территории) не претерпела изменений после вступления в силу Конституции Азербайджан-

ской Республики. Законодатель не усмотрел здесь наличия правовой коллизии, которая нам представляется более чем очевидной. Не углубляясь далее в дискуссию по этому поводу, перейдем к рассмотрению указанных компонентов государственной территории.

Понятие «суша», по-видимому, не нуждается в дополнительных комментариях. Что касается понятия «недра», то тут дело обстоит гораздо сложнее. В Законе АР «О недрах» от 13.02.1998 г. №439-Г (ст.1) его правовая дефиниция сформулирована следующим образом: «недра – часть земной коры, находящаяся под поверхностью земли или слоем почвы, ниже дна водных объектов (водоемов), простирающаяся до глубины, доступной для изучения и освоения, и состоящая из горных пород, минерально-сырьевых ресурсов, энергоносителей (нефть, газ и т.д.), природных и искусственных полостей, геологических и техногенных образований». Такое определение (кстати, заимствованное без достаточного осмысления и соответствующего критического анализа из российского одноименного Закона от 21.02.1992 г. №2395-1 с некоторыми изменениями редакционного характера. – В.И.) в юридической литературе оценивается как весьма противоречивое, дискуссионное и неоптимальное (Перчик, 2002; Певзнер, 2006).

Действительно, это так. Во-первых, что означают термины «поверхность земли» и «слой почвы» с юридической точки зрения и какова толщина («мощность») этих объектов? Законодатель не дает ответа на данный вопрос ни в упомянутом Законе, ни в других нормативных правовых актах отечественного законодательства. Между тем из геоморфологии известно, что поверхность Земли отличается исключительным разнообразием форм различного масштаба, происхождения и возраста (Бондарчук, 1949). Две основные черты, определяющие особенности рельефа любого участка земной коры, – разница высот поверхности и климат. Рельеф динамичен, он непрерывно изменяется, приобретая новые формы в результате действия как внутренних (эндогенных), так и внешних (экзогенных) геологических сил. Как в таких условиях учесть сложность и изменчивость рельефа земной поверхности и юридически точно определить, откуда (от какого уровня) начинаются недра в подземном пространстве – не понятно. Аналогичное рассуждение применимо и к почвенному слою, который, согласно доктринальным определениям, представляет собой «поверхностный слой земли, характеризующийся плодородием» (Крассов, 2008). Толщина этого слоя, если он, конечно, остается нетронутым, колеблется от нескольких миллиметров до 2-3 м (Реймерс, 1990). Но ведь земля нещадно эксплуатируется, деградирует и теряет (полностью или частично) свое плодородие в результате воздействия водной и ветровой эрозии, переувлажнения и заболачивания, подтопления, засоления и осолонцевания, уплотнения и слитизации. В результате почвенный слой может вообще исчезнуть, что подтверждается статистическими данными. Например, в России площадь нарушенных земель достигает 1150,4 тыс. га, при этом ежегодно теряется более 1,5 млрд. т плодородного слоя земли (Дубовик, 2006). Таким образом, и в этом случае не удается адекватно охарактеризовать анализируемый объект, находящийся в динамичном состоянии. Это и понятно: с юридической точки зрения никакое понятие не может быть «динамичным», – оно должно удовлетворять требованию точности и однозначности, предъявляемому законодательной техникой к юридической терминологии (Боголюбов, 1997).

Во-вторых, недра в правовой дефиниции упомянутого рамочного Закона представлены как «часть земной коры», что очень далеко от действительности. На самом деле структура недр включает в себя не только земную кору, но и другие важные компоненты – мантию и ядро Земли. Знают это и геологи – в любом учебнике по геологии приводится с разной степенью детализации именно такая структура (Короновский и др., 2007; Короновский и Ясаманов, 2003; Левитес, 1986 и др.), юристы, которые, как правило, ссылаются на данные геологической науки (Вылегжании, 2007; Дудыкина, 2008), и даже … дети (Исмаилова, 1995). Только законодатель выделяет из этой совокупности взаимосвязанных элементов целостной геосистемы «часть земной коры». Почему? В юридической литературе приводятся различные «разъяснения» такой позиции законодателя: понимание недр в «узком» смысле (Кокин, 2005), акцентирование внимания на хо-

зяйственной значимости (полезности) «части земной коры» как источника полезных ископаемых (Перчик, 2002) и т.д. Но все они представляются нам неубедительными и легко опровергаются правилами логического мышления (Гетманова, 2008). Основное требование логики к явному определению – его *соразмерность*, т.е. объем определяющего понятия должен быть равен объему определяемого понятия (Dfn=Dfd). В нашем случае это требование нарушается, поскольку определяющее понятие, выраженное родовым признаком («часть земной коры»), по объему явно уже, чем определяемое понятие («недра»). В результате возникает логическая ошибка типа «узкое определение» (Dfn<Dfd). Одновременно, нарушается закон тождества и отождествление различных понятий («недра» и «часть земной коры») приводит к другой логической ошибке, называемой «*подмена понятия*». Козьма Прутков в свое время остроумно отразил эту ошибку в известном афоризме: «если на клетке слона прочтешь надпись «буйвол», не верь глазам своим».

Понятно из вышесказанного, что анализируемая правовая дефиниция понятия «недра» нуждается в корректировке. Для этого прежде всего требуется получить четкое представление о существенных признаках определяемого объекта, каждый их которых необходим, а все вместе достаточны, чтобы с их помощью можно было отличить данный объект от всех остальных и обобщить однородные объекты в класс (Гетманова, 2008). В предыдущей работе (Ибрагимов, 2010) мы выделили все такие признаки идентифицируемого объекта «недра» – два родовых признака («компонент природной среды», «природный ресурс») и три видовых отличия («подземное пространство», «составные части недр», «ресурсы недр») – и на основе различных подходов предложили несколько вариантов более корректной правовой дефиниции понятия «недра» (см. таблицу 2).

Наиболее приемлемый вариант дефиниции из указанных в табл. 2 получен в результате совмещения ресурсного и структурного подходов (№№2 и 3) и соответствует комбинированному подходу (№4). Его преимущество состоит в том, что он, во-первых, включает все существенные признаки определяемого понятия, т.е. в наибольшей степени отражает его содержание, и, во-вторых, позволяет ясно представить и обозначить подземный предел распространения суверенитета государства, о чем более подробно будет сказано ниже.

Таблица 2

Варианты правовой дефиниции понятия «недра»

Подход	Дефиниция понятия «недра»
1. Уточняющий	Недра – компонент природной среды, расположенный в подземном пространстве от нижней границы почвенного слоя (а при его отсутствии – от земной поверхности и дна водоемов и водотоков) до центра Земли.
2. Ресурсный	Недра – компонент природной среды, расположенный в подземном пространстве и содержащий полезные ископаемые, энергетические и иные ресурсы. Недра являются также природным ресурсом.
3. Структурный	Недра – компонент природной среды, расположенный в подземном пространстве и состоящий из земной коры, мантии и ядра Земли. Недра являются также природным ресурсом.
4. Комбинированный	Недра – компонент природной среды, расположенный в подземном пространстве, состоящий из земной коры, мантии и ядра Земли и содержащий полезные ископаемые, энергетические и иные ресурсы. Недра являются также природным ресурсом.

2. Пространственный предел распространения суверенитета государства

Стержневым элементом государственного суверенитета является территориальное верховенство (территориальный суверенитет), т.е. верховенство власти государства по всему *пространству*, составляющему его государственную территорию. Именно по этой причине мы предложили во втором предложении ст. 1 Закона АР «О государственной границе Азербайджанской Республики» (которое в существующей редакции имеет вид: «Государственная граница Азербайджанской Республики – территориальный предел государственного суверенитета Азербайджанской Республики») заменить предикатор «территориальный» на «*пространственный*». Но и это еще не все, поскольку не ясно, где конкретно находится и чем ограничивается этот «пространственный предел»? Высотный предел государственного суверенитета, т.е. предел его распространения по вертикали ввысь определяется в международном праве границей между воздушной территорией государства и космическим пространством (Жуков, 1966; Жуков и Колосов, 1999). Что же касается предела распространения территориального суверенитета в глубь земного сфероида, то по этому вопросу, не решенному каким-либо универсальным международным договором, в правовой доктрине выражены разные мнения, которые можно условно разделить на две группы: 1) недра не имеют ограничений по глубине; 2) недра имеют ограничение на определенной глубине.

Сторонником первой доктринальной позиции является, например, Ю.Н.Малеев. «Недра, находящиеся под сухопутной и водной поверхностями государств, – отмечает он, – не имеют ни в международном, ни в национальном праве каких-либо ограничений по глубине» (Малеев, 2000). Аналогичной точки зрения придерживаются Н.А.Ушаков (Ушаков, 1990), Л.А.Окуньков и другие исследователи. Им возражает профессор Н.А.Вылегжанин, приводя следующий достаточно убедительный аргумент: «На недра распространяется суверенитет соответствующего государства, а его действие не может быть безгранично в пространстве» (Вылегжании, 2007; Вылегжанин, 2001). Действительно, если снять ограничение по глубине суверенитета одного какого-либо государства, то он теоретически мог бы быть распространен через центр Земли на участок ее поверхности, принадлежащий другому государству с противоположной стороны планеты, а это, в свою очередь, могло бы быть расценено как действие, направленное против территориальной целостности этого государства (ст. 2 Устава ООН). Поэтому следует согласиться с этим автором в том, что недра, на которые распространяется суверенитет государства, должны иметь ограничения по глубине. Вопрос заключается не в том, имеются ли такие ограничения или нет, а в том, *на какой глубине* в соответствии с международным правом находится подземный предел территориального верховенства государства, в том числе и верховенства над недрами.

Этот вопрос является ключевым в рамках второй доктринальной позиции. Одни ученые-юристы, придерживающиеся данной позиции, считают, что «государственное пространство простирается в недра Земли на *технически доступную глубину*» (Клименко и Ушаков, 1975). Такой подход отражен даже в соответствующих законодательных актах Азербайджанской Республики, Российской Федерации, Казахстана, Украины, Белоруссии и других государств СНГ (Ибрагимов, 2010), где под «технически доступной глубиной» понимается «глубина, доступная для геологического изучения и освоения». Получается, что суверенитет государства в подземном пространстве, который, как известно, является полным и исключительным в пределах *строго ограниченной* государственной территории (Сухарев, 2007), ставится в зависимость от достижений научно-технического прогресса, которые постоянно «отодвигают» его нижний предел в глубь планеты, не затрагивая при этом огромный «пласт» недр ниже земной коры (т.е. мантию и ядро Земли), который оказывается как бы «ничейным». Понятно, что с юридической точки зрения не может быть: а) суверенитета с «плавающей» нижней границей; б) «ничейной» части пространства в пределах нашей планеты, особенно в современных условиях, когда идет непримиримая и порой очень жесткая борьба за обладание природными ресурсами – как реальными, так и потенциальными. Единственное исключение в последнем случае составляет, пожалуй, только Антарктика, суша и недра которой, согласно Договору об Антарктике 1959 г., не находятся и не могут находиться под суверенитетом какого-либо государства (Вылегжанин, 2007).

По этим причинам более убедительной

представляется точка зрения другой группы ученых-юристов, согласно которой «в состав государственной территории входит <…> все подземное и подводное пространство, ограниченное прямыми линиями (точнее будет: наклонной поверхностью. – В.И.), соединяющими (соединяющей) поверхлежащие государственные границы данного государства с центром планеты Земля, и включающее участки земной коры, мантии, внешнего и внутреннего ядра Земли» (Арбатов, Аренс и др., 2003; Лукашук, 1997). Геометрически такое пространство можно представить в форме конусообразного геологического тела «…с вершиной в центре земного шара и основанием в виде всей сухопутной и водной территории данного государства» (Клименко, 1964). Подобный подход на практике использует, например, американский законодатель. Как отмечает директор бюро управления ресурсами земли Министерства природных ресурсов США М.Клаусон, законодательство США с самого начала его формирования исходило из следующего правила: «право собственности на земельный участок распространяется на всю конусообразную часть земного шара, образованную поверхностью этого участка и радиусами, проведенными от его границ к центру Земли» (Clawson, 1970). На этот же применимый правовой принцип *ad caelum* указывает в фундаментальном исследовании «Право окружающей среды. От ресурсов до восстановления» и американский юрист С.Кэмпбелл-Мон (C.Campbell-Mohn, 1993). Такая точка зрения находит подтверждение в законодательстве США о природных ресурсах, в частности, в Законе о разработке металлосодержащих руд, где сказано, что «недра – это все, что находится глубже растительного слоя поверхности Земли (the surface vegetation) и почвы (soil)», независимо от того, доступно ли это «всё» для геологического изучения и освоения или нет.

В литературе отмечаются преимущества рассмотренного подхода к недрам американского законодателя (Дудыкина, 2008): а) по максимуму предъявляются правопритязания США на огромную часть планеты вплоть до ее центра; б) четко распространяются эти правопритязания (а значит и подземный суверенитет) на будущие столетия, защищая национальные интересы США при любом, самом фантастическом уровне развития горного дела. Указывается и на его недостаток: опасность проникновения в более глубокие слои Земли из-за возможного негативного воздействия на происходящие там «эволюционные процессы». По этому поводу можно возразить, что и в глубинах Мирового океана, и на дальних просторах Солнечной системы также происходят «эволюционные процессы», но это не мешает человечеству в его деятельности по изучению и освоению этих пространств. Другое дело, что проникновение в недра Земли или активное воздействие на них с помощью геофизических методов и средств может происходить с враждебными для соседних государств целями. Например, возбуждение сейсмических волн с целью инициирования в нужном месте «искусственного» землетрясения (т.н. «тектоническое оружие»), создание искусственных устойчивых электромагнитных и акустических полей, нарушение естественного состояния литосферы, приводящее к эрозии, обезвоживанию и т.д. Но такие случаи предусматривает и предотвращает известная международная Конвенция о запрещении военного или любого иного враждебного использования средств воздействия на природную среду 1977 г. (Кукушкина, 2008).

Таким образом, существуют реальные предпосылки для практического использования подхода американского законодателя к недрам в отечественном законодательстве, чему будет способствовать предложенный нами вариант правовой дефиниции соответствующего понятия (№4, табл. 2), учитывающий «всё, что находится глубже растительного слоя поверхности Земли и почвы», т.е. все составные части недр – земную кору, мантию и ядро Земли.

3.Выводы

По результатам проведенного анализа и в порядке рассуждений *de lege ferenda* предложим нашу трактовку правовых норм, изложенных в ч. 2 ст. 11 Конституции Азербайджанской Республики и ст. 1 Закона АР «О государственной границе Азербайджанской Республики»:

- Суша, внутренние воды, принадлежащая Азербайджанской Республике часть акватории Каспийского моря (озера), а также воздушное пространство над ними и недра под ними – составные части территории Азербайджанской Республики.
- Государственная граница Азербайджанской Республики – это линия, очерчиваю-

щая сухопутную и водную поверхности государственной территории, и проходящие по этой линии вертикальная поверхность (по направлению вверх – до нижней границы околоземного космического пространства) и наклонная поверхность (по направлению вниз – до центра ядра Земли), определяющие рубежи государственной территории (суша, водные объекты, недра, воздушное пространство) и пространственный предел распространения государственного суверенитета Азербайджанской Республики.

Полагаем, что предложенная редакция указанных правовых норм более точно и полно отражает суть и содержание соответствующих базовых понятий отечественного законодательства.

ЛИТЕРАТУРА

АРБАТОВ, А.А., АРЕНС, В.Ж., ВЫЛЕГЖАНИН, А.Н. и др. (под ред.). 2002. Правовой режим минеральных ресурсов. Геоинформцентр. Москва.

БОГОЛЮБОВ, С.А. 1987. Юридическая терминология: вопросы синонимии. В кн.: *Проблемы совершенствования советского законодательства.* Труды ВНИИСЗ. Вып. 40. Москва.

БОНДАРЧУК, В.Г. 1949. Основы геоморфологии. Учпедгиз. Москва.

БОШНО, С.В. 2004. Правоведение. Эксмо. Москва.

БРОУНЛИ, Я. 1977. Международное право. Кн.1. Прогресс. Москва.

ВЫЛЕГЖАНИН, А.Н. 2001. Подземный предел распространения суверенитета государства. *Государство и право*, 8, 68-74.

ВЫЛЕГЖАНИН, А.Н. (под.ред.). 2007. Международно-правовые основы недропользования. Норма. Москва.

ГЕТМАНОВА, А.Д. 2008. Логика для юристов. Омега – Л. Москва.

ГОЛИЦЫН, В.В. 1983. Антарктика: международно-правовой режим. Международные отношения. Москва.

ДУБОВИК, О.Л. 2006. Экологическое право. Проспект. Москва.

ДУДЫКИНА, И.П. 2008. Правовой режим земной коры: вопросы взаимодействия международного и национального права. *Нефть, Газ и Право*, 2, 36-40.

ЖУКОВ, Г.П. 1966. Космическое право. Международные отношения. Москва.

ЖУКОВ, Г.П., КОЛОСОВ, Ю.М. (под ред.). 1999. Международное космическое право. Москва.

ИБРАГИМОВ, В.Б. 2010. Недра и Закон «О недрах»: проблема соотношения понятий. *Нефть, Газ и Право,* 3, 46-57.

ИГНАТЕНКО, Г.В., ТИУНОВ, О.И. (под ред.). 2008. Международное право. Норма. Москва.

ИСМАИЛОВА, С.Т. (под ред.). 1995. Энциклопедия для детей. Т.4: Геология. Аванта +. Москва.

КЛИМЕНКО, Б.М. 1964. Государственные границы – проблема мира. Международные отношения. Москва.

КЛИМЕНКО, Б.М., УШАКОВ, Н.А. 1975. Нерушимость границ – условие международного мира. Наука. Москва.

КОКИН, В.Н. 2008. Соотношение категорий «недра» и «государственная территория». *Известия вузов. Геология и разведка,* 1, 62-65.

КОКИН, В.Н. 2005. Недропользование: теоретико-правовой анализ. ООО «Нестор Академик Паблишерз». Москва.

КОРОНОВСКИЙ, Н.В., ЯСАМАНОВ, Н.А. 2003. Геология. ИЦ «Академия». Москва.

КОРОНОВСКИЙ, Н.В., СТАРОСТИН, В.И., АВДОНИН, В.В. 2007. Геология для горного дела. ИЦ «Академия». Москва.

КРАССОВ, О.И. 2008. Экологическое право. Норма. Москва.

КУКУШКИНА, А.В. 2008. Экологическая безопасность, разоружение и военная деятельность государств. URSS. Москва.

ЛЕВИТЕС, Я.М. 1986. Общая геология с основами исторической геологии и геологии СССР. Недра. Москва.

ЛУКАШУК, И.И. 1997. Международное право. Особенная часть. Москва.

МАЛЕЕВ, Ю.Н. 2000. Территория в международном праве. В кн.: *Международное право.* Москва.

МАМЕДОВ, Р.Ф. 2000. Международно-правовой статус Каспийского моря: вчера, сегодня, завтра. Часть II. Становление международно-правового статуса Каспийского моря с древнейших времен до 1991 года. *Центральная Азия и Кавказ*, 3, 1-12.

МАМЕДОВ, Р.Ф. 2008. Особенности многосторонней делимитации водных пространств в соответствии с проектом Конвенции о правовом статусе Каспийского моря. *Нефть, Газ и Право*. 1, 56-60.

ОЖЕГОВ, С.И. 1988. Словарь русского языка. Русский язык. Москва.

ОКУНЬКОВ, Л.А. Комментарий к Конституции Российской Федерации. www/vuzlib.net/beta3/html/1/14576.

ПЕВЗНЕР, М.Е. 2006. Горное право. Изд-во МГГУ. Москва.

ПЕРЧИК, А.И. 2002. Горное право. Изд. Дом «Филология Три». Москва.

РЕЙМЕРС, Н.Ф. 1990. Природопользование. Мысль. Москва.

СУХАРЕВ, А.Я. (Под ред.). 2007. Большой юридический словарь. Инфра-М. Москва.

УШАКОВ, Н.А. (Под ред.). 1990. Курс международного права. Т.3. Наука. Москва.

УШАКОВ, Н.А. Международное право. www/vuzlib.net/beta3/html/1/15379/15450.

ХАИН, В.Е., АЛИ-ЗАДЕ, Ак.А. (под ред.). 2005. Геология Азербайджана. T.IV. Тектоника. Nafta-Press. Баку.

CƏFƏROV, İ.M. 2004. Azərbaycan Respublikası Konstitusiyasının şərhi. Hüquq ədəbiyyatı. Bakı.

MƏMMƏDOV, R.M. 2000. Xəzərin beynəlxalq hüququ statusu haqqında. *AMEA Xəbərlər. Yer Elmləri,* 3, 29-34.

CAMPBELL-MOHN, C. (Ed). 1993. Environmental Law. From Resources to Recovery. St.Paul, Minn.

CLAWSON, M. 1970. Uncle Sam's Acres. Westport.

OPPENHEIM, L. 1947. International Law. A Treatise. Vol.1: Peace. Sixth edition. London, N.Y., Toronto.

© О.А.Одеков, Х.Дурдыев, 2010

КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ КАСПИЙСКОГО МОРЯ: ПРОБЛЕМЫ И РЕШЕНИЯ

О.А.Одеков, Х.Дурдыев

Научно- исследовательский геологоразведочный институт ГК «Туркменгеология»

В статье приводятся сведения об изменениях уровня Каспийского моря, произошедших в послемиоценовое время; отмечаются негативные последствия последней продолжающейся по настоящее время трансгрессии моря. Рассматриваются природные и антропогенные факторы, вызывающие трансгрессию и регрессию. Предполагается, что уровень воды при нынешней трансгрессии не поднимется выше минус 22 метров. Даны рекомендации по размещению промышленных, хозяйственных, рекреационных и других объектов на не затапливаемых при этом участках. Обосновывается необходимость организации «Центра Прикаспийских государств по оперативному решению проблем Каспийского моря».

Колебания уровня Каспия всегда приводят к перестройке прибрежного хозяйственного механизма, с которой связаны многомиллиардные расходы. Начиная с 1930 г., уровень Каспия стал быстро падать, и это продолжалось до 1977 г. (включительно). Уровень моря упал за этот промежуток времени более чем на 3м. Это привело к интенсивному отступлению моря и обмелению прибрежной части. Величина осушившейся территории местами достигала 20-40 км. Нарушилась нормальная эксплуатация прибрежных сооружений, возникла угроза для их дальнейшего существования. В особенно трудном положении оказались объекты, размещенные в ныне развивающихся неглубоких, широких и пологосклонных прогибах.

За отступающим морем пришлось перестраивать все хозяйство: портово-причальные сооружения, подводные каналы для многотоннажных грузовых судов. Прибрежные поселки были перенесены ближе к морю. При этом все береговые объекты размещались на недавно освободившейся из-под воды территории – без учета будущей трансгрессии Каспия. Это было связано с сиюминутными выгодами, так как размещение береговых объектов на плоской прибрежной территории не требовало больших расходов, связанных с планировкой местности, строительством коммуникаций и др.

Начиная с 1978 г., уровень Каспия стал резко подниматься, и море наступало на сушу, создав угрозу для дальнейшего существования многочисленных поселков и хозяйственных объектов. В связи с геологической неоднородностью берегов катастрофическое воздействие наступающего моря на прибрежные объекты протекает одновременно, с одной стороны, с площадным затоплением, с другой – с «разъеданием» берега (абразия). Повышение уровня моря создало благоприятные условия для усиления абразионной деятельности моря, особенно в нагонном подъеме его уровня. В это время уровень Каспия может подняться до 1,9 м от обычного. В пологих берегах, где море имеет небольшую глубину, это вызывает затопление больших пространств, а где крутой и глубокий берег – интенсивное разрушение.

Эти процессы привели к затоплению и разрушению многочисленных прибрежных объектов. Нанесен огромный ущерб прибрежному хозяйству, объем которого оценивается в 20 миллиардов долларов США (Одеков, Дурдыев, 2003).

Катастрофическому воздействию наступающего Каспия подвергаются почти все прибрежные объекты. Летом 1995 г. под водой остались многочисленные промышленные, хозяйственные, рекреационные, гражданские и другие объекты.

В связи с подъемом уровня Каспия на прибрежных территориях произошел резкий подъем уровня грунтовых вод, создав сейсмическую опасность. Сейсмический риск и сте-

пень разрушений подтопленных приморских городов и поселков повышены.

Наряду с вышеперечисленными экономическими потерями региону нанесен и большой экологический ущерб.

В связи с трансгрессией Каспия были затоплены и разрушены многочисленные хозяйственно-бытовые, нефтегазовые месторождения, нефтехранилища, нефтегазопроводы и др. В промышленных городах под водой остались заводы, нефтебазы, городские очистительные сооружения, хозяйственно-бытовые отходы и другие загрязняющие объекты. Уже к 2002 г. предельно допустимая концентрация (ПДК) только нефтепродуктов превышена в 1,5, а по фенолам – в 2,0 раза. Гораздо хуже обстоят дела там, где активно осваиваются морские месторождения УВ.

Все это привело к нарушению экологического равновесия Каспийского моря. По этой причине в море в 3,5 раза уменьшилась численность осетровых рыб (по сравнению с 80-ми годами XX века), погибают тюлени.

Вот такие негативные последствия изменения уровня Каспия и неразумное управление прибрежной зоной привели к возникновению многочисленных эколого-экономических, социально-бытовых, оздоровительно-рекреационных проблем, которые ждут своего решения. Можно ли уменьшить или отчасти предотвратить катастрофу Каспия? Можно, если будут осуществлены нижеуказанные мероприятия.

1. Выяснение основных причин, вызывающих колебания уровня Каспия, и его прогноз

Основные причины, вызывающие колебания уровня моря

Уровень Каспийского моря имеет колебательный характер, и за время своего существования периодически поднимался и опускался. Только в четвертичное время произошло 8 крупных изменений его уровня. И даже за последние 150-170 лет жители прибрежных регионов Каспия испытали на себе катастрофическое воздействие таких колебаний.

В начале XIX века уровень моря находился примерно на 4,5 м выше современного на абсолютной отметке минус 22 м, затем уровень его начал понижаться. До 1978 г. он понизился на 7 м и достиг абсолютной отметки минус 29. Начиная с 1978 г., он опять начал подниматься, и подъем беспрерывно продолжался до лета 1995 г.

Как было отмечено, наступление и отступление моря всегда вызывают необходимость перестройки прибрежного хозяйственного механизма. В связи с этим сегодня со всей остротой встает вопрос о прогнозе дальнейшего подъема уровня Каспия. При этом прогноз колебания уровня, особенно краткосрочный, был и остается главным вопросом решения общекаспийской проблемы. Для решения данной проблемы необходимо определить главную причину, вызывающую колебания уровня Каспия. К сожалению, до сих пор на этот счет отсутствуют установившиеся точки зрения. Одни видят в этом климатические и гидрологические, другие антропогенные факторы. Все они по-своему правы, так как эти факторы влияют в определенной мере на колебания уровня Каспия. Естественно, если море получит обильную воду, то в нормальных тектонических условиях его уровень должен подниматься или наоборот, если уменьшится сток воды – понизиться. Однако в истории геологического развития Каспия мы имеем обратную картину. В среднем плиоцене Каспийское море получило огромное количество воды: сюда впадали многочисленные полноводные реки (Дурдыев, 2008; Одеков, Дурдыев, 1991) и море было почти пресноводным (Балаханское море). Вместе с тем его уровень находился на отметке более 500 м ниже современного, и море занимало лишь территорию впадины Южного Каспия (Милановский, 1963).

В позднем плиоцене акчагыльская трансгрессия Каспия покрывала огромную территорию, и уровень его был на 80-90 м выше современного. Море было соленым, а климат был сухим, о чем свидетельствуют в акчагыльских отложениях следы животных, живущих в аридных зонах (верблюдов, джейранов и др.), и двухстворчатых моллюсков, характерных для сильно соленых бассейнов. Анализ мощностей верхнеплиоцен-четвертичных отложений подтверждает, что великая акчагыльская трансгрессия Каспия обусловлена тектоническим поднятием в области Каспийских впадин и опусканием прилегающей суши.

Дисгармония между колебаниями уровня Каспия, климатом и стоком вод характерна и для четвертичных регрессий и трансгрессий Каспия. В период регрессивной стадии Каспия на рубеже неоген-четвертичного периода море было значительно опреснено (тюркянское время), в него впадали многочисленные реки. В то же время море покрывало незначительную территорию. Уровень моря находился на несколько десятков метров ниже современного.

Во время максимальной хвалынской трансгрессии Каспия уровень моря был на 77 м выше современного, а климат был примерно аналогичным современному.

Начиная с 1978 г., как уже отмечалось выше, уровень моря интенсивно повышается. Такое интенсивное повышение уровня не может быть объяснено только климатическими факторами, поскольку мы не наблюдаем на этом кратковременном отрезке времени каких-то разительных изменений климата. Если указанное повышение уровня было бы связано с климатом, то сегодня климат должен быть в 3 раза более влажным, чем в 1970-х годах, так как до 1978 г. понижение уровня шло в среднем 4,1 см/год (период 1805-1977 гг.), а скорость новейшего подъема уровня составляет 14 см/год. Однако мы этого не отмечаем. Если в связи с потеплением климата Северного полушария Каспий получил больше влаги, чем в период его регрессии, то должно было бы произойти опреснение морского бассейна. Однако этого мы не наблюдаем.

Гидрогеологические процессы также не являются главной причиной изменения уровня Каспия. При сопоставлении стоко-миграционного фактора с современным повышением уровня моря устанавливается обратное соотношение (Аширов и др., 1992). В Каспийском бассейне хозяйственная деятельность человека расширяется, растут безвозвратные потери речного стока, уровень моря все поднимается, а с уменьшением стока он должен понижаться.

Что касается роли антропогенных факторов на изменение уровня моря, достаточно напомнить, что колебания уровня Каспия происходили в основном до появления человека в районах Каспийского бассейна. Человек начал интенсивно отбирать воду из рек недавно.

Имеются сторонники, связывающие трансгрессии и регрессии Каспия с оледенением (Мамедов, Алескеров, 1986). Здесь уместно отметить, что на склоне хребта Большого Балхана нами были обнаружены, морены, залегающие на нижнехвалынских морских отложениях. Такое строение разреза свидетельствует о поступлении талых вод после регрессии нижнехвалынской трансгрессии. Также можно отметить, что новокаспийские трансгрессии и регрессии Каспийского моря происходили после оледенения. Послеледниковые трансгрессии моря известны и в других частях Азиатского материка (Иванов, 1982; Хершберг и др., 1982).

В последнее время появились сторонники, связывающие трансгрессии и регрессии Каспия с повышением температуры поверхности экваториальной части Тихого океана (Эль-Нинью командует…, 1999). Таким образом, одни только климатические, антропогенные и гидрологические и другие факторы не могут объяснить главную причину крупных изменений уровня Каспийского моря, поэтому почти все прогнозы, опирающиеся на них, практически не подтвердились.

Следовательно, нынешняя трансгрессия Каспия не может быть объяснена только одним фактором. Она является результатом взаимодействия многих факторов: геологических, атмосферно-гидросферных, космических и др. Изучение только одного из этих факторов не может дать решения проблемы в целом.

На наш взгляд, одним из предопределяющих факторов, вызывающих трансгрессию и регрессию Каспийского моря, являются тектонические процессы, происходящие в недрах Каспийских впадин, особенно Южно-Каспийской, и на прилегающих территориях суши. Эта гипотеза высказана и обоснована многими исследователями (Доскач, 1980; Леонтьев, 1959; Одеков, 1990; Туголесов, 1948 и др.) Сегодня среди геологов исследователей Каспия этот факт не вызывает сомнений, что особенно четко отмечалось на последних международных симпозиумах по проблемам Каспия (Лилленберг, 1996).

Собранные геолого-геофизические данные по разным частям Каспия свидетельствуют о главнейшей роли тектонических движений в истории геологического развития

Каспийского моря. Образование его как внутреннего моря произошло в результате мощного тектонического подъёма Кавказско-Копетдагского сегмента Альпийского геосинклинального пояса и глубокого погружения каспийских впадин, особенно Южно-Каспийской мегавпадины. Последующие периодические изменения уровня моря были обусловлены главным образом этими движениями (Одеков, 1990; Шарков, 1964)).

Среднеплиоценовая глубокая регрессия моря связана с интенсивным тектоническим погружением Южно-Каспийской мегавпадины, где аккумулировалась огромная толща осадков, мощность которых превышает 4000 метров. В позднем плиоцене в результате активизации восходящих тектонических движений в области каспийских впадин происходила великая акчагыльская трансгрессия Каспия. Глубина акчагыльского бассейна была незначительная, и в нем аккумулировались маломощные карбонатно-терригенные осадки. Наибольшая мощность не превышала 500 м, наименьшая (20-200 м) приурочена к зонам погружения обрамляющих гор и к антиклинальным структурам. Огромное площадное распространение акчагыльского Каспия при незначительной глубине свидетельствует об активизации вертикальных и горизонтальных тектонических движений в области Каспия, вызвавших трансгрессию моря.

В конце неогена в результате тектонического поднятия суши и прогибания в пределах каспийских впадин, особенно Южно-Каспийской мегавпадины, уровень моря резко снизился и море отступило. В это время происходила тюркянская регрессия Каспия. Море было опресненное, что указывает на наличие большой воды в морском бассейне.

Многочисленные наступления и отступления Каспия имели место и в четвертичное время. Последнее отступление моря, то есть снижение его уровня, произошло в 1800-1977 гг. Проведенные на отдельных участках Каспия геологические исследования показывают, что указанный регрессивный цикл обусловлен тектоническим погружением каспийских впадин и поднятием суши (Дескач, 1980; Одеков, 1990; Туголесов, 1948). Нынешний подъем уровня Каспия связан тоже с активизацией тектонических движений. В настоящее время тектонические движения в Альпийско-Гималайской зоне, в пределах которой расположена Южно-Каспийская мегавпадина, активизировались. Прямым следствием ее является эскалация сейсмичности и повышение уровня Каспия и озер Ван, Урмия и др. Дно Южно-Каспийской впадины поднимается, а прибрежные зоны опускаются. Окружающие горные сооружения медленно раздвигаются в сторону Каспия. Эти контрастные тектонические движения главным образом и вызывают разлив Каспия и его трансгрессию.

Таким образом, крупные колебания уровня Каспия за геологическое время его существования обусловлены тектоническими процессами, происходящими в основном в недрах Южного Каспия. По-видимому, временами дно его поднимается или опускается. Когда дно испытывает поднятие, море разливается на сушу, а когда тектонический подъем сменяется опусканием, наоборот, море отступает, и уровень его понижается. Естественно, при этом большое значение имеют и горизонтальные тектонические движения, которые происходят одновременно с вертикальными (Одеков, 1981). Окружающие Южный Каспий горные сооружения раздвигаются в сторону Южно-Каспийской мегавпадины и приводят к уменьшению объема впадины, вызывая разлив моря. К такому выводу геологи пришли на основании полученных качественных и количественных материалов по отдельным участкам и районам Каспия.

Топогеодезическими данными было установлено, что в настоящее время смещение выступа Аравийской плиты на северо-восток происходит со скоростью 2-5 см/год. Горизонтальное смещение покровно-надвиговых морфоструктур Западного Кавказа и Кахетино-Лечхумской зоны оценивается в 1-2 см/год, смещение покрова Восточного Дагестана в сторону Среднекаспийской впадины – до 2 см/год, в Терско-Суншенской зоне – 4-7 см/год (Лилленберг, 1996). Естественно, эти смещения приводят к уменьшению объема Каспийской котловины и вызывают нынешнюю трансгрессию.

К сожалению, по всему Каспию специальные геологические исследования, направленные на решение общекаспийских проблем, не проводились. Создавшаяся сегодня ситуа-

ция, связанная с поднятием уровня Каспия, выдвинула перед учеными-геологами задачу: окончательно выяснить роль геологических процессов в изменении уровня моря и дать краткосрочный прогноз его колебаний.

Прогноз колебания уровня Каспийского моря

Как известно, геологические процессы проявляются длительное время и носят циклический характер, поэтому можно ожидать, что нынешний подъем уровня Каспия будет продолжаться длительное время, примерно 100-150 лет с небольшими стабилизациями, и даже понижениями на фоне общего подъема. Стабилизация и понижение уровня воды Каспия с 1996 г. обусловлены, во-первых, забором воды залива Кара-Богаз-Гол, во-вторых, наступившим циклом отклонения от общей тенденции поднятия. Такое отклонение является закономерным явлением в истории геологического развития Каспия. При общей тенденции к понижению были многочисленные циклы поднятия его уровня, при повышении – циклы снижения (Одеков, Дурдыев, 1999). Это установлено измерением футштоков на туркменском побережье Каспия. Такая же цикличность установлена и на западном побережье Каспия. Изучая сейсмостратиграфию этой части побережья, исследователи пришли к выводу, что плавные, длительные подъемы и резкие кратковременные понижения уровня Каспия связаны с медленными восходящими и импульсивными движениями земной коры (Мамедов, 2004).

Следовательно, современное понижение уровня моря является неизбежным коротким циклом. Следует отметить, что если даже сегодняшний подъем уровня моря носит временный характер, то через определенное время наступит неизбежная трансгрессия, а затем регрессия.

Для прогноза нынешнего подъема уровня Каспийского моря большое значение имеет ответ на вопрос: является ли современное наступление моря на сушу началом новой трансгрессии или оно временное.

Следует отметить, что в период последней регрессии Каспия, начиная с XIX века, такого продолжительного, интенсивного повышения уровня, как нынешнее, не отмечалось. Максимальный цикл временного подъема в стадии регрессии отмечался в 1927-1929 гг., когда уровень моря поднялся лишь на 60 см.

Начиная с 1978 г., уровень моря почти беспрерывно поднимается и поднялся на 2,6 м. Эти факторы позволяют предполагать, что современное повышение уровня моря связано с новой трансгрессией Каспийского моря. Темп подъема уровня Каспия со временем уменьшится, так как интенсивность глубинных процессов постепенно будет ослабляться, но в ближайшее время нынешние темпы подъема уровня, несомненно, сохранятся.

По представлениям отдельных ученых до 2030 г. уровень Каспия поднимается до абсолютной отметки минус 25 м (Мамедов, 2004). Это означает, что в ближайшем будущем будут затоплены многочисленные промышленные, хозяйственные и гражданские объекты. Для окончательной оценки краткосрочного прогноза современного поднятия и роли геологических процессов уровня моря крайне необходимы экспериментальные данные. Поэтому необходимо немедленно приступить к долгосрочным экспериментальным наблюдениям за геологическими процессами, происходящими как на акватории, так и в прибрежной зоне каспийских впадин. Эти наблюдения важно начать сегодня, когда идут активные тектонические процессы в недрах этих впадин и прилегающей к ним суши посредством специально организованных геолого-геофизических, аэрокосмических и геологических мониторинговых работ. Нами эти исследования начаты на Туркменском побережье Каспия.

2. Рациональное размещение прибрежных объектов

Прежде всего, следует отметить, что имеются геологические и климатические основания возможной длительности начатой трансгрессии Каспия. Поэтому промышленные, гражданские, оздоровительно-рекреационные, культурно-бытовые и другие объекты должны быть размещены с учетом закономерности «жизни» Каспия. Они должны быть размещены, во-первых, близко к морю, во-вторых, нормально функционировать при трансгрессии и регрессии моря. Для решения этой задачи крайне необходим прогноз

интенсивности проявления и развития абразионно-аккумулятивных процессов, определение величины наступления моря на сушу, интенсивность разрушения на различных берегах и др.

В настоящее время эти процессы особенно активно проявляются в геосинклинальной части восточного побережья Каспия. Здесь затопление прибрежной территории происходит в основном в прогибах, а абразия (разрушение берега) – на антиклинальных берегах, где возобновился рост древних клифов, оставленных морем в период последней регрессии.

С целью получения экспериментальных данных по вышеописанным процессам в условиях современной трансгрессии Каспия, нами были установлены долгосрочные наблюдательные пункты на антиклинальных и синклинальных берегах туркменской части побережья. На них периодически проводятся наблюдения за наступлением моря на сушу (и замеры его величины), а также интенсивностью разрушения берегов, развитием абразионно-аккумулятивных процессов.

Полученные краткосрочные результаты приближают нас к решению вопроса размещения прибрежных и береговых объектов. По этим результатам на туркменской части побережья Каспия наиболее уязвимым является геосинклинальный берег, который реагирует на малейшие изменения уровня моря. Именно здесь интенсивно происходит затопление, подтопление, разрушение берега и загрязнение моря. При этом установлено, что наступление и отступление моря на сушу интенсивно происходит в прогибах (рис. 1, 2), разрушение – на антиклинальных берегах. На погруженной части крыльев и периклинали структур эти процессы происходят одновременно. Подобное явление обусловлено различием уклонов подводного склона моря. Там, где берег расположен на приподнятой части крыльев или периклиналей антиклинальных структур, имеется большой уклон и крутой берег. На таких берегах происходит интенсивное разрушение. Известно, что чем глубже и круче подводный склон, тем интенсивнее разрушение. Это определяется также слагающими породами. На таких берегах расход энергии волны осуществляется на коротком расстоянии непосредственно вблизи от берега. Поэтому при прохождении над подводными склонами энергия волны не уменьшается и в состоянии производить разрушительную работу. Горизонтальное перемещение берега происходит незначительно, поэтому прибрежные объекты целесообразно размещать на антиклинальных берегах. При этом необходимо учитывать интенсивность разрушения берега и определять будущую возможную зону действия абразии. Объекты следует размещать подальше от этой зоны, иначе вскоре они прекратят свое существование.

Если берег не очень крутой и сложен из легко разрушающихся рыхлых отложений, то на нем одновременно происходит заметное горизонтальное перемещение и разрушение берега, где среднегодовая величина разрушения составляет более 16 см в год. Там, где берег сложен более плотными породами, эта величина уменьшается в 2-3 раза. В обоих случаях при длительном разрушении берега прибрежные объекты могут оказаться под воздействием абразии и разрушаться. Во избежание этого на таких берегах необходимо приостановить или ослабить разрушительную деятельность моря. Этого можно достичь созданием откосно-пологого подводного склона с волногасительными валами и абразионно-устойчивыми подводными покрышками из водонепроницаемых, плотных пород (рис. 3).

Береговые и прибрежные объекты ни в коем случае нельзя размещать на широких, неглубоких унаследованно развивающихся прогибах, где затапливается или высвобождается из-под воды большая территория (рис. 2, 3). Здесь даже при незначительном колебании уровня моря под водой может оказаться большая территория. Величина даже нагонного наступления моря на сушу иногда достигает 1,5-2,0 км. Наблюдения и измерения опорных пунктов показывают, что здесь среднегодовая величина наступления моря на сушу колеблется в пределах 350-3700 м.

Такое интенсивное наступление моря на сушу обусловлено тем, что берег очень пологий и не имеет морфологического очертания, почти отсутствует уклон подводного склона. Поэтому не происходит разрушения берегов и не наблюдается следов заметной аккумуляции.

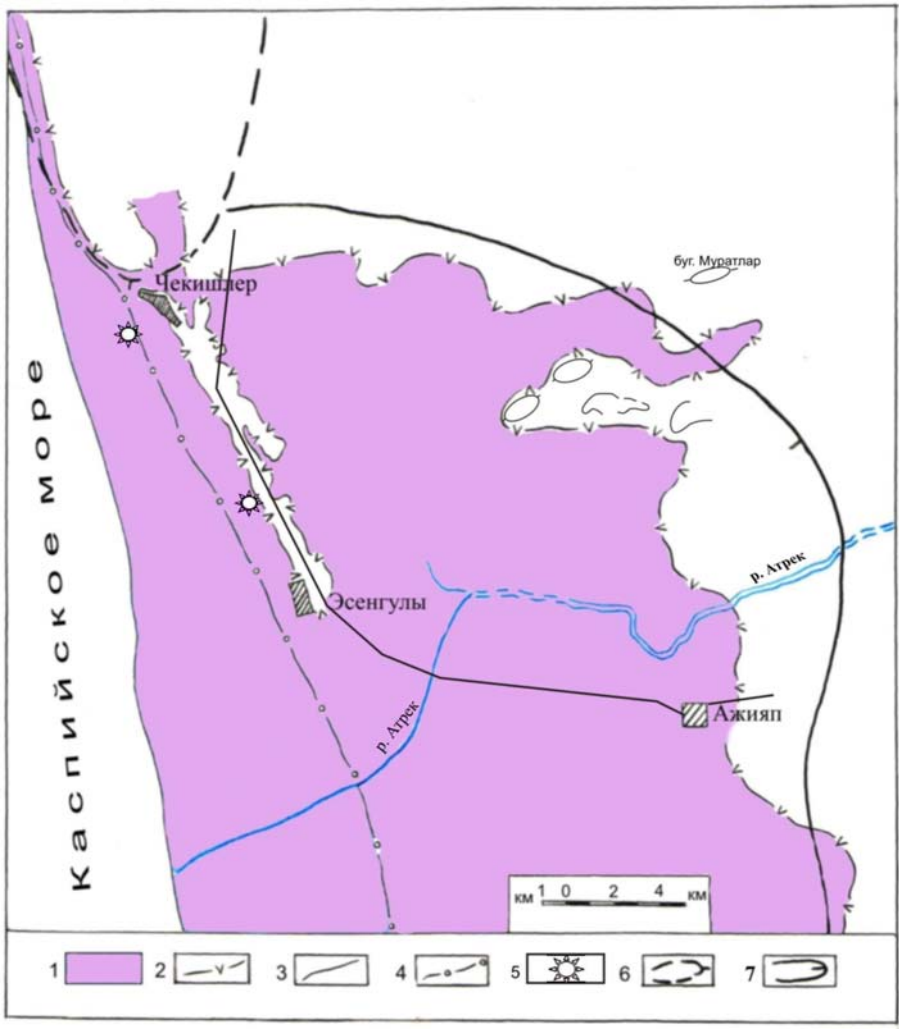


Рис. 1. Карта освободившегося дна Каспийского моря в пределах антиклинального и синклинального берегов за период 1836-1977 гг.
1 – территория, освободившаяся из-под уровня моря. Береговые линии Каспия: 2 – 1836 г.; 3 – 1977 г.; 4 – 1995 г.; 5 – грязевые вулканы; 6 – антиклинальная структура; 7 – синклинальная структура

Как отмечалось выше, уровень воды Каспия еще поднимается и можно ожидать затопления поселков, промышленно-хозяйственных объектов, поэтому нецелесообразно их размещать в таких прогибах. Завтра они могут быть затоплены морем.

Если возникнет необходимость размещения береговых объектов на таких берегах, то целесообразно располагать их на сваях, как это делали наши предки, создавая условия для свободного перемещения воды при наступлении и отступлении моря или возводить искусственные острова и полуострова. Иначе объекты не смогут долго существовать и надежно служить человеку. При наступлении и отступлении моря может возникнуть необходимость их переноса или реконструкции.

Изучение геологической истории Каспия позволяет предположить, что уровень воды нынешней трансгрессии моря не поднимется выше абсолютной отметки минус 22 м. Начиная с позднего миоцена, масштаб трансгрессии Каспия становился все меньше и меньше, а граница моря закономерно сужалась. Поэтому чем моложе трансгрессия, тем ниже отметка уровня воды моря. Последняя поздненовокаспийская трансгрессия Каспия имела отметку минус 22 м (начало XIX века н. э.) и можно ожидать, что Каспий не нарушит свои законы эволюционного развития.

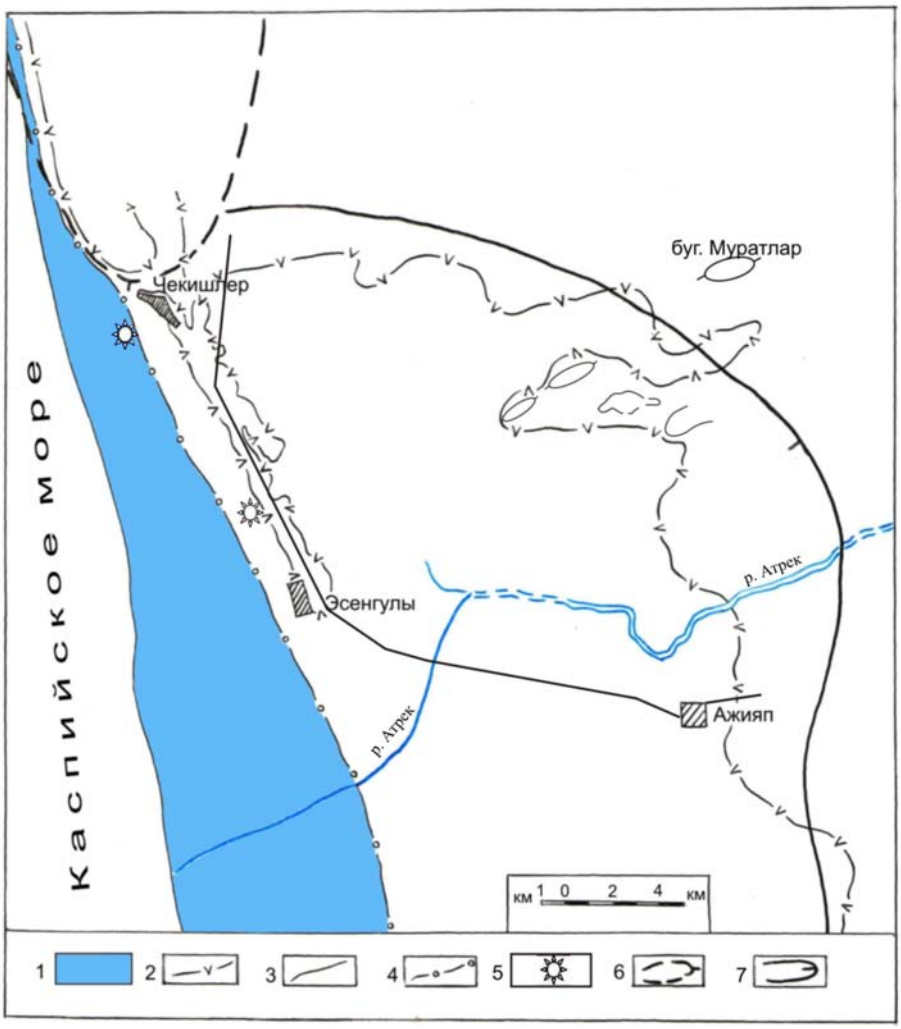


Рис. 2. Карта наступления Каспия на сушу в пределах антиклинального и синклинального берегов за период 1978-1995 гг.
1 – территория, затопленная морем за период 1978-1995 гг. Береговые линии Каспия: 2 – 1836 г.; 3 – 1977 г.; 4 – 1995 г.; 5 – грязевые вулканы; 6 – антиклинальная структура; 7 – синклинальная структура

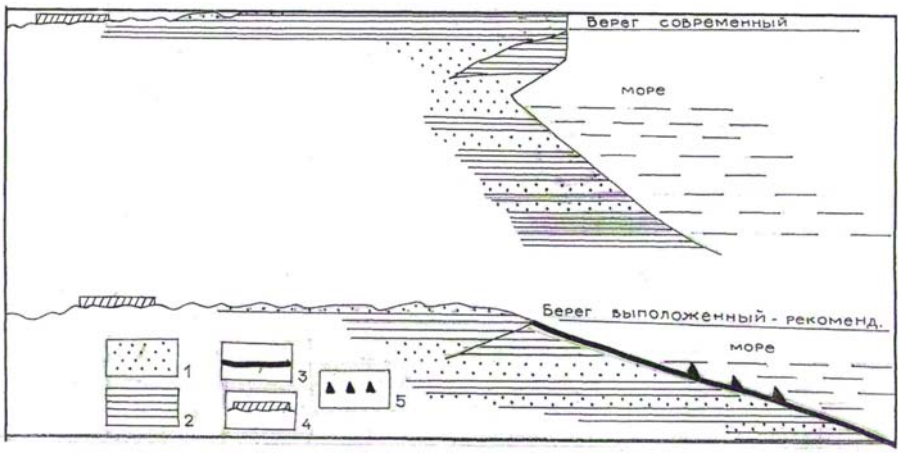


Рис. 3. Строение берега на периклинали антиклинальных структур. 1 – пески; 2 – глины; 3 – абразионно-устойчивое покрытие; 4 – производственно-административное здание; 5 – волногасители

В любой части Каспийского моря береговые и прибрежные объекты должны быть размещены выше этой отметки с учетом динамики береговых процессов и геологического строения берега. Если берег сложен из песка и имеет отметку даже минус 18-20, на нем нецелесообразно размещать объекты. Если возникнет необходимость их размещения на таких берегах, то нужно строить капитальные берегоукрепительные сооружения или размещать на сваях. Ни в коем случае нельзя расходовать средства на строительство примитивных берегоукрепительных сооружений в условиях геосинклинального берега Каспия, сложенных в основном из песчано-глинистых пород. Опыт показал, что они будут разрушены первыми нагонными штормами.

3. Управление Каспием и прибрежной территорией

Для решения каспийских проблем, на наш взгляд, давно назрела необходимость организации **Центра Прикаспийских государств по оперативному решению проблем Каспийского моря**. Вместе с тем уместно отметить, что резкое повышение уровня воды и соответственно наступление Каспийского моря на сушу побудило Прикаспийские государства создать в 1995 г. организацию по улучшению экологии моря под названием **Каспийская Экологическая Программа** (КЭП). Однако разрозненные по территории и тематике центры не в состоянии оперативно решать все текущие проблемы. И хотя КЭП существует более 15 лет, приходится с сожалением отметить, что заметных сдвигов по улучшению эколого-экономических условий Каспийского моря не произошло. То же самое можно сказать об опекунских проектах и грантах Глобального Экологического фонда (ГЭФ), Программы Развития ООН (ПРООН), Всемирного банка, ТАСИС и других международных организаций. Следует создать ответственную и оперативно действующую организацию.

Рекомендуемый к созданию **«Научно-производственный центр по проблемам Каспия»** будет осуществлять централизованное руководство по решению проблем Каспия. Финансирование его деятельности, очевидно, должны осуществлять на долевых началах Прикаспийские государства. Имея соответствующий статус и права, Центр может быть организован на базе КЭП и её органов: руководящий комитет, региональные тематические центры и др. Центр должен решать нижеследующие трансграничные и национальные задачи:

1. Организовывать научно-исследовательские работы по выяснению причин колебания уровня моря и давать краткосрочный прогноз изменения его уровня. Ученые и специалисты Прикаспийских государств должны вести научно-исследовательские работы по единой и обязательной для всех программе. Исследования должны быть направлены на изучение современного климата и палеоклимата, циклического изменения береговой линии Каспия в плиоцен-четвертичное время, роли тектонических движений в изменении уровня моря.

2. Проводить научно-изыскательские работы, направленные на уменьшение эколого-экономического ущерба, связанного с колебанием уровня моря, в частности, путем заполнения естественных понижений, имеющихся на восточном побережье Каспия и котловины Арала, рациональным размещением береговых и прибрежных народно-хозяйственных и гражданских объектов. Последнее занимает особое место для уменьшения эколого-экономического ущерба.

3. Создать международную экспертную комиссию по рассмотрению всех проектов, связанных с освоением природных богатств, экологией моря, строительством береговых и прибрежных объектов и др. В состав комиссии должны входить представители всех Прикаспийских государств, деятельность которых связана с решением Каспийских проблем.

4. Осуществлять надзор за выполнением Государственных постановлений, указов, решений, квот, стандартов и других документов, направленных на эколого-экономическое оздоровление Каспийского моря и Прикаспийского региона. Центр должен также принимать непосредственное участие в их составлении и контролировать их выполнение.

5. Обеспечить Центр правами накладывать штрафные санкции за экологический ущерб и обязывать виновников в кратчайшие сроки устранять источники загрязнения.

6. При составлении и утверждении контрактов и проектов с иностранными компаниями по добыче УВ сырья в обязательном порядке предусматривать средства в объеме около 5-6 % от общей стоимости проекта на сохранение и оздоровление экологии окружающей среды и моря.

7. Проводить оперативные работы по выявлению и ликвидации источников загрязнения моря и суши по техногенным и естественным процессам; добиваться замены старого, морально устаревшего бурового оборудования на новое, экологически надежное; не допускать проведения в море взрывных сейсмических работ; разрабатывать технологию по обезвреживанию отравленных вод, почв, образующихся при переработке попутного гидроминерального сырья и вторичной их переработке.

8. Контролировать обеспечение каждой скважины или их групп эффективно действующим противоаварийным оборудованием.

Быстрый и широкомасштабный рост поисково-разведочных работ на УВ и освоение морских и прибрежных нефтегазовых месторождений и связанных с ними новых коммуникаций увеличивает вероятность аварий. Поэтому в Центре необходимо создать специальную службу по предупреждению аварий и оперативной ликвидации их последствий за счет виновников аварий, которая должна быть обеспечена необходимым высококачественным оборудованием, приборами и техническими средствами. На экологически уязвимых участках побережья целесообразно организовать режимное мониторинговое наблюдение и по их результатам принимать неотложные меры по оздоровлению экологии.

ЛИТЕРАТУРА

АЛИ-ЗАДЕ, А.А. 1954. Об одной высокой террасе хвалынского моря на Боядаге. *Изв. АН ТССР*, 3.

АШИРОВ, Т.А. и др. 1992. Роль климатических, тектонических и сейсмических факторов на поведении уровня Каспийского моря. *Изв. АН ТССР, серия ФТХ и Г наук*, 2.

ДОСКАЧ, А.Г. 1980. К вопросу о причинах колебаний уровня Каспийского моря. В кн.: *Колебания увлажненности Арало-Каспийского региона в голоцене*. Наука, Москва.

ДУРДЫЕВ, Х**.** 2008. Развитие природных компонентов Низменных Каракумов и сохранение их экологического равновесия. *Проблемы освоения пустынь*, 3.

ИВАНОВ, В.Ф. 1982. Колебания уровня у берегов Восточной Чукотки в позднем плейстоцене и голоцене. В сб.: *Колебания уровня морей и океанов за 15000 лет*. Наука, Москва.

КАДЫРОВ, Ф.А., КАДЫРОВ, А.Г. 2004. Скрытая периодичность изменения уровня Каспийского моря: сопоставление периодичности тектонических процессов и прогноз режима. В матер. конференции *Датировка изменения уровня Каспийского моря*. Баку.

ЛЕОНТЬЕВ, О.К. 1959. Современные движения земной коры и колебания уровня Каспия. *Уч. Зап. Саратовского университета*, 72.

ЛИЛЛЕНБЕРГ, Д.А. 1996. Проблемы морфотектоники, геодинамики и геоэкологии Каспия на международных симпозиумах 1995 г. *Изв. РАН, серия географич. наук*, 6.

МАМЕДОВ А.В., АЛЕСКЕРОВ Б.А. 1986. Некоторые проблемы стратиграфии, хронологии и палеогеографии плейстоцена Азербайджана. *Изв. АН СССР, сер. географ.*, 1.

МАМЕДОВ, П.З. 2004. Сейсмостратиграфические исследования роли относительных изменений уровня Каспийского моря в формировании осадочных отложений Южно-Каспийской мегавпадины. В матер. конференции *Датировка изменений уровня Каспийского моря*. Баку.

МАМЕДОВ, Р.М. 2004. Долгосрочный прогноз колебания уровня Каспийского моря. В матер. конференции *Датировка изменений уровня Каспийского моря*. Баку.

МИЛАНОВСКИЙ, Е.Е. К палеогеографии Каспийского бассейна в среднем и начале позднего плиоцена. Бюлл. МОИП, отдел геология, том 38, вып. 3, 1963.

МИРОШНИЧЕНКО, В.П. 1954. Опыт разработки и применения аэрометодов для изучения новейших и современных тектонических движений в пределах предгорных равнин аккумулятивно-эолового типа. *Тр. Лабор. Аэрометодов АН СССР,* 3.

МИРОШНИЧЕНКО, В.П. 1958. Схемы тектоники мелководной зоны Каспийского моря и туркменского побережья. *Тр. Лаб. Аэрометодов АН СССР*, VI.

НИКОНОВА, П.Е. 1991. Многолетняя изменчивость составляющих водного баланса Каспийского моря и ее роль в колебаниях уровня. В матер. Всесоюзн. совещ. по проблемам Каспийского моря. Гурьев.

ОДЕКОВ, О.А. 1990. Земли неровное дыхание. Туркменистан. Ашхабад.

ОДЕКОВ, О.А. 1981. Явления совместного действия вертикальных и горизонтальных тектонических движений в земной коре. Ылым. Ашхабад.

ОДЕКОВ, О.А., ДУРДЫЕВ, Х**.** 1990. Колебания уровня Каспия: состояние и прогноз. *Изв. АН ТССР, серия ФТХ и Г*, 4.

ОДЕКОВ, О.А., ДУРДЫЕВ, Х. 1991. О геологических причинах колебания уровня Каспия. В матер. Всесоюз. совещ. по проблемам Каспийского моря. Гурьев.

ОДЕКОВ О.А., ДУРДЫЕВ, Х**.** 2003. О рациональном размещении объектов на Туркменском побережье Каспийского моря в связи с колебаниями его уровня. *Проблемы освоение пустынь*, 4.

ТУГОЛЕСОВ, Д. 1948. О причинах трансгрессии и регрессии Каспийского моря. *Изв. АН СССР, серия геолог. наук*, 6.

ХЕРШБЕРГ, Л.Б. и др. 1982. Древние береговые линии послеледниковой трансгрессии на шельфе Японского и Охотского морей. В сб.: *Колебания уровня морей и океанов за 15000 лет*. Наука, Москва.

ШАРКОВ, В.В. 1964. Геология подводного склона Западного берега Каспийского моря. Наука. Москва. Ленинград.

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

ЭЛЬ-НИНЬЮ КОМАНДУЕТ Каспием. 1999. Газета «Поиск», декабрь.

© А.П.Азизов, 2010

РЕПРОДУКТИВНЫЕ ПОКАЗАТЕЛИ *ASTACUS LEPTODACTYLUS* ESCH. НА ШЕЛЬФЕ АЗЕРБАЙДЖАНСКОГО СЕКТОРА КАСПИЙСКОГО МОРЯ

А.П.Азизов

Институт Зоологии НАН Азербайджана,
AZ 1073, Баку, ул.А.Абасзаде, проезд 1128, кв. 504

В работе даются результаты проведенных в течение восьми лет исследований репродуктивных показателей длиннопалого рака, распространенного на западном шельфе Каспийского моря. Определены зависимости абсолютной плодовитости от массы и длины тела, а также рабочая и относительная плодовитость самок.

Длиннопалые раки играют важную роль в продукционных процессах экосистем Каспийского моря. Они, питаясь рыбами, ракообразными, моллюсками и другими животными, а также растительностью, трансформируют вещества и энергии, при этом стабильно остаются важным звеном пищевой цепи в различных биоценозах Каспийского моря.

Рост и размножение ракообразных сопровождается периодическим отторжением во внешнюю среду оформленного органического вещества в виде яиц. Количественная оценка увеличения массы тела вследствие формирования половых продуктов или генеративного роста у ракообразных тесно связано с пластическим обменом.

Общую массу генеративных продуктов, произведенных особью за определенный промежуток времени или за всю жизнь, можно определить как генеративный прирост особи. Суммарное выражение генеративного прироста всех особей популяции является генеративной продукцией данной популяции.

Исследования на популяционном уровне указывают на то, что масса кладки или количество яиц в марсупиальной сумке являются функцией массы, а также длины тела ракообразных.

В формировании первичной генеративной продукции важную роль играют такие показатели самки, как длина, масса, возраст и степень физиологической активности. Кроме того, на общую генеративную продукцию существенно влияют абиотические факторы окружающей среды, особенно придонная и поверхностная температура воды, количество растворенного кислорода и pH (Федотов, Шумилова, 1999; Хмелева, 1988; Хмелева, Голубев, 1984).

Довольно хорошо изучены речные раки на восточном, северном и северо-западном шельфах Каспийского моря (Румянцев, 1974; Ушивцев, 1981; 1992; Черкашина, 1970; 1975). Исследования на западном шельфе имеют эпизодический характер (Касымов, 1994; Старобогатов, 1977) или проводились недавно (Азизов, 2006; 2008; Ушивцев, Камакин, 2000)

МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА

Исследования проводились в 2001 – 2009 гг. по сезонам на НИС «Алиф Гаджиев», кроме того, ручные сборы с прибрежных зон моря осуществлялись с применением волокуши длиной 25 м, площадь облова при этом составляет около 10000 м^2.

При анализе структурно-функциональной характеристики популяции длиннопалого рака *A.leptodactylus* нами выделены семь линейно – возрастных групп: 3,1 – 5,0 см; 5,1 – 7,0 см; 7,1 – 9,0 см; 9,1 – 11,0 см; 11,1 – 13,0 см; 13,1 – 15,0 см; 15,1 – 17,0 см. Первые две группы объединяют сеголеток и частично двулеток, не участвующих в размножении. Основу репродукции популяции составляют раки, относящиеся к третьей, четвертой и пятой размерно-возрастных групп.

Первичная обработка материала осуществлялась общепринятыми в гидробиологии методами. Эмпирические и расчетные данные обработаны статистически методом наименьших квадратов с применением регрессии.

Общей сложностью при обработке материала по плодовитости нами были выполнены 612 измерений.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В целом связь между количеством яиц и массой тела установлена для многих групп беспозвоночных, в том числе для ракообразных (Румянцев, 1974; Хмелева, 1988; Хмелева, Голубев, 1984).

Длиннопалый рак – раздельнополое животное с наружным оплодотворением. Сроки спаривания и откладки икры у длиннопалого рака растянуты с конца января по март при поверхностной температуре воды 3 – 7 ^{o}C. Выклев личинок наблюдается в середине июня при температуре воды 18 – 20 ^{o}C.

По нашим наблюдениям основную репродуктивную силу в популяции составляют самки длиной 8,2 – 15,4 см и массой 42 – 109 г, самцы длиной 7,5 – 16,1 см и массой 45 – 153 г.

Анализ марсупиальных сумок длиннопалого рака показывает, что с увеличением массы и длины количество икринок в кладке увеличивается и колеблется от 68 до 274 яиц на самку. С увеличением размеров самок закономерно увеличивается и вес кладки, которые колеблются в пределах 0,856 – 3,452 г.

Относительная плодовитость определяется как соотношение веса кладки к весу самки. Анализируя эти соотношения, мы наблюдаем, что с увеличением массы тела относительная плодовитость уменьшается. Наблюдаемая обратная корреляция объясняется физиологическим состоянием самок, прежде всего возрастными изменениями. Поэтому для самок весом 41,5 г относительная плодовитость составляет 0,041, а для самок весом 107,6 г – 0,029 г.

Известно, что некоторая часть икры от общего количества, заключенной в марсупиальную сумку, не развивается. Отсюда формируется истинная или рабочая плодовитость самок. Рабочая плодовитость длиннопалого рака в районе исследования по нашим расчетам составляет около 70 % от абсолютной плодовитости и колеблется от 48 до 191 икринок на самку.

Половая структура популяции длиннопалого рака на западном шельфе почти стабильна, соотношение самок и самцов составляет примерно 1/1. Но, учитывая то, что на этот показатель влияет комплекс абиотических факторов, наблюдаются закономерные отклонения от нормы в различных вариантах: разрез Губа и Киязи – 1/2, разрез Килязи – 2/1, разрез Абшерон – 1/1,61; 1/1,87 и 1,41/1.

В уравнениях, описывающих зависимость между количеством яиц и массой, а также между количеством яиц и длиной тела коэффициенты a и b являются эмпирическими. Значения a непосредственно зависят от абиотических факторов среды, характеризуют не только длину и массу, но и плотность организма. Коэффициент b показывает степенную зависимость абсолютной (в том числе рабочей относительной) плодовитости от массы и длины тела у длиннопалого рака.

Статическая оценка связи абсолютной плодовитости с массой тела для частных параболических уравнений у длиннопалого рака Каспийского моря приведена в таблице 1. Анализ данных показывает, что логарифмы абсолютной плодовитости и массы тела длиннопалого рака для всех указанных случаев хорошо коррелируют между собой. Коэффициент корреляции (r_{xy}) во всех случаях имеет высокое значение и равен 0,924. С помощью среднеквадратической ошибки каждой прямой $\ln a$ была определена вероятность отклонений отдельных измерений от ожидаемой средней для *A.leptodactylus*. Все отдельные значения E (4,21 – 5,62) отклоняются от величины, рассчитанной по уравнению, не более чем на $\pm 3\ \sigma \ln a$. Следовательно, по уравнению:

$$E = 5{,}344\ W^{0{,}835\pm0{,}057} \qquad (1)$$

данная величина составит $\pm 3 \times 0{,}138 = \pm 0{,}414$. Если перейти от lnE к E, то крайние пределы максимальных отклонений отдельных величин, ожидаемых по уравнению, составят 1,5 – 2,6 раза в обе стороны для *A.leptodactylus*.

По нашим исследованиям, очень хорошая коррелятивная связь наблюдается и между абсолютной плодовитостью и длиной тела длиннопалого рака. Статистическая оценка связи между абсолютной плодовитостью и длиной тела длиннопалого рака Каспийского моря для частных параболических уравнений приведена в таблице 2. Анализ таблицы 2 показывает, что логарифмическая связь между абсолютной плодовитостью и длиной тела самок для всех указанных случаев подтверждается наличием высокой корреляции (r = 0,744). С помощью среднеквадратической ошибки каждой прямой $\ln a$ была определена вероятность отклонений отдельных измерений от ожидаемой средней для *A.leptodactylus*.

Таблица 1

Статистические показатели зависимости абсолютной плодовитости от сырой массы тела длиннопалого рака *A.leptodactylus*

n	σ_y	σ_x	r_{xy}	$\sigma \ln a$	$\ln a$	a	$b \pm \sigma_b$
153	0,436	0,547	0,924	0,138	1,675	5,344	0,835±0,057

Таблица 2

Статистические показатели зависимости абсолютной плодовитости от длины тела длиннопалого рака *A.leptodactylus*

n	σ_y	σ_x	r_{xy}	$\sigma \ln a$	$\ln a$	a	$b \pm \sigma_b$
153	0,255	0,131	0,744	0,091	-0,146	0,864	2,045±0,104

Все отдельные значения E отклоняются от величины, рассчитанной по уравнению, не более чем на $\pm 3\ \sigma \ln a$. Следовательно, по уравнению:

$$E = 0{,}864\ L^{2{,}045 \pm 0{,}104} \qquad (2)$$

данная величина составит $\pm 3 \times 0{,}091 = \pm 0{,}273$.

Таким образом, можно заключить, что сроки размножения длиннопалого рака очень растянуты. Спаривание и откладка яиц происходит при 3 – 7 °C поверхностной температуре воды, а выклев личинок наблюдается в середине июня, иногда даже в июле.

С увеличением массы и длины тела в марсупиуме количество яиц пропорционально увеличивается. У самых маленьких по массе и длине самок, а также у самок предельных линейно-возрастных групп обычно наблюдается низкая абсолютная плодовитость.

Установлено, что не все икринки способны к дальнейшему развитию. Наблюдается в среднем 30 %-ая естественная элиминация, и рабочая плодовитость *A.leptodactylus* составляет 70 % от исходной плодовитости.

Получены уравнения, описывающие зависимости абсолютной плодовитости от массы и длины тела длиннопалого рака. Тем самым была создана простая двухфакторная математическая модель процесса размножения в популяциях *A.leptodactylus,* и наблюдается очень высокая (0,744 – 0,924) корреляция.

ЛИТЕРАТУРА

АЗИЗОВ, А.П. 2006. Биоэкологические особенности и промысловые запасы речного рака *A.leptodactylus* прибрежных зон Абшеронского полуострова. *Тр. Института Зоологии*, XVIII, Баку, 257-265.

АЗИЗОВ, А.П. 2008. Структурно-функциональная характеристика популяции *A.leptodactylus* Esch на западном шельфе Азербайджанского сектора Каспийского моря. *Тр. Азербайджанского Зоологического Общества*, I, 417-421.

КАСЫМОВ, А.Г. 1994. Экология Каспийского озера. Баку. 240.

РУМЯНЦЕВ, В.Д. 1974. Речные раки Волго-Каспия. Пищевая промышленность. Москва. 84.

СТАРОБОГАТОВ, Я.И. 1977. Ракообразные. Определитель пресноводных беспозвоночных России. Т. 2. С-Петербург. 177- 180.

УШИВЦЕВ, В.Б. 1981. Определение запасов речного рака на Каспии. *Рыбное хозяйство*, 4, 50-51.

УШИВЦЕВ, В.Б. 1992. Морские объекты промысла. БИВЦ. Каспрыба. 98 – 99.

УШИВЦЕВ, В.Б., КАМАКИН, А.М. 2000. Раки Южного Каспия (*Decapoda, Astacidae*): распространение. Характеристика биотопов, *Каспийский Плавучий Университет*, НБ, 1, КаспНИРХ, 157.

ФЕДОТОВ, В.П., ШУМИЛОВА, Т.Е. 1999. Адаптационные реакции сердечной деятельности раков на изменение температуры и pH в среде обитания. *Мат. Межд.Конф., посв. 150-летию И.П.Павлова,* С-Петербург, 376-377.

ХМЕЛЕВА, Н.Н. 1988. Закономерности размножения ракообразных. Минск. 208.

ХМЕЛЕВА, Н.Н., ГОЛУБЕВ, А.П. 1984. Продукция кормовых и промысловых ракообразных. Минск. 216.

ЧЕРКАШИНА, Н.Я. 1970. О размножении раков (*Astacidae*) юго-восточного побережья Каспия. *Гидроб. журнал*, 6, 4, 104-106.

ЧЕРКАШИНА, Н.Я. 1975.Распределение и запасы раков рода *Astacus (Decapoda*) в туркменских водах Каспия. *Тр. ВНИРО*, 108, 177 – 184.

© Т.М.Эйбатов, 2010

КАСПИЙСКИЙ ТЮЛЕНЬ (PUSA CASPICA GMEL.) – ЭНДЕМИК КАСПИЯ

Т.М.Эйбатов

Естественно- исторический музей им. Г. Зардаби НАН Азербайджана
AZ1006, Баку, ул. Лермонтова, 3
e-mail: t_eybatov@mail.ru

Сделана попытка комплексного решения проблемы происхождения и эволюции каспийского тюленя с использованием большого количества как современных методов исследования, так и ископаемого материала по ластоногим, собранных за последнее время на обширной территории Евразии. На основе комплексных исследований совместно с зарубежными учёными удалось вскрыть большинство основных причин гибели каспийского тюленя. Рекомендованы меры по его спасению.Впервые в истории каспийского тюленя приводится детальная динамика выбросов трупов тюленей на побережье Каспия и выясняется их причина.

Одонтологический и эмбриологический подходы к изучению эволюции каспийского тюленя позволили получить дополнительные аргументы в пользу автохтонной теории происхождения каспийского тюленя. Выявлена динамика численности и распространения каспийского тюленя по всему Каспию.

Введение

Каспийский тюлень – уникальный вид Каспийского бассейна и универсальный биоиндикатор воздействия окружающей среды – в настоящее время попал в число резко сокращающихся видов (рис 1). Тюлень является единственным морским млекопитающим Каспия. Он является эндемиком бассейна и с этой точки зрения весьма уязвим. Максимальная продолжительность жизни каспийского тюленя установлена нами в 50 лет (Эйбатов, 1976), половая зрелость у самок наступает к 7-8 годам (обследование около 10 тысяч беременных самок на побережье Абшеронского полуострова показало, что минимальной возраст беременных самок 8 лет, лишь в одном случае нами была обнаружена беременная самка в возрасте 7 лет). Климактерический период начинается в 30-32 года. И только у одной особи в возрасте 34 лет был обнаружен эмбрион. У самцов половая зрелость наступает в 8-9 лет. Дополнительным доказательством этого служит и резкое увеличение размеров и веса половой косточки (бакулума). Физическая зрелость (завершение синостозирования) у каспийского тюленя наступает в возрасте 18-22 лет. А старческие изменения (остеохондроз, остеопороз, деформирующий артроз, фрагментация корней зубов) – в 28-32 года (Гаджиев, Эйбатов, 1995) В течение жизни каспийские тюлени по весне мигрируют из Северного в Южный Каспий, где проводят летние месяцы и возвращаются назад к зиме для воспроизведения потомства на льду. Во время миграций тюлени могут быть обнаружены практически во всех частях моря. В зимний период обычно с 25 января по 5 февраля проходит щенка, новорожденный называется бельком, у него длинная белая шерсть, вес около 5 кг. Через две недели длинная шерсть начинает выпадать и заменяется коротким сизым сиварным мехом – стадия тулупки. Через месяц бельковый мех полностью сходит и начинается сиварная стадия, которая продолжается до 6 месяцев, сменяясь желтяковой окраской (стадия желтяка).

Через год появляется взрослая окраска: у самцов, как правило, синевато-темная с яркими пятнами, у самок более светлых тонов. Спаривание тюленей происходит не в воде, а на льду, сразу же после того, как самки откармливают бельков, т.е. через месяц после щенки. Весь период кормления самцы находятся на льду и дожидаются окончания лактации, после чего спариваются и еще некоторое время находятся с самками на льду, где у них происходит весенняя линька. О дальнейшей судьбе детенышей самки не беспоко-

ятся. После таяния льда тюлени начинают мигрировать на юг в двух направлениях: меньшая часть по западному и большая часть по восточному побережью Каспия. В акватории Азербайджана обычно появляются в конце апреля – начале мая. В отдельные годы в зависимости от погодных условий щенка и миграция могут смещаться на один месяц. Максимальное скопление тюленей в акватории Абшеронского архипелага наблюдается в конце мая – начале июля. В дальнейшем тюлени мигрируют в Южный и Средний Каспий и кормятся в его центральной части и у берегов иранского побережья. На территории Ирана они появляются в июне. Обратная осенняя миграция начинается в октябре и заканчивается в конце ноября – начале декабря. В 2008 году пик осенней миграции пришелся на конец октября – начало ноября. Наибольшее число тюленей наблюдалось 3 ноября. С вертолетов и рыбаками в районе между островом Пираллахи и островом Чилов (Жилой), т. е. на островах Кичик тава (Малая плита), Бёюк тава (Большая плита), Тава-алты (Подплиточный) и Дарданеллы, а также на мысах Джануб дили (Южный) и Урунос острова Чилов, обнаружено больше тысячи тюленей. В эти дни также наблюдался большой миграционный поток тюленей между островом Чилов и Нефт дашлары (Нефтяные Камни).

Если в конце XIX века общая численность тюленей в Каспии оценивалась в 1-2 миллиона особей, то уже в начале XX века их популяция оценивалась примерно в миллион особей. В течение XIX и XX веков на тюленей велась охота, преимущественно на бельков на льдах Северного Каспия. В начале XX века добывалось до 100 тыс. тюленей ежегодно. Позже были установлены квоты в 40 тыс. зверей в год, которые в дальнейшем были понижены до 20 тыс. В настоящее время квоты на выбой тюленя составляют всего несколько тысяч.

В результате варварского промысла тюленей к 80-90 годам прошлого века их численность сократилась до 350-400 тыс. особей, и на каждый квадратный километр Каспия в среднем приходилось по одному тюленю. Современные оценки численности варьируют в пределах 110 тыс. особей. Эта цифра указана в отчете Международной группы исследования каспийского тюленя (CISS) по результатам учетов численности каспийского тюленя в 2006 году. Динамика смертности тюленей на территории Азербайджана полностью подтверждает эту цифру.



Рис. 1. Каспийский тюлень. Самец

Каспийский тюлень занесен в Красную Книгу МСОП как уязвимый вид. В последнее время произошли случаи массовой смертности тюленя, которые значительно сократили его численность. Так, в 2000 году массовая смертность унесла несколько десятков тысяч тюленей по всему Каспию (Азербайджан, Казахстан, Россия и Туркменистан). Ученые давно отмечали накопление в бассейне Каспия различных паразитарных инфекций, ионов тяжелых металлов и пестицидов (особенно ДДТ и его производных), но основным агентом, вызвавшим смертность тюленей в 2000 г., был признан вирус собачьей чумки, или собачьей кори (Forsyth et al., 1998). Почти все тюлени, исследованные в это время, дали положительную реакцию на присутствие этого морбилевируса. Предыдущие исследования (Крылов и др., 1990) также показали, что загрязнения могут служить причиной невозможности размножения самок тюленя (есть мнение, что яловость может достигать 70%). Процент самок, не участвующих в размножении, остается до сих пор очень высоким (по некоторым данным до 80%).

Помимо охоты и загрязнения, на каспийского тюленя воздействуют и другие факторы. Одним из основных источников питания тюленя долгое время была килька, мелкая и многочисленная рыба Каспийского моря. За последнее десятилетие запасы кильки сильно сократились по нескольким причинам: массовая смертность в 2001 году; увеличение добычи в 1990-2000 годах, вселение гребневика *Mnemiopsis leidyi*.

Факторы беспокойства в течение деторождения и вскармливания детенышей стали еще одной угрозой существованию тюленя, которая оценена только в последнее время.

Лежбища на территории Азербайджана

С древних времен на Абшеронском полуострове и на островах Абшеронского и Бакинского архипелагов существовали постоянные и сезонные лежбища тюленей. В тридцатых годах XX века на островах Абшеронского архипелага и Шах дили (Шахова коса) ежегодно промышляли (т.е. забивали) до 10 тысяч тюленей. Так, например, по сведениям Н.К. Верещагина (1938), в районе Шах дили, островов Чилов и Санги-Муган (Свиной) в 1935 году было добыто 14 809; в 1936 году – 11 321; в 1937 году – 7 188 тюленей. В эти же годы в Северном Каспии забивали от 100 тыс. до 200 тыс. тюленей в год, что и привело к резкому падению численности тюленей в Каспии. В 70-80 годах XX века мониторинговыми исследованиями каспийского тюленя занимался ныне покойный проф. Д.В. Гаджиев, с 1971 года к этим исследованиям подключился и автор этой статьи. Регулярные поездки на Шах дили в эти годы позволили установить, что постоянно на косе и прилегающем Тюленьем острове, который сейчас затоплен, но располагался в километре севернее косы, находилось до 2 тысяч тюленей. В период весенней и осенней миграций численность их резко возрастала. Кроме того, необходимо отметить, что практически все острова Бакинского архипелага: и в первую очередь острова Хара-Зиря (Булла) и Гиль (Глиняный) являлись местами сезонных лежек каспийского тюленя, где численность тюленей достигала ста особей, и даже в зимнее время на них встречались небольшие группы тюленей.

В 80-90 годах XX века в результате поднятия уровня Каспия и других причин (обильный сброс речным стоком большого количества ДДТ и других хлорорганических соединений) численность тюленей на лежбищах резко уменьшилась и не превышала тысячи особей. Исследования, проведенные в 1995-1997 годы при поддержке фирмы BP, которая организовала вертолетные облеты прибрежной полосы Азербайджана, включая Шах дили, и острова Абшеронского и Бакинских архипелагов, показали, что численность тюленей на Шах дили не превышала 200-300 особей; на островах, расположенных между островом Пираллахи (Артем) и островом Чилов: Кичик и Бёюк тава, Тава-алты и Дарданелла, составляла около 200 тюленей; небольшая группа тюленей (100-150 особей) располагалась на Джануб дили (Южная коса) острова Чилов. Периодически наблюдались небольшие группы на мысе Урунос, который в настоящее время превратился в изолированный остров, отделившийся от острова Чилов. Облеты совершались первоначально совместно с английским исследователем Каланом Даком в 1996 г., а затем и с Сьюзан Вилсон в 1997 г. Помимо облетов, делались регулярные пешие обследования акватории острова Чилов

и Шах дили. Результаты мониторинговых исследований тех лет были доложены на совещании по экологии Каспия, проводившемся в Бордо в октябре 1997 года (Eybatov, 1997), где были представлены фотографии лежбищ Азербайджана и на одной из фотографий был заснят браконьер, промышляющий тюленей на Джануб дили острова Чилов (Allchin et al., 1997).

С 1995 года по сей день на островах Бакинского архипелага тюленей больше нет. Лишь однажды в 1996 году в прибрежной полосе острова Гил, с вертолета наблюдались 2 тюленя.

Летом 2001 года мониторинговое исследование проводилось совместно с Сьюзан Вилсон и ныне покойным иранским исследователем Хормосом Асади (погибшим зимой 2008 года в автокатастрофе при исследовании тюленей на побережье иранской акватории Каспия), тогда на Шах дили численность тюленей достигала 200-300 особей.

Последний раз зимняя лежка тюленей наблюдалась на Шах дили весной (март) 2002 года. Это наблюдение проводилось совместно с английским исследователем Сьюзан Вилсон и её коллегой – кинооператором из Англии. В этот период удалось обнаружить последнюю зимнюю лежку численностью около 100 особей, а также был обнаружен труп белька, который находился в стадии тулупки (детеныш, у которого начался процесс линьки и большая часть белькового меха осыпалась). Это факт свидетельствует о том, что на зимнем лежбище Шах дили проходила щенка и новорожденные тюленята были убиты и частично съедены чайками. Последний раз, когда на оконечности мыса (который уже около 10 лет как превратился в изолированный остров) было обнаружено 2 живых тюленя, было зимой 2005 года. С тех пор до настоящего времени на Шах дили ни лежек, ни одиночных тюленей больше нет. И это при том, что в последние несколько лет на Шах дили наблюдения в рамках проекта «Дарвиновская инициатива» проводились не реже одного – двух посещений на моторной лодке в месяц.

Что же касается островов Абшеронского архипелага, то и на них тоже постоянных, т.е. круглогодичных, лежбищ больше не существует. На них сохранились только сезонные, т.е. миграционные, скопления больших групп тюленей до 1000 особей в период весенней и осенней миграций. Сравнительно реже плавающие тюлени стали наблюдаться в акватории Нефт Дашлары. Одной из основных причин редкого посещения Нефт Дашлары тюленями, помимо резкого уменьшения их численности, является и то, что нефтяникам в последние годы стали запрещать во время вахты ловить рыбу. Раньше в период ночного лова нефтяники для ловли кильки использовали осветительные приборы, которые привлекали тюленей. Тюлени при этом часто рвали снасти, сами запутывались в сетях, в результате чего раздосадованные нефтяники часто различными способами убивали тюленей.

Исследования возрастно-полового состава тюленей на лежках, обнаруженных в последние годы, свидетельствуют о некоторых сдвигах: если раньше в XX веке в зимний период на лежках преобладали самцы и молодые особи, то в последние годы число самцов и самок выравнилось, и значительно меньше стало молодых особей – сеголетков. Также значительно уменьшилось число старых особей.

Кстати, такое же резкое изменение произошло и в туркменской акватории Каспия. По сведениям наших коллег, если в 80-90 годах в результате проведенных исследований В.И. Крылов насчитывал на острове Огурчинский до 12 тысяч тюленей, то в последние 4-5 лет, по сведениям П. Ерохина, численность лежбищ не превышает 2 тысяч особей, т.е. налицо сокращение численности тюленей на лежбищах в 6 раз. Также резко упало число новорожденных щенят на этом острове.

Такая же тенденция наблюдается и в Казахстане, но в связи с тем, что наши казахстанские коллеги лишь недавно приступили к изучению тюленей на лежбищах, полный масштаб уменьшения численности не ясен, но если раньше на островах и шалыгах Казахстана количество тюленей исчислялась десятками тысяч, то в настоящее время их численность значительно меньше. Что же касается иранской акватории, то там никогда не было лежбищ тюленей, и в настоящее время рассматриваются проекты по намыванию искусственных островов, на которых в дальнейшем будут организованы лежбища тюленей.

В последние годы (1997-2001 годы) на побережье Каспия наблюдались необычные,

экстраординарные массовые выбросы трупов каспийского тюленя. Причём если раньше определённое количество выбросов наблюдалось только на северном побережье Абшеронского полуострова, то в эти годы наиболее массовые выбросы трупов были обнаружены в прибрежной акватории Казахстана, т.е. в тех регионах, где раньше на протяжении целого столетия исследователями не наблюдались. Необычно многочисленными оказались и выбросы трупов на Западном побережье Каспия: в 1997 году за один месяц (июль) – около 10 тыс., из них на азербайджанском побережье – около 6 тыс. (Eybatov, 1997). Ещё более необычными оказались выбросы на побережье в 2000-2001 годах. На территории Казахстана только по официальным источникам за короткий период погибло более 10 тысяч, а по всему Каспию более 30 тысяч животных.

Экосистема внутриматерикового замкнутого Каспия характеризуется многочисленными сложными, исторически сложившимися иерархическими, ещё до конца непознанными связями. По существу, экосистему Каспия можно признать как единую надорганизменную структуру, в которой изъятие или даже изменение биологических параметров одного из членов не может произойти без изменения всей системы. С другой стороны, наличие постоянных перемещений как поверхностных, так и глубинных вод Каспия в случае локального излияния на поверхность водоёма сырой нефти или других токсических продуктов промышленности быстро и неизменно окажет своё пагубное воздействие на организмы не только в местах излияния, но и далеко за его пределами.

Примеров, иллюстрирующих это, можно привести множество, но мы ограничимся лишь несколькими. Загрязнение нефтяными выбросами Южного Каспия, в особенности районов островов Абшеронского и Бакинского архипелагов, а также западного побережья, привело к уничтожению основных мест нагула донных и пелагических рыб Каспия. Нефтяными выбросами почти полностью уничтожено стадо морского судака. В настоящее время прибрежная зона многих островов потеряла свою роль кормовых пастбищ рыб.

Следует отметить, что эти места являлись исконными местами летней кормёжки каспийского тюленя. В настоящее время из-за загрязнения нефтью эти места почти перестали быть кормовой базой тюленя. Следует также отметить и то, что в замкнутом Каспии, в отличие от океана и сточных морей, процессы естественного очищения идут чрезвычайно медленно и не полностью.

Каспийский тюлень, как один из важных элементов в экосистеме Каспия, является конечным звеном сложной трофической цепи биоценоза этого уникального водоёма, и его по праву считают индикатором загрязнения Каспия. Он вместе с Каспием прошел долгий эволюционный путь, насчитывающий несколько миллионов лет, что также следует учитывать при организации мер его охраны.

Каспийский тюлень – единственный представитель из числа 33 видов отряда ластоногих, который вошёл в книгу рекордов Гиннесса как самый мелкий по размерам вид тюленей, обитающих в настоящее время в Мировом океане.

Материал и методика

Материалом для проведения настоящего исследования послужили:

1. Оригинальные ископаемые костные останки тюленей, собранные на территории Южного Кавказа, Северного Причерноморья, Молдовы и Румынии, а также литературные источники по ископаемым ластоногим старого и нового Света.

2. Археозоологические находки ископаемых тюленей, обнаруженные на территории Азербайджана.

3. Огромный неонтологический материал по каспийскому тюленю собран на Азербайджанском побережье акватории Каспия; сварены и обработаны более 600 скелетов; извлечено и изучено более 300 эмбрионов в разной стадии развития; произведено вскрытие и изучение более 10 тыс. трупов; взятые образцы тканей отправлены в Англию, Нидерланды и Японию для проведения вирусологических, бактериологических, серологических и токсикологических исследований в рамках программы ПАДЕКО и проекта «Дарвиновская инициатива».

Для определения динамики выбросов трупов каспийского тюленя на протяжении многих лет проводился еженедельный объезд

береговой линии – главным образом северного побережья Абшеронского полуострова – главного кладбища каспийского тюленя. В периоды массовых выбросов исследования проводились по всему побережью Азербайджана.

Для исследования лежбищ регулярно проводились выезды на острова Абшеронского и Бакинского архипелагов, а также на Шах дили – главное лежбище каспийского тюленя на территории Азербайджана.

Многократно проводились мониторинговые облёты островов и береговой линии на вертолётах при посредничестве компании BP. В различные сезоны года совершались поездки на судах на остров Чилов, так как на двух мысах этого острова – Урунос и Тюлений образовывались постоянные круглогодичные лёжки тюленей. По выбросам накоплен значительный кино- и фотоматериал.

Собранный при вскрытии трупов гистологический материал фиксировался в растворах формалина и других фиксаторах. Большая часть образцов замораживалась и хранилась в морозилках при температуре не менее минус 20 градусов Цельсия или же в жидком азоте для вирусологических анализов.

Для определения индивидуального возраста животных использовалась разработанная нами оригинальная методика определения индивидуального возраста по цементу и дентину на декальцинированных шлифах постоянных зубов.

Для исследования молочных зубов использовался рентгенографический метод с использованием рентген-аппарата РУМ-7, обладающего очень высокой разрешающей способностью при длительной экспозиции.

Происхождение каспийского тюленя, его систематическое положение и палеонтологические доказательства его эволюции

На протяжении длительной и сложной геологической истории Каспия он заселялся различными видами морских млекопитающих. В отложениях майкопского моря – олигоценовом предшественнике Каспия – найдено большое число остатков самых разных видов древних (*Archaeoceti*), зубатых (*Odontoceti)* и беззубых (*Mysticeti*) китообразных.

В нижнем миоцене продолжали существовать примитивные китообразные, но уже встречаются представители ластоногих, наиболее древние останки которых найдены в верхнемайкопских отложениях (нижний миоцен) селения Перикишкюль. Морские млекопитающие были довольно обычны и в сарматском море, но число видов ластоногих в этот геологический период достигает максимальных величин для южных третичных морей.

По мере приближения к четвертичному (антропоген) периоду происходит все большая изоляция Каспия от Мирового океана; разнообразие китообразных уменьшается. Последние их представители вымерли в самом конце третичного периода (абшеронский век).

В современной фауне Каспийского моря из морских млекопитающих сохранился лишь каспийский тюлень (*Pusa Caspica Gmel*.)

Непосредственное происхождение каспийского тюленя остается до сих пор ещё дискуссионным. Правда, за последнее время, благодаря описанию некоторых новых палеонтологических находок и пересмотру прежних, а также в результате анализа морфологических признаков решение этой проблемы заметно продвинулось. Тем не менее продолжают существовать две основные гипотезы, объясняющие происхождение этого вида. Согласно одной из них, тюлени заселили Каспий в четвертичный период, проникнув тем или иным путём с севера под влиянием ледника, оттеснившего на юг какую-то часть популяции предков кольчатой нерпы, которая, проникнув в новый водоём, в конечном счёте и преобразовалась в современного каспийского тюленя.

Некоторые авторы решающую роль в проникновении тюленей в Каспий отводят обширному пресноводному водоёму, образовавшемуся в результате подпора речных вод на огромном пространстве Северо-Западной Сибири (Пирожников, 1937; Дэйвис, 1958).

Этот водоём, простирающийся до современного Северо-Восточного Казахстана, поглощал собой современное Аральское море и близко подходил к Каспию, с которым он мог соединяться речными протоками, а также и к Байкалу.

По другой гипотезе, основывающейся на палеонтологических данных, относящихся к миоцену и плиоцену, каспийский тюлень считается потомком тюленей подрода Pusa, обитающих в последовательно сменяющихся

Сарматском, Меотическом, Понтическом и других бассейнах и в конечном итоге современном Каспийском море.

Ряд ископаемых остатков верхнетретичных и раннечетвертичных тюленей, найденных по периферии Каспия и в других южных районах, обнаруживает черты близкого родства с современным каспийским тюленем. Вторая точка зрения за последние десятилетия получила новые обоснования (Чапский, 1948; 1955; Кирпичников, 1964). Очевидно, имеется больше оснований придерживаться гипотезы автохтонного происхождения каспийского тюленя, чем считать его выходцем с севера. Из миоцен-плиоценовых отложений Северного Причерноморья известны остатки семи видов тюленей (Корецкая, 1986). Из одновозрастных отложений Западной Европы описано около десяти родов настоящих тюленей, принадлежащих к трём подсемействам – *Phocidae*, *Monachina* и C*istophorina*.

Имеются все основания предполагать, что и причерноморские тюлени также не являются единой в систематическом отношении группой. В этом, в частности, был убеждён и М. Кретцой, пытавшийся исследовать неогеновых тюленей из указанного региона и выделивший три новых рода: *Praepusa, Monochopsis* и *Pontophoca*.

Родственные взаимоотношения с близкими видами определяются объединением данного вида в один подрод (или род) с кольчатой нерпой (*Pusa hispida*) и байкальским тюленем (*Pusa sibirica*). Они, несомненно, близки, однако интерпретация каспийского тюленя (как и байкальского) в качестве подвидов кольчатой нерпы (*Pusa hispida Schreb*.) у современных авторов не встречает поддержки.

В настоящее время спорным является внутривидовое таксономическое подразделение каспийского тюленя. Некоторые авторы в прошлом и настоящем считают, что тюлень, обитающий в обширной акватории Каспия, не может относиться к единой популяции. Еще в 1929 году польский зоолог Дыбовский по особенностям строения носовых костей подразделил популяцию на три подвида, дав им бинарную номенклатуру (цит. по Огневу, 1935): *Caspiopusa* Бенинга; *Caspiopusa* Кизилветчера; Caspiopusa Державина. В последующем Д.В. Гаджиев показал, что приведённые Дыбовским признаки подвержены индивидуальной изменчивости и не могут характеризовать подвиды.

Поэтому до последнего времени было принято считать наличие у каспийского тюленя одной единой популяции (Бадамшин, 1969; Чапский, 1976).

В начале восьмидесятых годов появились публикации (Земский, Крылов, 1982; Крылов, 1983) о наличии групп тюленей, обитающих в Южном Каспии, имеющих ряд признаков в черепе, отличающих их от остальной популяции. Они рождают детёнышей, используя как твёрдый субстрат не лёд (пагофилия), как это обычно делают особи каспийского тюленя, а сушу (геофилия). Если эти данные подтвердятся, то возникает необходимость выработки особых мер защиты такой малочисленной группировки и внесения этого подвида в международную «Красную книгу».

Однако следует отметить, что пока исследование краниологического материала, предпринятое Д.В. Гаджиевым, не подтверждает самостоятельности южной популяции. По-видимому, как и в случае с исследованиями Дыбовского, отмеченные Земским и Крыловым особенности относятся к категории индивидуальной изменчивости. Вместе с тем решение этого вопроса требует дополнительных исследований с привлечением данных кариосистематики, серологических исследований и в особенности генетических маркёров («пальцевые отпечатки» гипервариабельных участков ДНК).

В дополнение к вышеотмеченному следует указать, что автору этой статьи впервые документально удалось доказать возможность деторождения у каспийского тюленя на лежбищах азербайджанской акватории Каспия. Так, весной 2002 г. на Шах дили (в настоящее время это уже остров) нам в присутствии зарубежных ученых (Сьюзан Вилсон) удалось обнаружить труп начавшего линять новорожденного белька каспийского тюленя, у которого после вскрытия были взяты образцы тканей для дальнейших бактериологического и токсикологического исследований. Фотография новорожденного тюленя с острова Огурчинский (фото П. Ерохина) приводится на рисунке 2.



Рис. 2. Белек каспийского тюленя

Одонтологические доказательства эволюции каспийского тюленя

Новым дополнительным аргументом в пользу автохтонности каспийского тюленя послужили наши исследования микроструктуры зубов мелких ископаемых миоценовых тюленей, в частности *Tavriopusa tarxankutika*. Сравнительный анализ механизма зарастания полости пульпы показал, что у кольчатого тюленя, байкальского тюленя и других тюленей: обыкновенного, гренландского, серого и других тюленей рода *Phoca* характер заполнения полости пульпы эллипсоидный, со слабо выраженным принципом концентричности. Что же касается каспийского тюленя и тарханкутского, то у них практически на всех зубах совершенно идентичный тип замыкания, а именно концетрический, с явно выраженным формированием «принципа концентричности». К этому также следует добавить значительную морфологическую схожесть и во внешнем строении зубов этих тюленей (число конусов, посадка, прикус) а также их очень мелкие размеры. Тарханкутские тюлени, в особенности самки, также могут в настоящее время считаться самыми мелкими тюленями за всю историю эволюции ластоногих.

Следует также отметить, что морфология и тип окклюзии у всех форм миоценовых причерноморских тюленей очень схожие и содержат в себе признаки как некоторых форм монахин, так и настоящих тюленей (очень большая схожесть зубов примитивной формы настоящих тюленей – морского зайца с таковыми древних миоценовых тюленей).

Эта особенность миоценовых черноморских ластоногих свидетельствует об очаговости происхождения в вариабельности зубного аппарата современных ластоногих.

К сожалению, в настоящей статье не представляется возможным детально проанализировать все ископаемые останки тюленей юга России, Украины, Молдовы и Румынии. Так как материал очень разнообразен, то по всей видимости необходимо будет детально пересмотреть систематику южных тюленей и значительно увеличить их систематическое разнообразие.

Цитогенетические доказательства эволюции ластоногих

Как показали исследования Е.М. Анбиндера (Анбиндер, 1980), на генетическом уровне каспийский тюлень крайне близок к кольчатому тюленю и чуть в меньшей степени – к байкальскому.

Кариотипы всех групп ластоногих и некоторых хищных, особенно *Procionidae*, имеют много общих хромосом. Наиболее близки к 38 хромосомным *Procionidae* 36-хромосомные *Otariidae*. Сравнительный анализ кариотипов ластоногих и хищных по Е.М. Анбиндеру и другим авторам приводит к следующим заключениям:

1. Кариотипы *Otariidae, Phocidae* и *Odobenidae* обнаруживают высокое сходство и, по-видимому, происходят от общего предкового кариотипа. Они близки к кариотипам некоторых групп *Carnivora* и особенно *Procionidae*.

2. Наиболее примитивен 36 хромосомный кариотип *Otariidae*, который сближает их с древними медвежьими формами, причём у ушастых тюленей имеются все переходные формы от сложных триконодонтных зубов к простым одноконусным и однокоренным зубам. Процесс упрощения зубного аппарата у этих животных наблюдается с олигоцена и идёт постепенно.

Настоящие тюлени возникли в результате революционного процесса внезапно, по-видимому, в конце олигоцена в начале миоцена от форм, схожих с куньими, виверовыми и енотовыми. Такая форма происхождения обычно образуется в результате гомеозисных мутаций, т.е. в результате изменения системы управления генотипом и происходит за очень короткий промежуток времени. Поэтому в развитии настоящих тюленей, обнаруживаемых в ископаемом состоянии, начиная с нижнего миоцена, не обнаружено ни одной переходной формы, связывающей их с наземными хищными. Основным аргументом в доказательстве их происхождения служит число, форма и внутренняя дифференциация хромосом. По числу хромосом ближе всего к настоящим тюленям стоят 32-хромосомные виверид.

При всей видимой схожести в кариотипах каспийского и кольчатого тюленя сам автор цитогенетических исследований (Анбиндер, 1980) указывает на значительные отличия и сам также придерживается теории автохтонного происхождения каспийского тюленя.

Что же касается байкальского тюленя, то его кариотип в значительной степени отличается от кариотипа двух других представителей рода *Pusa*.

Эмбриологические доказательства эволюции ластоногих

Многолетние исследования тюленей в эмбриональном периоде развития позволили выявить ряд закономерностей в формировании окраски тела и последовательности смены мехового покрова. Период беременности у каспийского тюленя длится 11 месяцев. Спаривание происходит в конце февраля – начале марта. После 4-х месячной диапаузы у каспийского тюленя приблизительно с середины августа месяца начинается интенсивное развитие эмбриона, и уже на первых месяцах формирования кожного покрова на нём обнаруживаются серо-голубые пятна различных размеров, причём большая их часть расположена на спинной поверхности тела.

В дальнейшем по мере роста этих животных размер пятен увеличивается и также увеличивается интенсивность их окрашивания. И лишь только после этого у них появляется ювенильный, первичный очень короткий мех (не более 1мм).

Согласно теории филэмбриогенеза А.Н. Северцова, это свидетельствует о том, что предковые формы тюленя размножались на суше, и в первых же стадиях их развития проявлялась покровительственная пятнистая окраска, причем пятна сплошные, а не кольчатые, как у кольчатой нерпы.

Что же касается белькового мехового покрова, то он появляется значительно позже, обычно за три месяца до рождения, и достигает своего максимального развития и значительной густоты только непосредственно перед родами.

Кроме того, необходимо отметить эмбриологические особенности формирования молочной генерации зубов каспийского тюленя. В отличие от наземных форм формирование, прорезывание и смена молочных зубов на постоянные у каспийского тюленя приходятся на внутриутробный период развития. Эта особенность большинства ластоногих вывела молочную генерацию из-под пресса естественного отбора и сохранила архаичное исходное строение (Гаджиев, Эйбатов, 1995). Премоляры и моляры каспийского тюленя имеют практически такое же строение и такое же взаиморасположение, как и у наземных енотовых и куньих. Только резцы и клыки

подверглись значительной размерной и морфологической редукции.

Экология каспийского тюленя

Экологический мониторинг проводится нами, начиная с 1971 по настоящее время. За это время проводились регулярные объезды побережья Каспия и главным образом северного побережья Абшеронского полуострова – в силу своего географического положения уникального кладбища каспийского тюленя. Мониторинговые работы включали в себя подсчет тюленей на берегу, их пространственное распределение, половозрастной состав и возможные причины гибели. Основной мониторинговой зоной, в которой наиболее регулярно с большой полнотой проводились исследования, является 10 километровая прибрежная зона от пляжа пос. Бузовны до станции Северная ГРЭС. Многолетние наблюдения показали, что динамика выбросов в этой зоне соответствует усредненной динамике выбросов трупов тюленей по всей 100 километровой прибрежной зоне Северного Абшерона.

17-19 сентября 2009 года в г. Атырау (Казахстан) был проведен международный семинар по каспийскому тюленю на тему: «Угрозы существованию каспийских тюленей. Полученные данные, требуемая научно-исследовательская работа и меры по снижению отрицательного воздействия», организованный международной группой по охране каспийского тюленя (CISS), нефтяной компанией АДЖИП ККО совместно с группой исследователей по каспийскому тюленю в рамках проекта «Дарвиновская инициатива», а также представителей прикаспийских государств, занимающихся изучением каспийского тюленя. Будучи руководителем группы по изучению каспийского тюленя в рамках проекта «Дарвиновская инициатива» по азербайджанской акватории Каспия, мною были доложены результаты мониторинговых исследований каспийского тюленя в Азербайджане.

Исследования в рамках проекта «Дарвиновская инициатива» начаты 1 июля 2006 года и завершены 1 июля 2010 года.

При обсуждении проведенных исследований за предшествующие годы было установлено:

1) В результате проведенных в северном Каспии аэрофотосъемок в зимний период во время щенки тюленей на ледовых лежбищах за последние годы, начиная с 2005 года по настоящее время, общая численность плодущих самок и соответственно детенышей снизилась в 4 раза по сравнению с 1990 годом и составляет около 20 тысяч особей. Таким образом, численность всей популяции каспийского тюленя составляет в настоящее время 100-110 тысяч особей (отчет CISS);

2) За последние три года, начиная с 2006 года по настоящее время, численность приплода уменьшилась на 60%, т.е., помимо общего уменьшения численности тюленей, еще в большей степени падает рождаемость (отчет CISS);

3) В последние годы наблюдается устойчивая тенденция к сокращению ледовых площадей, на которых щенятся тюлени, что также отражается на уменьшении численности тюленей (доклад Л. Дмитриевой).

4) Особое внимание на совещании было уделено массовой гибели тюленей в сетях при незаконном (браконьерском) или законном отлове рыбы и мерам предотвращения этих воздействий. В настоящее время считается, что основная причина массовой гибели тюленей на Каспии – это сетевой лов.

5) Практически во всех прикаспийских государствах существует нелегальный промысел тюленей. Впервые на совещании было отмечено, что в российской акватории Каспия, помимо лицензионного промыслового отлова, в Дагестане осуществляется нелегальный промысел и коммерческая утилизация тюленей (доклад группы А. Кондакова). Также этой группой начат мониторинг выбросов трупов на побережье российской акватории Каспия, что позволит в дальнейшем сопоставлять полученные данные с выбросами трупов в Азербайджане и Иране.

6) Группой иранских коллег был представлен материал о мерах борьбы с гибелью тюленей в сетях и мероприятия по предотвращению этой гибели (разъяснительная работа среди рыбаков и местного населения). На семинаре также обсуждался опыт коллег из европейских стран, которые разработали конструкции сетей, безопасные для тюленей.

Исследования тюленей в азербайджанской акватории в 2009 году

Мониторинговые исследования в азербайджанской акватории, производимые в 2009 году на побережье Абшеронского полуострова и на островах Абшеронского и Бакинского архипелагов, показали, что, начиная с 2005 года по настоящее время, постоянных лежбищ больше не существует. Временные сезонные лежки тюленей наблюдаются только во время весенней миграции с севера на юг (с апреля по май) и во время осенней миграции с юга на север (в октябре-декабре). Причем эти временные лежки наблюдаются только на Джануб дили и Урунос на острове Чилов, а также на маленьких островах, расположенных между островами Пираллахи и Чилов. На Шах дили ни постоянных, ни временных лежек больше нет.

В 2009 году вертолетчиками обнаружена ранняя миграция каспийского тюленя в акваторию Каспия. Первая большая партия тюленей 300 – 500 особей была обнаружена 1 апреля в районе Джануб дили и островов, находящихся между островами Пираллахи и Чилов. По сведениям рыбаков в это время в этом районе наблюдалась массовая миграция мелких сельдей и миграции тюленей связывались с появлением косяков этих рыб. В конце апреля начале мая тюлени переместились в акваторию, расположенную в районе между островом Чилов и Шах дили. В этот период вертолетчики, проводящие учения в этом районе, зафиксировали большое скопление тюленей вокруг Шах дили. Небольшие группы тюленей также были отмечены нефтяниками на Нефт Дашлары. По наблюдениям рыбаков большие группы тюленей в середине мая передвигались в южном направлении через контрактную площадь Шах-Дениз в направлении иранской акватории. От иранских коллег, приехавших на совещание в Атырау, мы получили информацию, что первые тюлени появились в акватории Ирана в начале июня.

Еще никогда за более чем 35-летние мониторинговые исследования весенняя миграция не начиналась так рано, как в 2009 году. Обычно тюлени появлялись в азербайджанских водах к концу апреля, началу мая, иногда и к концу мая, а массовый выброс трупов на северное побережье обычно наблюдался в мае и июне.

Еще одна интересная особенность 2009 года. Если раньше осенняя миграция тюленей на Северный Каспий для размножения заканчивалась в ноябре, то в 2009 году эта тенденция изменилась. 20 декабря в районе между островами Пираллахи и Чилов впервые были обнаружены большие группы тюленей (более 300 особей), т.е. в этом году миграция тюленей на север также задержалась.

17 апреля 2009 года рыбаки обнаружили на острове Чилов между Джануб дили и Урунос тысячи тюленей (до 5 тысяч). Рыбаки сообщили, что пошли косяки сельди и за ними идет масса тюленей. Почти вся рыба в сетях объедена. Сначала большие косяки сельди появились в районе острова Чилов ближе к Джануб дили и островов, расположенных между островами Пираллахи и Чилов. Это было в начале апреля, затем почти все тюлени переместились на Урунос. К концу апреля рыба на острове Чилов исчезла, и косяки тюленей сместились южнее в район Шах дили. Вертолетчики 2-3 дня в начале мая наблюдали их в море и на Шах дили. В дальнейшем по всей вышеуказанной акватории тюлени практически исчезли, т.е. большие группы, перемещаясь на юг через контрактную площадь, мигрировали и распределились в иранской акватории. Контрактная площадь Шах-дениз является зоной активных миграций анчоусовой кильки и местом нагула тюленей. Но основная масса тюленей в контрактной зоне появляется в ночное время во время подъема килек с глубин на поверхность. В дневное время тюлени встречаются на этом участке небольшими группами. Так, например, в составе международной группы (С. Гудман, С, Вилсон, Т. Эйбатов, Л. Дмитриева, С. Эйбатов, П. Ерохин) 29.05.2007 года, двигаясь с пляжа Шихово на катере (Салли) через северную часть контрактной площади Шах-Дениз, в утреннее время в 10 часов мы обнаружили несколько групп тюленей по 3-4 особи на расстоянии 500-600 м друг от друга (сделаны фото и зафиксированы координаты GPS). В ночное время тюлени сосредотачиваются большими группами вокруг судов, которые ведут лов килек с подсветкой.

На Джануб дили острова Чилов в летний период 2009 г. периодически (рыбаки и вертолетчики) наблюдались один или два

тюленя. Еще одна интересная новость для 2009 года: в акватории Абшеронского полуострова резко сократилась численность креветки. Она стала дефицитом, и на нее резко подскочили цены. Также в летнее время выбросов трупов на северном побережье Абшерона по-прежнему нет. Это очень необычно. За весь весенний период в 10 километровой зоне (Бузовны – Северная ГРЭС) удалось обнаружить и сфотографировать только два очень старых переотложенных трупа.

К середине мая тюлени из района Шах дили начали смещаться на юг и стали двигаться в иранскую акваторию Каспия. Если раньше весной большая часть тюленей с района острова Чилов двигалась в район Нефт Дашлары, и далее на восток в сторону туркменской акватории, то в этом году эта тенденция изменилась. По сообщениям нефтяников, весной тюленей на Нефт Дашлары практически не было. 2-3 раза были отмечены только небольшие группы в 1-3 особи.

До конца мая на острове Чилов были отмечены только одиночные тюлени: 20 мая на Южной косе лежал только один тюлень. 29 мая на Уруносе рыбаками обнаружены 2 тюленя. 14 июня рыбак на южной косе видел одиночного тюленя.

6 июня на Джануб дили обнаружили двух тюленей. Один лежал на берегу, другой плавал рядом. Во второй половине лета в районе островов Абшеронского и Бакинского архипелагов и прилегающей к ней акватории тюлени не были обнаружены.

17 сентября позвонили вертолетчики с острова Чилов и сообщили о том, что между Джануб дили и Уруносом на мелких островах рыбаками отмечено около 20-30 тюленей. В сети пошел кутум и появились тюлени.

20 декабря рыбак сообщил, что, передвигаясь с острова Чилов на остров Пираллахи за топливом, 19 декабря обнаружил на промежуточных островах около 300 тюленей. До этого этот же рыбак наблюдал в этом регионе по одному или два тюленя.

Мониторинг смертности в азербайджанской акватории Каспия

Что же касается динамики выбросов трупов на уникальном кладбище каспийского тюленя, которым является северное побережье Абшерона, то четко наблюдается тенденция сокращения. За длительный мониторинг, который нами проводится с 1971 года, еще ни разу не было столь малой численности выбросов. Динамика этих выбросов в десятикилометровой зоне Бузовны – Северная ГРЭС представлена на рис. 3.

Как видно из рис.3, за последние 10 лет произошло резкое стабильное снижение выбросов трупов.

Численная динамика выбросов трупов в XXI веке представлена на рис. 4.

В таблице представлен возрастно-половой состав выбросов трупов, а также процентное отношение беременных самок с эмбрионами на северном побережье Абшеронского полуострова.

Как видно из таблицы, уменьшилась общая численность тюленей, также в этом году сократилась численность беременных самок с эмбрионами. В предшествующие годы уменьшение численности выбросов трупов четко коррелировало с падением численности популяции каспийского тюленя по всему Каспию.

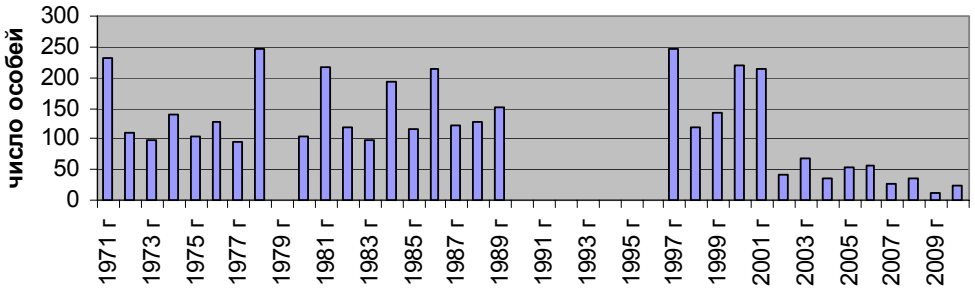


Рис. 3. Динамика численности выбросов трупов каспийского тюленя на северном побережье Абшеронского полуострова в мониторинговой зоне Бузовны – Северная ГРЭС

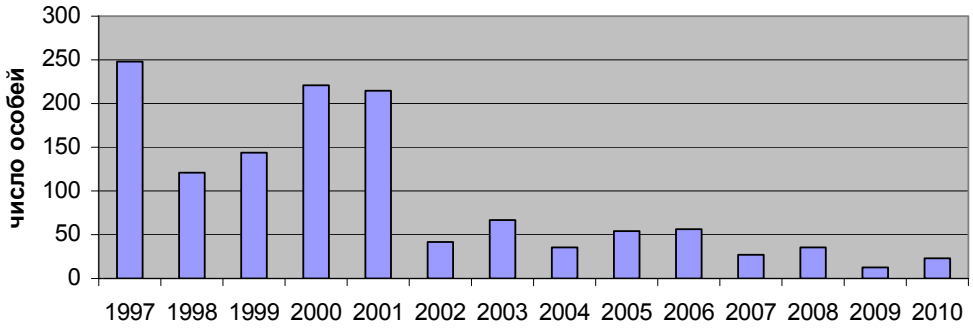


Рис. 4. Динамика выбросов трупов каспийского тюленя в мониторинговой зоне Бузовны – Северная ГРЭС (1997-2010 гг.)

Возрастно-половой состав выбросов трупов, а также процентное отношение беременных самок с эмбрионами на северном побережье Абшеронского полуострова в XXI веке (100 километровая зона)

Годы	∑ особей	% ♂ самцы	% самки	эмбрионы %
2000	2210	57,5%	42,5%	2,7 %
2001	2140	63,5%	36,5%	0,5%
2002	410	41,5%	58,5%	2,4%
2003	670	31,3%	68,7%	6%
2004	350	42,8 %	57,2%	2,8%
2005	540	51,5 %	48,5%	3,7%
2006	560	32%	68%	8,9%
2007	270	40,7%	59,3%	11,1%
2008	360	38,9%	61,1%	16,6%
2009	130	38,5%	61,5%	7,7 %

Анализ материалов в предшествующие годы и в 2009 году позволяет нам определить численность популяции тюленя, которая посещает азербайджанскую акваторию Каспия в 10-15 тыс. особей. Максимальная концентрация тюленей наблюдается весной в районе островов Абшеронского архипелага. Численность их в этом районе оценивается не менее 5 тыс. особей. В акватории островов Бакинского архипелага в XXI веке тюлени не были обнаружены. Также в течение весенне-летне-осенних периодов вдоль береговой линии от Яламинского взморья до Лянкяранского побережья наблюдаются небольшие группы тюленей по 1-3 особи на 2-3 км линии. Чаще всего эти тюлени попадают в сети, расположенные на расстоянии 10-20 км от берега. Максимальная численность тюленей наблюдается в период весенней миграции при передвижении в иранскую акваторию и может достигать 3-4 тыс. особей. В летнее время их численность не превышает 500 – 550 особей. И если к концу XX века в Южном Каспии на лежках и в открытой акватории оставалось, по сведениям Крылова, 10-15 тыс. тюленей, в XXI веке на туркменской территории их численность упала более, чем в 10 раз. А в Азербайджане в последние годы зимой обнаруживаются только единичные особи. Число особей увеличивается в период осенней миграции тюленей на север. Эта миграция обычно начинается в конце октября и заканчивается в конце ноября, но, как уже говорилось, в 2009 году эта миграция продолжалась до 20 декабря. В период осенней миграции тюлени находятся в более рассредоточенном состоянии, чем весной и столь больших скоплений не образуют.

Если первоначально в конце XX века на один км^2 акватории Каспия приходилось по одному тюленю, то в настоящее время число особей по сравнению с 1980-1990 годами резко сократилось, по нашим совокупным оценкам, как минимум в четыре раза. Поэтому общее число тюленей на 4 км^2 составляет только одну особь.

Наиболее уязвимы тюлени в период весенней миграции, так как в зимние месяцы животные в Северном Каспии практически не питаются и за этот период толщина жира резко уменьшается с 9 до 1 см. При этом резко уменьшается плавучесть, и животные не могут долго находиться в открытой акватории.

Выбросы трупов тюленей на побережье Каспия (плывуны)

Первая обстоятельная работа по выбросам и плывунам принадлежит К.К. Чапскому (1931), который подробно остановился на рассмотрении вопроса о плывуне. Автор отмечает регулярное осеннее появление плывунов. Сезон выброса мертвого тюленя на дагестанском побережье начинается с конца августа и продолжается вплоть до ледостава близ острова Чечень. Распределение выброса на этом пространстве далеко неравномерно: наибольшее количество трупов выбрасывается на косе Уч, на которой К.К.Чапский исследовал до 30 трупов плывуна. Возрастной состав был таков: полувозрастных – 6, взрослых – 13, старых – 3, самцов –10, самок –12 (из них беременная только одна). Исследование всех трупов было затруднено вследствие сильной порчи некоторых из них. Автор не делает пока каких-либо обоснованных выводов о причинах гибели тюленей. Изучение этого вопроса – дело будущего (цитировано по Огневу, 1935). С.И. Огнев (1935) указывает: «Плывуны. После вскрытия Каспия весной в некоторые годы отмечается появление большого количества тюленьих трупов, называемых по местному «плывунами». Вероятно, что это особи, от случайных условий задохнувшиеся под льдами, из-под которых не смогли выплыть (вследствие замерзания лазок, столкновения больших ледяных полей и пр.)». С.В. Дорофеев и С.Ю. Фрейман (цит. по Бадамшину, 1971) отмечали случаи выбросов тюленей на побережье, но не пытались объяснить причину их гибели.

О выбросах начали говорить с 1875 года, а о причинах – только С.И. Огнев (1935), предположивший, что основная причина появления плывунов – замор тюленей подо льдом и налезание льдин. К.К. Чапский (1930-1932) исследовал трупы на западном побережье, в основном на территории Дагестана, но трактовать причину выбросов трупов не стал из-за слабой изученности процесса. Первым обосновать причину массовых выбросов тюленей на побережье попытался Б.И. Бадамшин в 1971 г. По его мнению (а до него одни считали, что тюлени гибли от болезней, другие просто задыхались подо льдом, но убедительных доводов в свою пользу не приводили), основная причина массовых выбросов связана с поздним промыслом, т.е. в период, когда большая часть льда растаяла, при отстреле половина подстреленных тюленей в силу большого удельного веса тонула и только через некоторое время всплывала и двигалась на юг (тюлени лежат на окрайке льда и, как правило, головой в сторону воды). Зверобои на бударках подплывают к скоплению животных на 30-40 м и начинают стрелять, но редко им удается сделать больше двух выстрелов: услышав шум, тюлени покидают лежбище. При этом очень часто смертельно раненные животные успевают спрыгнуть в воду и тут же идут ко дну. Та же участь постигает в большинстве случаев и тех зверей, которых промышленники убивают наплаву, в надежде поймать их в стадии агонии. В результате из 4-5 тюленей, убитых или тяжело раненных, тюленьщикам достается в лучшем случае 2-3 зверя. А так как на весеннем промысле в прошлом за сезон добывали до 30 и более тысяч тюленей, то и убыль была, несомненно, значительной: «Затонувшие трупы не успевают разложиться под водой; по мере накопления газов в желудочно-кишечном системе они всплывают на поверхность и, гонимые ветром и течением, выбрасываются на берег. В весенней холодной воде трупы могут оставаться под водой, вероятно, довольно долго, но летом, как показали наши опыты над 20 меченными трупами в 1968 г., они всплывали в продолжение от 1 до 3 суток».

В отличие от обычного весенне-летнего выброса плавуна, что, как правило, происходит в пределах Северного Каспия и отчасти западного побережья Среднего Каспия, куда трупы выносятся западной ветвью постоянного кругового течения, в конце 1955 и в начале 1956 гг. массовый выброс плавуна наблюдался на обоих берегах Среднего и Южного Каспия, чего раньше никогда не отмечалось.

С 3 по 12 марта 1956 г. Бадамшин обследовал побережье, начиная с о. Чечень и

кончая Первомайским рыбзаводом, общей протяженностью около 260 км, где им было обнаружено 108 трупов. При этом оказалось, что по мере удаления с севера на юг плавуна количественно становится больше. Большинство погибших зверей составляли половозрелые особи. Из 108 тюленей 31 самка оказалась беременной.

По мнению Б.И. Бадамшина, исходя из размеров эмбрионов, выброшенные на побережье животные погибли в конце октября – начале ноября.

Таким образом, по мнению предшествующих авторов, основная причина выбросов плавуна – это особенности промысла и взрывные работы при разведке нефти и газа.

Наши исследования показали (проводились с 1971 г. автором и ранее с 1961 г. – Д.В. Гаджиевым), что причин гибели тюленей много:

- Промысел тюленя, его недостатки и нерациональность: в первую очередь неправильные квоты на отстрел, а также низкая эффективность, при которой теряется около 50-60% всего добываемого тюленя.

- Браконьерство: раньше это был отстрел тюленя из дробовиков (у нас в коллекции десятки тюленей, скелет которых прострелен дробью). Незаконный промысел осетровых самодельными приспособлениями каладами (огромный набор крупных крючков). В нашей коллекции у двадцати тюленей при обнаружении на берегу в ротовой полости торчали крючки от калад. В последние годы в результате массового браконьерства – незаконного отлова осетровых сетями гибнет огромное количество тюленей: в среднем на каждую сеть до 5 тюленей в год, причем сети как крупно-, так и мелкоячеисты. Определенная часть тюленей гибнет и от рук нефтяников на Нефт Дашлары и на отдельных буровых основаниях: в весенне-летний период массового нагула тюлени часто мешают нефтяникам ловить рыбу, и поэтому они пытаются отстреливать этих тюленей. К тому же, в последние годы попавшие в сети тюлени используются местными жителями в пищу: главным образом печень и жир, а шкурки отдельными лицами используются для изготовления меховых шапок. Особенно ценится среди местного населения жир тюленя (считается целебным и используется для наружного натирания). Особый размах уничтожения тюленей достиг на острове Чилов: где всегда можно было купить жир и печень тюленя, и кроме того, значительная часть населения острова ходит в тюленьих шапках и это, несмотря на то, что в Азербайджане в его акватории оставалось только два лежбища каспийских тюленей: Шах дили и остров Чилов. Лишь незначительная часть тюленей иногда располагается на островах Кичик тава и Тава-алты. Острова Бакинского архипелага, как показали исследования, начиная с 1997 г., больше как лежбища не используются. Даже в период массовой весенней миграции на юг тюлени в последние годы избегают эту группу островов (по нашему мнению, из-за постоянного беспокойства, грязной воды, уменьшения количества рыб в данном регионе из-за интенсивного многорядного сетевого отлова).

- Урбанизация – в последние годы резко увеличилось количество застроенных пляжей, которые по всему периметру охватывают Абшеронский полуостров: сервисные службы постоянно находятся на побережье и своим круглогодичным присутствием отпугивают тюленя, особенно в период весенних миграций, когда голодный, исхудавший зверь и особенно молодняк нуждаются в выходе на берег. Такая же картина наблюдается по всему Каспию. Особенно это касается рыбаков: раньше большая часть прибрежной зоны и островов Каспия была безлюдна, и тюлени в период массовых миграций имели возможность отдыхать на берегу и прибрежных скалах. Сейчас же рыболовецкие артели плотно распределены по всему побережью.

В 70-80-е и начале 90-х годов в период весенних миграций и в летнее время тюлени часто выходили на пляжи Абшерона и на прибрежные скалы. Что же касается последних лет (1997-2002 гг.), то такие случаи практически не наблюдаются. Лишь только в 2000 году в районе г. Сумгайыт был пойман местными жителями сиварь, которого содержали на затопленном корабле. Кроме того, значительно реже можно увидеть в акватории Абшерона и прилегающих территорий плавающих тюленей.

- Уничтожение зверя на берегу: только в 2001 году в мониторинговой зоне Бузовны – Северная ГРЭС нами были обнаружены три трупа с разбитой черепной коробкой только

недавно убитых людьми тюленей. По словам очевидцев, один из тюленей в районе Северной ГРЭС в вечернее время вышел на берег, был пойман местными жителями и веревкой привязан к камню. Рано утром проходящие мимо пляжники камнем разбили череп живого тюленя. Такая же картина наблюдается и в других регионах. Прежде всего, предубеждением к каспийскому тюленю страдают рыбаки, считая его конкурентом и виновником в разгоне косяков рыб и в выедании рыб, попавших в сети. Поэтому-то при первом же удобном случае убывают тюленей. То же самое касается и жителей прибрежных зон, которые напуганы случаями нападений тюленей на людей (причем количество этих нападений резко преувеличено), при первой же возможности они также убивают тюленей.

- Естественные враги: частично волки, лисицы, енотовидные собаки, орланы белохвостые и в былые времена очень крупные белуги.

Паразиты каспийского тюленя

В организме каспийского тюленя обнаружено большое количество видов гельминтов – их в настоящее время описано более 28, относящихся к 5 классам: цестодам, нематодам, трематодам, акантоцефалам и скребням (Курочкин, 1961).

Гельминтофауна Каспийского тюленя:

трематоды: по данным В.Н. Попова и М. Тайкова (1982, 1986, 1990), у каспийского тюленя зарегестрировано 13 видов трематод:

1. *Bolbophorus cinfusus,* 2. *Hysteromorpha triloba,* 3.*Tylodelphys podicipina,* 4. *Mesorchis advena,* 5. *Cryptocotyle lingua,* 6. *Parascocotyle sinoecum,* 7. *Pigidiopsis genata,* 8. *Miritrema sobolevi,* 9. *Opishorchis felineus,* 10. *Pseudavphistomm truncatum,* 11. *Ciureana badamschini,* 12. *Cyatocotylidae gen. sp.,* 13. *Paracoenogonivus ovatus*;

нематоды:

1. *Anisakis schupakovi Mosgovoy*, 1951, 2. *Parafilaroides caspicus Kurotsckin et Zablozky*, 1958, 3. *Eustrongylides excisus Jagerskiold*, 1908, 4. *Nematoda gen sp. (Larva)*, 5. *Dioctophyme sp.*, 6. *Contracoecum sp.*, 7. *Dioctophyme renale*;

цестоды:

1. Diphyllobothrium phocarum, 2. *Cestoda gen. sp.*;

скребни: Акантоцефалы

1. *Corynosoma strumosum (Rudolphi*, 1802), 2. *Corynosoma capsicum.*

Эктопаразиты у каспийского тюленя представлены тюленьей вшой *Echinophtirius horridus.*

Из вирусных инфекций обнаружен только вирус морбиле, вызывающий собачью чумку.

Из бактериальных инфекций в настоящее время подтверждена только диплококковая инфекция, вызванная диплококком бадамшини каспии (Вылегжанин), красный стафилококк и сальмонела. Это даёт возможность утверждать, что вирусные и бактериальные инфекции у каспийского тюленя изучены очень плохо: не может быть так мало микроинфекций. Первоначально и гельминтов у каспийского тюленя было обнаружено только 6 видов, но в дальнейшем было определено более 27 видов.

Таким образом, у каспийского тюленя обнаружено 28 различных форм гельминтов, 18 из которых определены до вида.

Кроме того, следует указать, что не все они одинаково опасны и многие из них используют каспийского тюленя только как промежуточную форму и не причиняют большой вред его здоровью.

По данным С.Л. Делямуре (1961), на 1961 год у ластоногих и китообразных описано 174 вида гельминтов, паразитирующих в разных органах этих животных. Делямуре упоминает об этом, преследуя определенную цель: у части исследователей (не гельминтологов), имеющих дело с морскими млекопитающими, распространено неправильное мнение, что гельминты якобы паразитируют только в кишечном тракте этих животных. Однако это не так. В кровеносной системе паразитируют: тиктиокаулиды, псевдалииды, филяриды, сетариды (нематоды); в лёгких и носовых полостях – диктиокаулиды, филяроидиды, псевдалииды; в органах слуха – псевдалииды; в кишечном тракте – кампулиды, эхиностоматиды, галактозаматиды, гетерофииды, описторхиды, брауниниды, нотокотилиды, фолетереиды (трематоды), тетработриииды, дифиллоботриииды (цестоды), анизакиды, анкилостоматиды (нематоды), полиморфиды (скребни); в печени – кампулиды, описторхиды, радзиииды (трематоды), изредка дифиллоботриииды; в мочевой системе – крассикаудиды (нематоды); в коже и подкожном

сале – личинки филлоботриид (цестоды). Таким образом, представление о том, что гельминты у морских млекопитающих поражают только желудок и кишечник, очень устарело и должно быть отброшено.

Загрязнение Каспийского бассейна

Тяжелые металлы. По данным В.И. Крылова и др. (1990), уровень накопления ртути у сеголеток и неполовозрелых животных колеблется в печени в пределах 1,84-4,52 мг/кг. Высокое содержание её определено у яловых и абортировавших, меньше у беременных самок. Сильное загрязнение Каспийского бассейна отрицательно влияет на воспроизводство и численность каспийского тюленя, в последние годы яловость у самок колеблется по годам в пределах 39,8-59,8%. Токсикологические исследования, проведенные в рамках программы Экотокс, показали, по сведениям Ш.Танабе и др. (2002), что в печени, почках и мышцах каспийского тюленя были обнаружены большие концентрации 15 микроэлементов (V, Mn, Fe, Cr, Co, Zn, As, Se, Mo, Ar, Cd, Tl, Hg, Pb) и органической ртути. Наибольшая концентрация этих элементов наблюдалась в первую очередь в печени, далее в почках и мускулатуре каспийского тюленя. В 2000 и 2001 годах в организме каспийского тюленя были обнаружены токсические элементы (As, Ag, Cd, Tl, Hg, Pb, и органический Hg) в одинаковом или меньшем количестве, чем у тюленей, исследованных в 1993 году, и тюленей из других районов, что говорит о том, что эти элементы могут и не быть причиной смертности каспийского тюленя. И наоборот, концентрация Zn и Fe в пораженных органах каспийского тюленя, по-видимому, была выше той, которая была обнаружена у тюленей из других районов, что говорит о нарушении гомеостатического управления и содержания жизненно важных элементов в пище каспийского тюленя.

Хлорорганические и фосфорорганические ядовитые соединения. Данные В.И. Крылова и др. (1990) показали, что накопление пестицидов (ДДТ и его метаболитов, альфа- и гамма-ГХЦГ) в жировой ткани колеблется в пределах 6,05-64,3 мг/кг массы ткани в зависимости от возраста пола и места добычи. По данным Ш. Танабе и Н. Кадживара (Kajiwara et al., 2008), полихлорированные бифенилы (ПХБы) дибензол-пи-диоксины (ПХДДы) и дибензиофураны (ПХДФы), хлорорганические пестициды и оловоорганические соединения были обнаружены в жире печени каспийских тюленей, выброшенных на берег вдоль побережья Каспия во время необычно частых случаев массовой гибели в 2000 и 2001 году. Среди исследованных хлорорганических соединений преобладали загрязняющие вещества ДДТ с концентрациями от 3,1 до 560 нг/г, определенные на основании липидно-весового исследования. В каспийских тюленях, выброшенных на побережье Ирана, обнаружено более низкое содержание хлорорганических соединений, чем в тюленях, выброшенных в других районах. Однако жировой слой был значительно толще у тюленей, собранных в Иране. Наблюдалась отрицательная взаимосвязь между концентрацией загрязняющих веществ и толщиной жира у каспийских тюленей (Hall et al., 1999).

Сезонное изменение толщины жира очевидно, так как жировой слой становится тоньше после сезона кормления и линьки. Следовательно, тюлени из-за воздействия на них хлорорганических соединений подвергаются более высокому риску весной. Уровни хлорорганических соединений, обнаруженных у каспийских тюленей в 2000 и 2001 году, были сопоставимы с уровнями хлорорганических соединений, обнаруживаемых у других млекопитающих, страдающих от эпизоотии. Концентрации ПХДД/Ф-ов у больных каспийских тюленей были ниже, чем концентрации, отмеченные у тюленей из других районов, а это означает, что токсичные воздействия этих загрязняющих веществ слабее и они не связаны с массовой гибелью тюленей. Хотя уровень ТЭ (токсический эквивалент) у тюленей был сравнительно низок, настоящее состояние заражения ПХБ и хлорорганическими пестицидами, обнаруженное у каспийских тюленей, создает угрозу иммунодепрессии. Концентрация бутулина в печени тюленей колеблется от 0,49 до 17 нг/г мокрого веса, а соединения октилтина были ниже предела обнаружения во всех исследованных пробах, что означает более низкий уровень загрязнения оловоорганическими соединениями в Каспийском море.

Факторы, влияющие на смертность тюленей:

1. Буровые растворы;
2. Пластовые воды;
3. Химические реагенты против коррозии;
4. Чёрные воды;
5. Радиоактивные элементы, связанные с бурением;
6. Бытовые отходы;
7. Радиоактивное заражение, связанное с размывом радиоактивных берегов восточного побережья Каспия;
8. Выбросы сероводорода в Казахстане;
9. Интродукция – внедрение в Каспий гребневика *Mnemiopsisa*;
10. Сейсморазведка, методы её проведения, обширность расположения зарядов и мощность прострела;
11. Выбросы породы при бурении;
12. Выбросы масел;
13. Парафинистые отходы;
14. Этиленгликоль, шламы;
15. Фактор постоянного беспокойства (стрессовые характеристики у молодняка) ;
16. Рыбный промысел;
17. Естественная смертность от старости: она составляет в среднем до 8% от общей численности выбросов трупов.

Рекомендации по спасению каспийского тюленя

1. Повсеместное запрещение промысла каспийского тюленя;
2. Усиление надзора и искоренение браконьерского отлова осетровых и частиковых рыб;
3. Координация исследований по всей акватории Каспия, согласованных со всеми прилегающими странами: Россия-Казахстан-Туркмения-Иран-Азербайджан и международными экологическими организациями;
4. Обращение к правоохранительным органам с целью прекращения уничтожения тюленей на острове Чилов и введения штрафных санкций за отлов тюленей на Нефт Дашлары и в других нефтепромысловых районах;
5. Запрещение отлова рыбы в местах массовых миграций и скоплений тюленей;
6. Организация передач на телевидении и привлечение других средств массовой информации, а также общественных (НПО) и учебных организаций для пропаганды мероприятий по охране и защите каспийского тюленя;
7. Усиление контроля за сбросами в реки, канализацию и море различных ядохимикатов (в первую очередь ДДТ) и токсичных металлов;
8. Разработка различных видов прививок от инфекционных заболеваний и в первую очередь против вируса морбиле;
9. Усиление контроля через Министерство экологии и природных ресурсов за нефтедобывающими организациями на Каспии, с тем, чтобы они проводили сейсморазведку, буровые и эксплуатационные работы с учётом миграционных особенностей тюленей.

Выводы

1. Новые сведения, приведенные в работе, свидетельствуют о том, что каспийский тюлень – древняя реликтовая автохтонная форма ластоногих Каспия.
2. Из древних миоценовых тюленей к каспийскому тюленю ближе всего стоит Тавриопуса Тарханкутика (*Tavriopusa tarxankutica*), который по очень многим параметрам (одонтологическим, сравнительно анатомическим и гистологическим) сходен с каспийским тюленем.
3. Эбриологические особенности смены окраски кожи и мехового покрова свидетельствуют о вторичном происхождении пагофильности, т.е. формирование белькового меха, и то, что современные тюлени часто рождают детёнышей на суше (остров Огурчинский и Шах дили), указывает на довольно легкую приспособляемость тюленей к новым условиям рождения.
4. Впервые в истории изучения каспийского тюленя были проведены длительные и детальные мониторинговые исследования выбросов тюленей на побережье Каспия.
5. Анализ мониторинговых исследований показал, что в предшествующие годы характер выбросов носил чёткий сезонный и в значительной степени постоянный характер. Что же касается последних лет, начиная с 1977 года по настоящее время, динамика выбросов резко изменилась как по частоте выбросов, так и по возрастно-половому и сезонному составу.

6. Закономерности выбросов в совокупности с кумулятивным токсикозом чётко свидетельствуют о резком сокращении числа особей в популяции каспийского тюленя, и мы в ближайшем будущем, если не принять экстраординарных мер по его спасению, полностью потеряем этот вид.

ЛИТЕРАТУРА

АНБИНДЕР, Е.М. 1980. Кариология и эволюция ластоногих. Наука. Москва. 152.

БАДАМШИН, Б.И. 1971. О массовой гибели каспийского тюленя. *Труды КАСНИИРХа,* 26, 261- 264.

БАДАМШИН, Б.И. 1969. Численность и промысловые запасы каспийского тюленя. Морские млекопитающие. Наука. Москва. 261-267.

ВЕРЕЩАГИН, Н.К. 1938. Тюлень каспийский или нерпа - FOQ (Phoca Caspika Gmel.) В сб.: *Млекопитающие Абшеронского полуострова*. Изд-во АзФАН, Баку, 17-18.

ГАДЖИЕВ, Д.В., ЭЙБАТОВ, Т.М. 1995. Морфология зубного аппарата ластоногих. Элм. Баку. 173.

ДЕЛЯМУРЕ, С.Л. 1961. О необходимости всесторонне и систематически исследовать паразитов промысловых морских млекопитающих. В: *Труды совещаний ихтиологической комиссии АН СССР*. АН СССР, Москва, 222-232.

ЗЕМСКИЙ, В.А., КРЫЛОВ, В.И. 1982.О внутрипопуляционной структуре каспийского тюленя.В кн.: *Морские млекопитающие*, ВНИРО, Москва, 71-83.

КИРПИЧНИКОВ, А.А. 196*4.* О происхождении каспийского тюленя. *Бюл. МОИП,* 19, 5.

КОРЕЦКАЯ, И.А. 1986. Современное состояние систематики миоценовых тюленей семейства Phocidae Северного Причерноморья. Морские млекопитающие. Тез. док. IX Всесоюз. совещ. Архангельск. 206-207.

КРЫЛОВ, В.И 1983. Каспийский тюлень размножается не только во льдах. *Природа*, 3, 69-71.

КРЫЛОВ, В.И., ГОЛОВИН, А.Н., С.Г. КИРИЧЕНКО, С.Г и др. 1990. Каспийский тюлень - индикатор загрязнения Каспийского бассейна. В сб.: *Некоторые аспекты биологии и экологии каспийского тюленя*. ВНИРО, Москва, 9-16.

КРЫЛОВ В.И., ПОПОВ В.Н. 1990. Эколого-статистический анализ заболеваний каспийского тюленя из авандельты Урала псевдоамфистомозом. В сб.: *Некоторые аспекты биологии и экологии каспийского тюленя*. ВНИРО, Москва, 17-34.

КУРОЧКИН, Ю.В. 1961. Гельминтофауна каспийского тюленя и его значение в биоценозах дельты Волги. *Труды совещаний ихтиологической комиссии АН СССР*. Изд-во АН СССР, Москва, 233-237.

ОГНЕВ, С.И. 1935. Звери СССР и прилежащих стран. Т. III. Москва. Ленинград. 752.

ПИРОЖНИКОВ, П.Л. 1937. Материалы к изучению происхождения северных элементов в фауне Каспийского моря. РАН СССР. Москва. 15.

ПОПОВ, В.Н., ТАЙКОВ, И.М. 1986. О фауне трематод Каспийского тюленя из разных частей ареала. В: *Тезисы докладов IX Всесоюз. совещ. по морским млекопитающим*. Архангельск. 323-324.

ПОПОВ, В.Н., ТАЙКОВ, И.М. 1990. Паразитофауна каспийского тюленя из района островов Михайлова и Огурчинский. В сб.: *Некоторые аспекты биологии и экологии каспийского тюленя.* ВНИРО, Москва, 49-57.

ТАЙКОВ, И.М., ПОПОВ, В.Н. 1982. Новые данные о фауне трематод каспийского тюленя. В: *Тез. докл. VIII Всесоюзн. совещания по морским млекопитающим*. Астрахань, 359-360.

ЧАПСКИЙ, К.К. 1931. О каспийском тюлене «плывуне». *Известия ихтиологического института*, XIII, 2, 164-169.

ЧАПСКИЙ, К.К. 1948. Тюлени подсемейства Phocinae и их хозяйственное значение. *Тез. дис. зоол. института АН СССР*, Л. 34-36.

ЧАПСКИЙ, К.К. 1955. К вопросу об истории формирования каспийского и байкальского тюленей. *Труды зоол. Института АН СССР*, 17, 65-74.

ЧАПСКИЙ, К.К. 1976. Отряд ластоногих . В кн.: *Млекопитающие Советского союза, т. II,* Москва, 717.

ЭЙБАТОВ, Т.М. 1976. Естественная продолжительность жизни каспийского тюленя (Pusa Caspica Gmel.). *Зоологический журнал*, 12, 1893-1896.

ALLCHIN, C.R., BARRAT, T., DUCK, C.D., KENNEDY, S., EYBATOV, T.M., WILSON, S. 1997. Surveys of Caspian seals in the Apsheron peninsula region and residue and pathology analyses of dead seal tissues. Caspian environment proqram. *Proseedings from the first bio-network workshop.* Bordeaux, 101-118.

EYBATOV, T.M. 1997. Caspian seal mortality in Azerbaijan. Caspian environment proqram. *Proseedings from the first bio-network workshop*. Bordeaux, 95-101.

DAVIS, J.L. 1958. Pleystocene geography and the distribution of northern pinnipeds. *Ecology*, 39, 97-113.

HALL, A.J., DUCK, C.D., LAW, R.J., ALLCHIN, C.R., WILSON S., EYBATOV, T.M. 1999. Organochlorine contaminants in Caspian and harbour seal blubber. *Environmental Pollution,* 106, 203-212.

FORSYTH, M.A. KENNEDY, S., WILSON, S., EYBATOV, T., BARRETT, T. 1998. Canine distemper virus in a Caspian seal. *Veterinari Rekord*, 143, 662-664.

KAJIWARA, N., WATANABE M., WILSON, S., EYBATOV, T., MITROFANOV, I., AUBREY, D., KHURASKIN, L., MIYAZAKI, N., SHINSUKE TANABE, S. 2008. Persistent organic pollutants (POPs) in Caspian seals of unusual mortality event during 2000 end 2001. *Environmental Pollution,* 152, 2, 431- 442.

© А.Р.Алиев, Ф.Г.Касымов, 2010

К ИСТОРИИ ГИДРОБИОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В АЗЕРБАЙДЖАНСКОМ СЕКТОРЕ КАСПИЙСКОГО МОРЯ

А.Р.Алиев, А.Г.Касымов

Институт зоологии НАН Азербайджана
AZ1073, Баку, ул. А.Аббасзаде, проезд 1128, квартал 504

Обзор гидробиологических исследований охватывает период от XVIII века (начало фаунистических наблюдений в Каспийском море) до настоящего времени (основательные исследования). Отмечается развитие гидробиологических исследований в Азербайджане и роль азербайджанских гидробиологов в этом процессе. Высоко оценивается также роль научно-исследовательского судна «Elm» в исследовании фауны Каспийского моря.

Фаунистические исследования на Каспийском море, начатые в 70-е годы XVIII века, продолжаются и по сей день. Еще в 1981 году А.Касымов, обобщая таковые, проведенные до 20-х годов XX столетия, опубликовал фундаментальную статью под названием «Очерки истории гидробиологических исследований Каспийского моря».

В настоящей работе мы постараемся использовать указанную статью, обогащая ее последними данными и связывая с современными проблемами Каспийского моря.

Первые фаунистические сведения о Каспийском море были получены П.Палласом (1770-1773) и А.Эйхвалдом (1829). П.Паллас (цитируется по А.Касымову), наряду с рыбами, представил также сведения о широко распространенных в Каспийском море раках (возможно, речь идет о речных раках).

А.Эйхвалд отмечает для Каспийского моря ряд ракообразных. В этот же период А.Ковалевский (1869-1870) составляет перечень 20 видов беспозвоночных. Надо отметить, что до 70-х гг. XIX в. исследования в Каспийском море охватывали в основном мелководные части побережья, а после 80-х гг. того же века – более значительные территории и глубины. Так, в этот период исследования О.Гримма (1876-1877) охватывают уже глубины моря до 1000 м.

В последующем Г.Сарс, анализируя гидробиологический материал, собранный из Каспийского моря до 1904 г., получил много ценных сведений о морской фауне.

С конца XIX в., если не учитывать экспедицию Грима по изучению каспийских рыб, и до начала XX столетия на Каспии целенаправленные исследования, можно сказать, не проводились.

Таковые начались в начале XX века с изучения планктонных и бентосных водорослей Каспия, а также с работ В.Совинского (1904). Впервые В.Совинский, наряду с составлением списка организмов, известных в указанный период, делает попытку высказать определенное мнение о происхождении фауны Каспия. Впоследствии такие исследователи, как А.Берг (1928), П.Пирожников (1937), А. Державин (1951), Л.Зенкевич (1963), Т.Расс (1965) и др. дали ценные сведения о происхождении каспийской фауны. Среди них идеи А.Державина (1951) и Л.Зенкевича (1963) не только всесторонне и на научной основе объясняют происхождение каспийской фауны, но и показывают ее высокую эндемичность.

Первый значительный толчок для проведения гидробиологических исследований на Каспии дала созданная в 1904 г. в Астрахани ихтиологическая лаборатория. Особый интерес представляют исследования, проведенные Н.Чугуновым (1923) в этой лаборатории. Им, наряду с приведением видового состава планктона Северного Каспия, проанализированы количественные показатели бентоса в этой части Каспия, тем самым создана основа для изучения кормовой базы рыб.

В 1912 г. в Баку А.Державин организует Бакинскую ихтиологическую лабораторию, на основе которой начинаются гидробиологические исследования в Азербайджане. В лаборатории, наряду с ихтиологическими, проводит-

ся большой объем гидробиологических исследований. В этот период А.Державин, основываясь на гидробиологическом материале, собранном с низовьев р. Куры и других малых рек, впадающих в Южный Каспий, публикует материалы по реликтовой фауне этих рек (в основном реликтовые раки), имеющие большое значение. В книге «Мизиды Каспия» (1939) А.Державин дает не только описание этих рачков, но и очень важный материал по их биологии и экологии. Впоследствии в ряде других своих трудов (1951) А.Державин описывает новые виды мизид и бокоплавов, а также дает существенные сведения об истории фауны Каспия.

Исследования гидробиологического режима Каспия азербайджанскими гидробиологами были начаты в 1959 г. с изучения кормовой базы (планктон и бентос) рыб Куринско-Каспийского рыбоводного района. Начиная с конца 50-х годов, и до конца 70-х гг. на 100 метровой глубине Среднего и Южного Каспия, в заливах и бухтах был собран очень ценный материал по планктонам и бентосу. В результате анализа этого материала были установлены видовой состав, закономерности распространения планктонных и бентосных организмов Среднего и Южного Каспия, определены факторы, влияющие на их развитие, получены важные сведения в этом направлении. Были изданы крупные сборники (на русском языке) «Гидробиологические и ихтиологические исследования Южного Каспия и внутренних водоемов Азербайджана» (1965), «Биологическая продуктивность Куринско-Каспийского рыбоводного района» (1967), «Биология Среднего и Южного Каспия в новых изменившихся экологических условиях» (1977) и опубликован ряд научных статей.

Значительную роль в исследовании гидробиологического режима Каспийского моря сыграла Каспийская биологическая станция, созданная в 1974 г. на базе лабораторий «Гидробиология» и «Биообрастания» Института зоологии АН Азербайджана. Станция была создана по инициативе проф.А.Г. Касымова. Впоследствии к станции были присоединены еще 3 лаборатории – «Ихтиология», «Воспроизводство рыбных запасов», «Биология Мингечаурских водохранилищ». Биологическая станция имела опорные пункты на территории Абшеронского полуострова на берегу Каспийского моря, недалеко от Шиховского пляжа, а также несколько лодок и других плавсредств. На станции работало более 30 научных и научно-технических работников. Основным направлением работы станций было определение видового состава фауны Каспия и внутренних водоемов, ее воспроизводства, пищи и пищевой цепочки промысловых рыб, изучение антропогенного воздействия и его последствий на фауну Каспия, а также поиск путей их предотвращения. Наряду со всем этим Каспийская биологическая станция уделяла особое внимание снижению продуктивности планктона и бентоса в западных прибрежных зонах Среднего и Южного Каспия под влиянием антропогенных факторов (нефтяной фактор). На станции всесторонне исследовалось влияние сырой нефти, добывающейся на ряде месторождений, на жизнедеятельность, распространение и продуктивность морских организмов.

В результате многолетних гидробиологических исследований на Каспии было выявлено многообразие живых организмов Каспийского моря и установлены закономерности их распространения.

По данным А.Касымова (1987), в Каспийском море насчитывается 285 видов планктонных водорослей. К ним относятся 89 видов зеленых, 85 видов синих, 77 видов диатомовых, 32 вида перидинеев, 2 вида золотистых водорослей. В некоторых частях моря наблюдается повышенное содержание фитомассы планктонных водорослей (на 16 г/м^3).

В Каспийском море обнаружено 64 вида бентосных макрофитов. Среди них по количеству видов зеленые водоросли (29) занимают первое место. Красные водоросли представлены 22, а бурые – 13 видами (Касымов, 1987). Необходимо отметить, что диатомовые водоросли Каспия подробно изучены Н.Караевой (1972). Ею установлено 215 видов диатомовых водорослей Каспия.

Несмотря на различия в сведениях о количестве видов животного мира Каспия, однозначно установлено, что в состав фауны Каспия входят различные виды животных, относящиеся к 31 группе. По представленным А.Касымовым (1987) данным, в Каспийском

море отмечено 1246 видов свободноживущих животных и 325 видов животных-паразитов. Из свободноживущих животных 522 вида Понто-Каспийско-Аральского, 463 вида – каспийского автохтонов, 11 – пресноводного и 444 вида – морского происхождений. Из отмеченных видов более 1/3 приходится на долю каспийского автохтона, что показывает его высокую эндемичность. В таблице представлены группы животных, которые подробно изучены и имеют особое значение в биологической продуктивности Каспия.

Как отмечено выше, в изучение видового состава организмов, их распространения в различных экологических группах моря – планктоне, бентосе, перифитонде большой вклад внесли азербайджанские гидробиологи. В исследованиях принимали участие такие высококвалифицированные специалисты, как проф. А.Касымов, к.б.н. А.Алиев, академик М.Салманов, д.б.н. Р.Багиров, проф. Ф.Агамалиев, кандидаты биологических наук – Г.Пятакова, Г.Фараджев, Ф.Бадалов, Г.Бабаев, В.Гасанов и др. Проведенные ими исследования, наряду с оценкой кормовой базы рыб в различных частях и глубинах Каспия, продолжаются и в области описания ряда новых видов (Ф.Агамалиевым описано более 35 видов свободноживущих инфузорий, Г.Фараджевым – более 10 видов остракод). Большая часть описанных азербайджанскими гидробиологами новых видов несколько позже были отмечены исследователями и в других морях. Число описанных новых видов из года в год продолжает увеличиваться (в этом плане следует отметить работы Ф.Агамалиева и И.Алекперова и др.). Следует также отметить, что до 90-х гг. XX века азербайджанские гидробиологи находились в первых рядах исследователей Каспийского моря. Во всех этих процессах значительную роль сыграло научно-исследовательское судно «Elm». Судно «Elm» океанского типа может плавать на всех участках Каспия, собирать необходимый материал с различных глубин и прямо на месте проводить их анализ. Судно оснащено считавшимся для 80-х гг. XX в. современным оборудованием. Оно было построено по заказу АН Азербайджана в России на судостроительном заводе в г. Хабаровске. Прибытые в 1982 г. в Азербайджан (под руководством проф. А.Касымова) судна «Elm» послужило толчком для расширения гидробиологических исследований в Каспийском море. С этого периода началось планированное проведение гидробиологических исследований и на больших глубинах Каспия. Азербайджанские гидробиологи, до сих пор проводившие в ограниченном количестве исследования на судах различных предприятий (судно «Бакуви» и «им. Миркасимова»), теперь, плавая на своем судне, были свободны в сборе необходимого материала с разных участков моря. Судно «Elm» предназначалось не только для проведения лишь гидробиологических исследований, но и параллельно исполняло функции незаменимой ихтиологической, геологической, географической, физиологической, ботанической и др. плавающих лабораторий. Теперь изучение богатых ресурсов Каспийского моря проводилось в рамках Международной биологической программы. Обобщенные результаты проведенных на судне «Elm» исследований нашли свое отражение в фундаментальных работах проф. А.Касымова (1997) «Экология Каспийского озера», «Нефть и биологические ресурсы Каспийского моря» (Касымов, Аскеров, 2001), «Экология планктона Каспийского моря» (Касымов, 2004) и др. Последняя книга А.Касымова (2004) была напечатана на трех языках: азербайджанском, русском, и английском. Надо также отметить, что этим судном осуществлялась значительная часть работ по разведке запасов нефти на больших глубинах Каспия. Кроме того, с помощью этого судна компаниями АМОКО США и Бритиш Петролиум (bp) Англии совместно с Иранской ИР намечалось проведение биоэкологических исследований мониторингового характера на Южном Каспии.

В связи с развалом СССР судно также прекратило работать в научных целях, и с 90-х гг. XX в. до настоящего времени судно «Elm» стоит на причале. Не известно, когда еще оно сможет выйти в море. За прошедшие 20 лет наши морские исследователи ограничивались лишь сбором материала с прибрежных участков Каспия.

Количество видов основных групп фауны Каспия на начало XXI века

№	Группы	Общая численность видов	Источник
1	Фораминиферы (*Foraminiferida)*	22	E.Maüer, 1970, 1983
2	Инфузории (*Ciliata*)	460	Ф.Агамалиев, 1983
3	Кишечнополостные (*Coelenterata)*	5	Наумов, 1968
4	Гребневики (*Ctenophora*)	1	А.Касымов, 2000
5	Ресничные черви (*Turbellaria*)	31	Р.Дыганова, 1976, 1979
6	Нематоды(*Nematoda*)	52	А.Чесунов, 1976, 1979
7	Коловратки (*Rotatoria*)	68	Курашова, 1971
8	Многощетинковые черви (*Polychaeta*)	7	Зевина, 1961, 1962
9	Малощетинковые черви (*Oligochaeta*)	31	Финогенова, 1972-1980
10	Пиявки (*Hirudinea*)	3	Эпштейн, 1965, 1968
11	Моллюски (*Mollusca*)	119	Логвиненко, Старобогатов, 1968
12	Ветвистоусые раки (*Cladocera*)	57	Ф.Мордухай-Болтовской, 1959-1971
13	Веслоногие раки (*Copepoda*)	45	Баруцкий, 1953; Бенинг, 1938, 1940; Куделина, 1959
14	Панцирные раки (*Ostracoda*)	88	Q.Sars (1927, 1928); E.Hofman (1966); H.Fərəcov (1966)
15	Мизиды (*Mysidacea*)	20	А.Державин (1939)
16	Кумовые раки (*Cumacea*)	18	Ф. Мордухай-Болтовской, Н.Романова (1973)
17	Бокоплавы или разноногие раки (*Amphipoda*)	74	Q.Sars (1894-1897); А.Державин, Пятакова (1962, 1968).
18	Равноногие раки (*İsopoda*)	2	А.Касымов, 2001
19	Десятиногие раки (*Decapoda*)	6	В.Румянцев (1971)
20	Хирономиды (*Chironomidae*)	8	А.Касымов, 2001
21	Рыбы (*Pisces*)	101	Т. Расс (1951, 1965),
22	Млекопитающие (*Mammalia*)	1	Б.Бадамшин (1968)

Каспийское море теперь делится на секторы. На долю республики приходится 800 километровая полоса в западной части Каспия. Эта территория частично охватывает среднюю и почти всю южную части моря. Самые глубокие и сейсмоактивные зоны моря (Дербендская и Лянкяранская впадины) находятся именно на нашем участке. Фауна этих глубоководных, а также сейсмоактивных зон моря до сих пор остается неизученной. С другой стороны, увеличивающиеся с каждым годом масштабы проводимых на море работ, связанных с претворением в жизнь нефтяной стратегии, охватывают все большие глубины азербайджанского сектора Каспия.

По данным А.Касымова и Ф.Аскерова (2001), при нормальной работе одной лишь скважины в море выбрасывается от 30 до 120 т нефти, 150-400 т бурового шлама и др. И все эти отравляющие вещества отрицательно воздействуют на живые организмы моря.

На первый взгляд, казалось бы, для такого огромного водного бассейна, как Каспий указанное количество загрязнителей можно считать слишком мизерным, чтобы принимать его во внимание. Однако, если учитывать все разведочные, эксплуатационные нефтяные скважины на Каспии, то станет очевидным масштаб загрязнения моря со стороны различных компаний. Основным же загрязнителем Каспия и по сей день продолжает оставаться Российская Федерация (Мехтиев, Гюль, 1997). В этих условиях большое значение имеет проведение гидробиологических мониторингов на больших глубинах.

В настоящее время в Каспийском море можно встретить океанские судна почти со всего мира. В балластных водах этих кораблей, выбрасываемых в Каспий, привносятся организмы, характерные для различных океанов и морей (гребневики, моллюски, ракообразные и др.) Большинство этих организмов, не выдерживая условия низкой солености вод Каспия, быстро погибают. Однако встречают-

ся и организмы (например, Mnemiopsis) которые, попадая в Каспий, быстрыми темпами размножаются и распространяются. Так, подобные гребневику *Mnemiopsisa* гребенчатые и другие организмы не только продолжают обитать в условиях Каспия, но и в короткий срок, вступая в кормовую конкуренцию с кильками и другими рыбами, размножаются и распространяются по всей территории моря, особенно Южного Каспия.

Поэтому большое значение могло бы иметь проведение гидробиологического мониторинга балластных вод, выбрасываемых в Каспий. Это может быть одним из мероприятий, направленных на прекращение «биологического загрязнения» Каспия.

В итоге следует отметить, что по сравнению со Средиземным, Черным, Азовским и Аральским морями, Каспий является наиболее хорошо изученным с точки зрения гидробиологии. Вместе с тем на Каспийское море его фауну продолжает увеличиваться антропогенное воздействие. Довести до минимума это воздействие, эффективно использовать невозобновляемые (нефть) и возобновляемые (моллюски, раки, рыбы, тюлени) богатства Каспия и стараться сохранить их – является основной задачей нынешнего поколения.

ЛИТЕРАТУРА

АГАМАЛИЕВ, Ф.Г. 1983. Инфузории Каспийского моря (состав, экология, зоогеография). Наука. Ленинград. 230.

АЛИЕВ, А.Д., ПЯТАКОВА, Г.М. 1969. Бентос восточного побережья Среднего Каспия и его сезонная динамика. *Гидробиологический журнал*, 5, 3.

БАГИРОВ, Р.М. 1967. Обрастание в Бакинской бухте. *Тр. Института океанологии АН СССР*, 85.

БАДАЛОВ, Ф.Г. 1967. Вертикальное распределение некоторых представителей зоопланктона в районе острова «Куринский камень» Южного Каспия. *Зоологический журнал*, II, 5.

БАДАЛОВ, Ф.Г. 1968. Распределение зоопланктона в прибрежной зоне Среднего Каспия. В кн.: *Биология Среднего и Южного Каспия*. Наука, Москва.

БЕРГ, Л.С. 1928. О происхождении северных элементов в фауне Каспия. *ДАН СССР*, 14, 3.

ГРИММ, О.А. 1876 – 1877. Каспийское море и его фауна. В кн.: *Труды Арало-Каспийской экспедиции. СПБ*, 2.

ДЕРЖАВИН, А.Н. 1939. Мизиды Каспия. Баку.

ДЕРЖАВИН, А.Н. 1951. Очерк истории фауны Каспия и пресных водоемов Азербайджана. В кн.: *Животный мир Азербайджана*. Изд. АН Аз ССР, Баку.

ЗЕНКЕВИЧ, Л.А. 1963. Биология морей СССР. Изд. АН СССР. Москва.

КАРАЕВА, Н.И. 1972. Диатомовые водоросли бентоса Каспийского моря. Элм. Баку.

КАСЫМОВ, А.Г., БАГИРОВ, Р.М. 1977. Зообентос восточной части Среднего Каспия. В кн.: *Биология моря*, 2.

КАСЫМОВ, А.Г. 1981. Очерк истории гидробиологических исследований Каспийского моря. В кн.: *Очерк по истории гидробиологических исследований в СССР*. Наука, Москва, 16-25.

КАСЫМОВ, А.Г. 1987. Животный мир Каспийского моря. Элм. Баку. 156.

КАСЫМОВ, А.Г. 2004. Экология планктона Каспийского моря. Адилоглу. Баку. 544.

КАСЫМОВ, А.Г., АСКЕРОВ, Ф.С. 2001. Нефть и биологические ресурсы Каспийского моря. Print Studio. Баку. 326.

КОВАЛЕВСКИЙ, А.О. 1970. Список водорослей, собранных в Каспийском море. В кн.: *Протоколы заседаний естествоиспытателей Казанского Университета за 1869 – 1870 гг*. Казань.

КУН, М.С. 1965. Планктон Каспийского моря в условиях зарегулированного стока Волги. В кн.: *Изменение биологических комплексов Каспийского моря за последнее десятилетие*. Наука, Москва.

МАЙЕР, Е.М. 1968. Подкласс Фораминиферы. *Foraminifera*. В кн.: *Атлас беспозвоночных Каспийского моря*. Пищевая промышленность, Москва, 12-34.

ПАЛЛАС, П.С. 1770 – 1773. Путешествие по разным провинциям Российской империи. *СПБ*, 1 – 3.

ПРОШКИНА-ЛАВРЕНКО, А.И., МАКАРОВ, И.В. 1968. Водоросли планктона Каспийского моря. Наука, Ленинград.

РАСС, Т.С. 1965. Рыбные ресурсы европейских морей СССР и возможности их пополнения акклиматизацией. Наука. Москва.

СОВИНСКИЙ, В.К. 1904. Введение в изучение фауны Понто-Каспийско-Аральского морского бассейна. В кн.: *Записки Киевского общества естествоиспытателей*. Киев.

ФАРАДЖЕВ, Г.Р. 1966. Новые виды остракод Западного побережья Среднего и южного Каспия. *ДАН Аз.ССР*, XXII, 7.

ЧУГУНОВ, Н.Л. 1923. Опыт количественного исследования продуктивности донной фауны в северной Каспии. *Тр. Астраханской ихтиологической лаборатории.* 5, 1.

ЭПШТЕЙН, Б.М. 1964. Донная фауна и питание молоди промысловых рыб Куринско-Каспийского района моря. *Тр. Азерб. НИ рыбохоз. лаборатории (АзерНИЛ)*, 4.

© Р.М.Мамедов, Р.Г.Гардашов, 2010

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ГИДРОЛОГИИ КАСПИЙСКОГО МОРЯ, ПОЛУЧЕННЫЕ ДИСТАНЦИОННЫМ И КОНТАКТНЫМ МЕТОДАМИ

Р.М.Мамедов, Р.Г.Гардашов

Институт Географии им. акад. Г.А.Алиева НАН Азербайджана
AZ1143, Баку, просп. Г.Джавида, 31
ramiz.mamedov@geo.ab.az

В статье приводится критический анализ измерений гидрологических характеристик Каспийского моря традиционными контактными методами, указываются их преимущества и недостатки. Для исследования течений и циркуляции вод Каспийского моря впервые применены дрифтеры. С целью изучения колебаний уровня моря использованы спутники, оснащенные альтиметрами. Проведены также GPS-измерения на треках спутников. Установлена согласуемость полученных данных. Для измерения давления, температуры и электропроводности была установлена стационарная станция на дне моря. Вышеуказанные параметры были обработаны с помощью статистического и спектрального анализов и позволяют следить за изменением уровня моря.

Введение и постановка задачи

Краткая история исследований. С уверенностью можно сказать, что в прошлые времена исследование и изучение гидрологии Каспийского моря не оставались без внимания ученых океанологов. Первые профессиональные исследования гидрологических особенностей Каспийского моря, можно сказать, начались в начале XX века с экспедиций Книповича (Книпович, 1921), получившего первые такие данные и даже составившего первую схему течений Каспийского моря. В советский период исследование Каспия проводилось почти всеми прибрежными советскими республиками, особенно Азербайджанской и РСФСР. Большой вклад в это дело внесла гидрометеорологическая служба прибрежных государств, особенно Азербайджанский Гидрометеорологический комитет, который в советский период был ответственным за общий мониторинг Каспийского моря, в том числе гидрометеорологический и экологический.

Эти исследования поводились на научно-исследовательских судах Академии наук, морских платформах, заякоренных буях, прибрежных гидрометеорологических станциях, расположенных по периметру Каспийского моря, и островах моря. В Каспийском море на так называемых «вековых разрезах» по всей акватории моря проводились регулярные измерения почти всех гидрометеорологических параметров с помощью судов гидрометеорологии и АН Азербайджана. В открытой части Каспийского моря на морской платформе впервые в мире была создана морская обсерватория, где в основном занимались гидрофизикой Каспийского моря и проблемой взаимодействия атмосферы с морем.

В результате всех этих измерений и исследований были установлены закономерности формирования гидрометеорологических полей, особенности их изменчивости, построены карты этих полей, определены масштабы их изменчивости как по времени, так и по пространству. Таким образом, публикаций, посвященных гидрологии и экологии Каспийского моря и опубликованных в разных научных журналах и монографиях, насчитывается несколько тысяч (Гюль и др., 1971; Мамедов, 2007).

Однако, не умаляя достоинств этих исследований, можно сказать, что они не были лишены и недостатков. Карты гидрологических полей строились с помощью экстраполяции или интерполяции полученных значений параметра из одной точки в другую, что не всегда соответствовало действительности. То же самое можно сказать и о временных характеристиках моря.

После распада Советского Союза практически прекратились исследования Каспия. Это было связано прежде всего с экономическими трудностями прибрежных государств, а также другими причинами. Надо отметить,

однако, что все прибрежные государства крайне заинтересованы в углеводородных и биологических ресурсах Каспийского моря. В постсоветский период к проблемам, особенно экологическим, первыми стали проявлять интерес международные организации, и они же создали Каспийскую Экологическую Программу (КЭП). Однако развитие научно-исследовательских технологий продолжалось, и другие моря и океаны исследовались именно с помощью новых технологий.

Одним из основных гидрологических параметров является скорость течения моря, подробное изучение которой позволяет изучить циркуляцию вод моря. Тем самым появляются предпосылки для прогнозирования различных состояний экосистемы в целом. Выполнено много работ, посвященных этой характеристике моря, построены различные схемы циркуляции. Нами еще несколько лет тому назад было сказано (Мамедов, 2007), что все эти схемы течений носят фиктивный характер, они не всегда отражают действительность. Это Эйлеровский подход к изучению течений моря, когда измеряется скорость потока в данной фиксированной точке и потом она экстраполируется на другие участки.

Одним из современных и перспективных методов изучения морских течений и морской циркуляции является применение дрифтеров, т.е. поплавков нейтральной плавучести. Основу этого метода составляет Лагранжский подход, при котором отслеживается положение поплавка (дрифтера), связанного с определенным водным объёмом на поверхности или на некоторой глубине. Средняя скорость за определенный период определяется как отношение расстояния между двумя положениями дрифтера в начальный и конечный моменты периода к его величине. Уже более тридцати лет изучается циркуляция вод мирового океана и других морей этим методом. Каспийское море же таким образом еще не исследовалось.

Исследование циркуляции вод Каспийского моря дрифтерами

Нами в 2007 и 2008 годах в рамках международного проекта «Междисциплинарный анализ экосистемы Каспийского моря» программы SfP НАТО в Каспийском море для изучения циркуляции вод в периоды зимнего и летнего сезонов были выпущены три дрифтера. Для осенне-зимнего периода два из них были выпущены в центральной, а третий – в южной частях Каспийского моря. Идентификационные номера буев: 34265, 34266, 34267; номера WMO: 61685, 61686, 61770. Основной целью этих экспериментов, кроме циркуляции моря, было также изучение временно-пространственной изменчивости поверхностной температуры и давления над морем. На рисунке 1а показано движение дрифтеров, полученных с помощью космической системы ARGOSS, за осенне-зимний период.

Как видно из рисунка два дрифтера в центральной части двигаются в циклоническом направлении. Отметим, что в схемах течений, составленных Н.М. Книповичем (1921) и А.И. Михайлевским (1931), а также нами (2007), тоже получен большой внешний циклонический круговорот вод Среднего Каспия.

Дрифтер, выпущенный в южной части моря, в своей первой фазе движения также двигается в циклоническом направлении, но это движение происходит вихрями. Однако во второй части своего движения этот дрифтер меняет свое направление на антициклоническое и далее двигается вдоль южного берега моря.

Два дрифтера, выпущенных в летний период, строго двигаются в южном направлении и говорить что-то конкретное о циркуляции крайне трудно. К сожалению, один из дрифтеров, который двигался в северо-западном направлении, за короткий срок достиг берега и прекратил свое движение.

Рисунок 2 демонстрирует изменения в движениях одного из дрифтеров (№34265), т.е. в скорости течения. Из рисунка видно, что диапазон изменения скорости течения достаточно большой: от 14,5 до 78 см/сек.

На энергетических (рис. 3) спектрах компонента скорости наблюдается пик с периодом 19 часов, что близко к теоретически определенному значению. Максимумы, наблюдаемые на компоненте V_y, в периоды 7-14 дней на компоненте V_x не наблюдаются. Поверхностная температура моря за период 06.10.2006-08.02.2007 падает с 22,4^oC до 11,2^oC (рис.3).

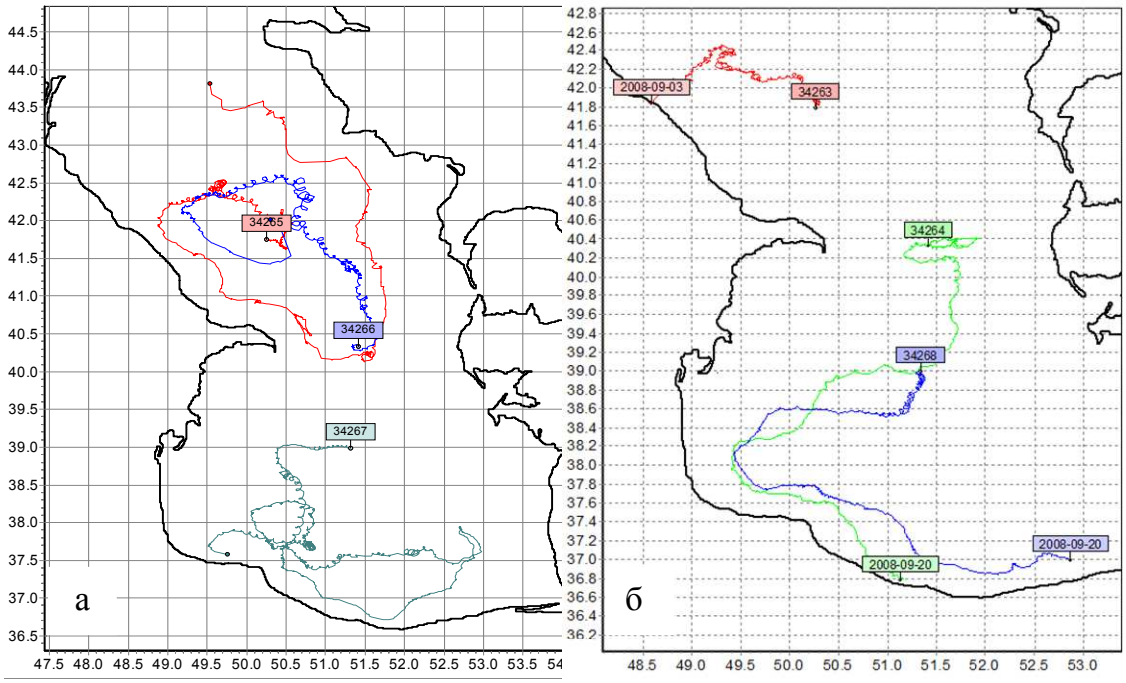


Рис. 1. Движения дрифтеров на Каспийском море: а) осенне-зимний период, б) летний период. На рисунке также даны идентификационные номера буев.

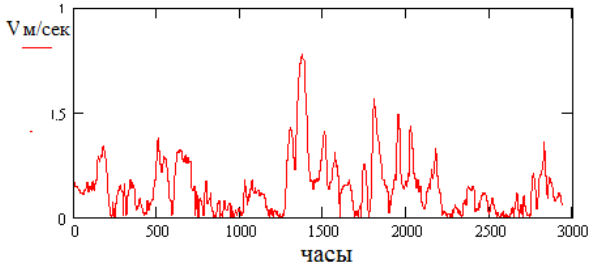


Рис. 2. Изменение скорости течения по времени дрифтера 34269

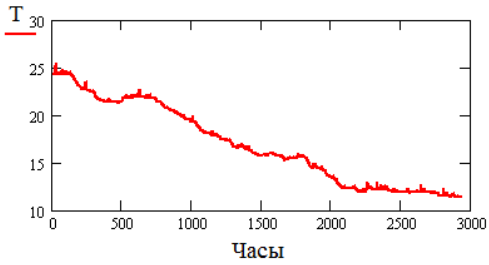


Рис. 3. Температура поверхностного слоя Каспийского моря

Измерение уровня моря дистанционным методом и сравнение с данными in-situ

Все Каспийское море (площадью в настоящее время около 375000 км^2) хорошо охватывается спутниковыми исследованиями. Данные пяти спутников могут быть использованы для изучения колебания уровня Каспийского моря. Спутник TOPEX/Poseidon был запущен 10 августа 1992 года и до сих пор находится на орбите. На спутнике имеются два альтиметра, работающих с эмиттером на двух частотах (13.6 ГГц и 5.3 ГГц) и микроволновым радиометром, работающим на трех частотах (18 ГГц, 21 Гц, и 37 ГГц), что позволяет измерять температуру поверхности моря. Другая установленная аппаратура применяется для точного определения орбиты спутника. Высота орбиты спутника TOPEX/Poseidon составляет 1336 км, а период вращения – 10 дней с расстоянием от экватора 315 км и наклоном 66°. Данные альтиметра и другая геофизическая информация, а также инструментальные поправки бесплатно распространяются для научного сообщества через два центра данных (AVISO and PO.DAAC).

Спутник Jason был запущен 7 декабря 2001 года с целью продолжения миссии TOPEX/Poseidon. Первые девять месяцев (фа-

зы калибровки) оба спутника с интервалом в две минуты были на одной орбите. С августа 2002 года с целью повышения плотности охвата TOPEX/Poseidon был перемещен на промежуточную орбиту (рис. 4). Орбиты спутников определяются с трех систем позицирования DORIS, GPS и Спутникового Лазерного Ранжирования (SLR) (Fu and Cazenave, 2001).

Спутник Envisat был запущен 1-го марта 2002 года для мониторинга земной поверхности, ледовой обстановки и океанов, нацелен на изучение окружающей среды и изменение климата. На этом спутнике множество оптических и радарных приборов. Он производит 18 видов измерений в секунду. Период орбиты составляет 35 дней с наклоном 98,5 градусов.

Спутник Geosat Follow-On (GFO) был запущен 10-го февраля 1998 года для непрерывного наблюдения за океаном. Частота его орбиты больше и составляет 17 дней с высотой 800 км и наклоном 108 градусов. Данные этого спутника можно получить через NOAA. Таким образом, Каспийское море полностью покрыто исследованиями вышесказанных спутников, и имеется доступ к их данным (рис. 4).

Для расчета колебаний уровня Каспийского моря должен быть применен мульти-спутниковый метод, т.е. должны использоваться данные разных источников. Однако для определения уровня моря с помощью сети мультиданных первым шагом должна стать оценка отклонений данных, полученных со спутников. Качество и удобство наблюдений, полученных с помощью альтиметров, зависят от качества калибровки датчиков спутника с *in situ* наблюдениями. Известно, что Каспийское море по своему периметру имеет достаточно хорошую сеть наблюдений за уровнем моря (Гидрология и геохимия морей, 1992).

Тем не менее, для точной калибровки данных спутника и пунктов наблюдений за уровнем моря в 2005-2008 годах нами были проведены GPS-измерения геоида на траках спутников в Каспийском море в районе Абшеронского архипелага. Один из маршрутов измерений в море представлен на рисунке 5. Для сравнения спутниковых альтиметрических измерений нами были использованы данные футштока, который находится на острове Чилов, от которого достаточно близко расположены маршруты измерения.

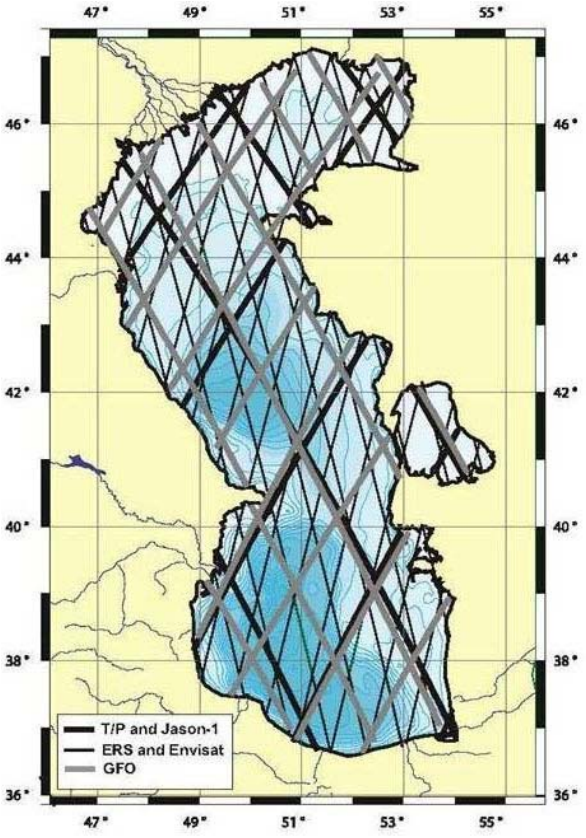


Рис. 4. Покрытие Каспийского моря спутниками: Jason, Topex / Poseidon, GFO и Envisat, ERS

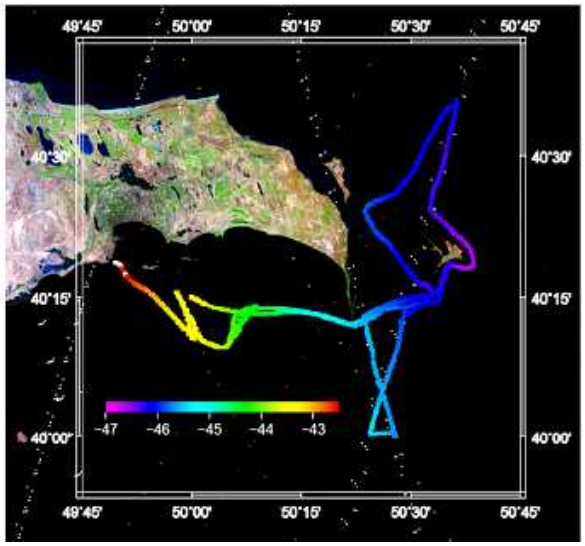


Рис. 5. Один из маршрутов измерения на траках спутников в Каспийском море

Надо отметить, что первые наблюдения уровня Каспийского моря были проведены в 1837 году в г.Баку. Средний уровень моря, осредненный по четырем измерительным пунктам (Баку, Махачкала, порт Шевченко и Красноводск), представлен на рисунке 6.

Средний многолетний уровень моря за 1830-1930 гг. составлял –25,83 м БС, или 340 см над нулем Бакинского футштока в высотном положении 1928 г. Значение тренда за этот период составило –0,34 м. Средний уровень моря в 1830-1880 гг. и в 1881-1930 гг. практически одинаков; второе пятидесятилетие характеризуется некоторой тенденцией к снижению уровня.

Состояние относительно равновесного положения уровня моря сменилось периодом резкого его падения на 1,9 м в 1930-1941 гг. Падение уровня, хотя и не столь резкое, возобновилось в конце 40-х годов; в 1956 г. он уже составлял на 2,5 м ниже уровня 1929 г. В 60-ые годы отмечалась некоторая стабилизация на отметках около –28,4 м, сменившаяся в 1970 г. резким падением, которое в 1977 г. достигло значения –29м. Общее понижение за весь период систематических наблюдений составило 3,8 м, а за двадцатое столетие – 3,2 м. Снижение уровня происходило с интенсивностью в среднем около 4 см/год, а в 1930-1941 и 1970-1977 гг. интенсивность снижения возросла соответственно до 16 и 14 см/год.

С 1978 г. уровень моря стал резко повышаться и в 1995 г. его среднегодовая отметка поднялась до значения –26,52 м. Интенсивность подъема уровня за этот период составила в среднем около 14 см/год, а в отдельные годы достигала и 30 см. За весь период инструментальных наблюдений этот подъем был самым интенсивным и продолжительным. В настоящее время наблюдается относительно стабильный период уровня моря около отметки –27,0 (Мамедов 2007).

Начиная с 1993 года, с помощью радарной альтиметрии можно определить средний уровень моря, а также его изменения. Это выгодно в силу некоторых причин. Во-первых, в последнее время футштокные измерения в периметре Каспийского моря проводятся нерегулярно, а некоторые футштоки перестали действовать. Во-вторых, их качество оставляет желать лучшего, имеются субъективные факторы, которые приводят к систематическим и периодическим погрешностям. Также есть проблема по обмену информацией по данным этих измерений. Поэтому на рисунке 7 мы представляем уровень Каспийского моря до 2010 года, полученный по данным радарной альтиметрии.

Уровень моря представлен по осредненным данным спутников Topex/Posedion, Jason-1, Envisat и GFO, запущенных ESA, NASA и CNES. Диапазон измерений альтиметров, применяемых для установления уровня моря, начинается от 1гц. Уровень моря был приведен в соответствие с Балтийской Системой. Рисунок 7 показывает, что наблюдаются сезонные и межгодовые изменения уровня моря.

На рисунке 8 сравниваются данные уровня Каспийского моря, полученные с помощью TOPEX/Poseidon альтиметра (серые точки) и in-situ измерений (черные точки). Из рисунка видно, что они хорошо согласуются, в основном один повторяет другой, что говорит о возможности применения альтиметра для изучения колебаний уровня Каспийского моря. Максимум отклонений между этими источниками данных приходится на 1995 год и достигает 7 см. Нам кажется, что причиной этого могут быть погрешности в контактных измерениях, плюс к тому же на этот год приходится максимальный подъем уровня моря. Средняя ошибка альтиметрических измерений составляет 1,5 см/год.

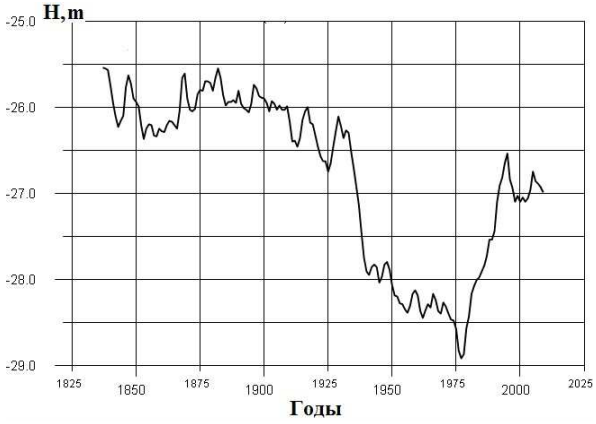


Рис. 6. Колебания среднегодового уровня Каспийского моря в Бакинской бухте

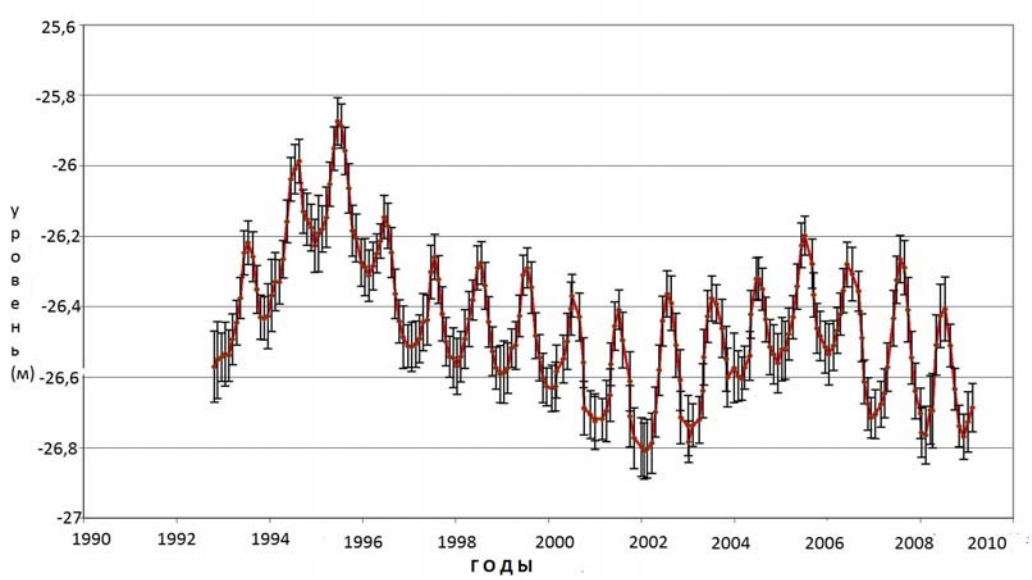


Рис. 7. Уровень Каспийского моря по данным радарной альтиметрии

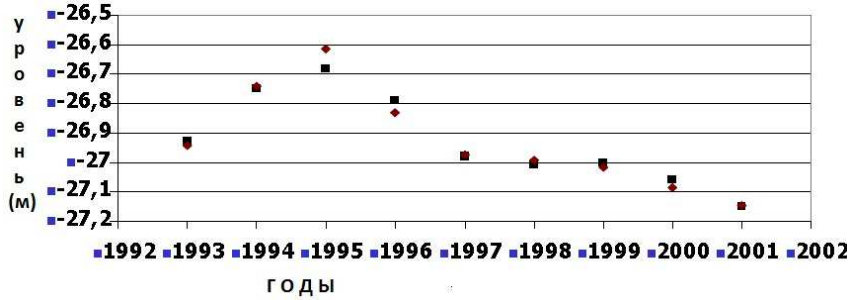


Рис. 8. Сравнение данных уровня Каспийского моря, полученных с помощью альтиметра (серые точки) и *in-situ* измерений (черные точки)

Опытно-экспериментальная станция для измерения уровня моря в Абшеронском порту

Для изучения колебаний уровня моря, а также дальнейшей калибровки данных спутниковой альтиметрии с контактными измерениями нами в рамках проекта ALTCORE INTAS (2007) в июне 2008 года в Абшеронском порту Каспия на дне моря был установлен измеритель уровня моря, состоящий из датчика давления придонного слоя. На станции также проводятся измерения температуры и электропроводности морской воды с интервалом 5 мин. Работа станции автономная, питание осуществляется аккумулятором, установленным внутри датчика на дне моря. Начиная с вышеуказанной даты, до сих пор через давление определяется уровень моря в данной точке. Данные измерений можно скопировать на компьютер в любое время через разъем, выставленный на поверхности.

Станция контактных измерений находится на расстоянии 80 м от береговой линии, датчики электропроводности, температуры и давления установлены на дне моря на глубине (относительно невзволнованной поверхности) 8 м (рис. 9). Район измерения характеризуется умеренным течением и турбулентным перемешиванием, заметным загрязнением нефтепродуктами (в основном в результате операций перекачки нефти с судов) и почти всегда существующим волнением различной силы. Время осреднения измеряемых величин – 40 сек., а временная дискретизация (временной интервал между двумя последовательными отчетами) – 5 мин. Было снято $N = 131285$ отчетов по каждому из измеряемых величин: электропроводности, температуре и давлению.

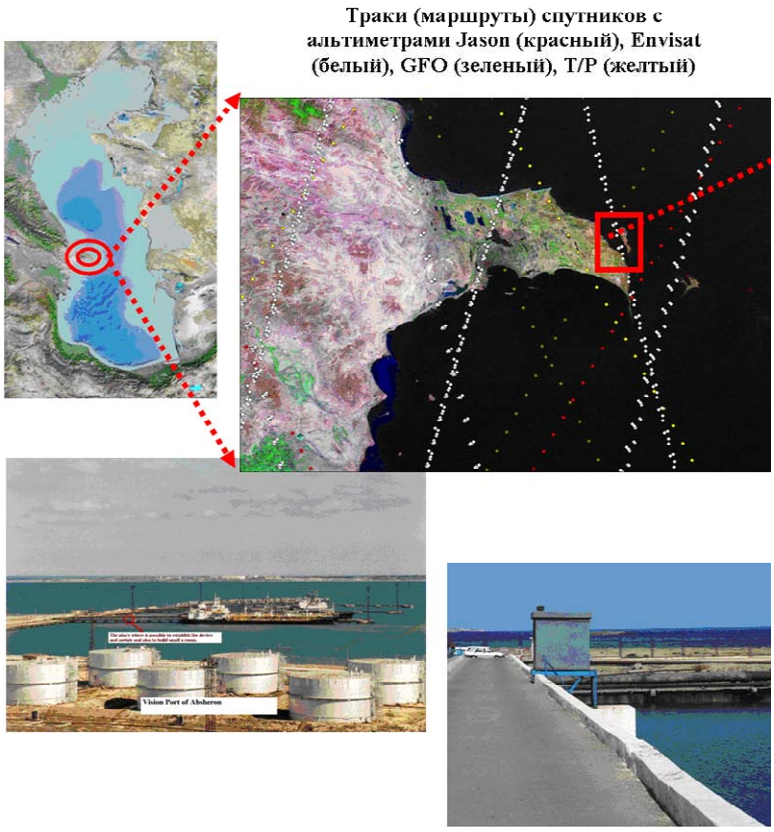


Рис. 9. Опытно-измерительная станция уровня моря, установленная в Абшеронском порту Каспийского моря

Особо отметим, что на месте проведения измерений осуществлялась GPS-нивелировка, а также проводились GPS-измерения с судна в данном районе моря.

Данные измерений и их анализ

Один из примеров регистрации параметров, т.е. зависимости температуры $T = T(t)$ и давления $P = P(t)$ от времени t, приведен на рисунке 10. Как видно из этих графиков, прослеживается определенная сезонная изменчивость измеряемых величин, особенно температуры.

Кривая временного ряда атмосферного давления, построенная по измерениям, проведенным за период 17.07.2008-03.03.2009 на острове Пираллахи, расположенном поблизости от установленной станции, представлена на рис. 11.

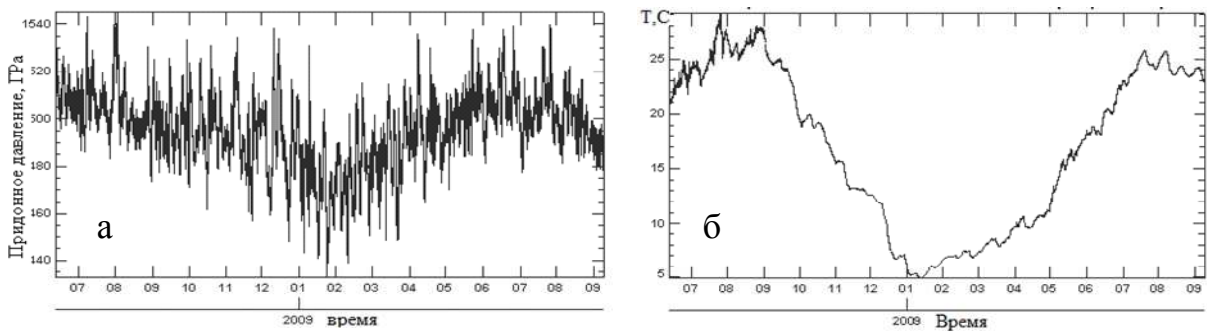


Рис. 10. Изменение придонного давления (а) $P = P(t)$ и температуры (б) $T = T(t)$ от времени t на станции измерения

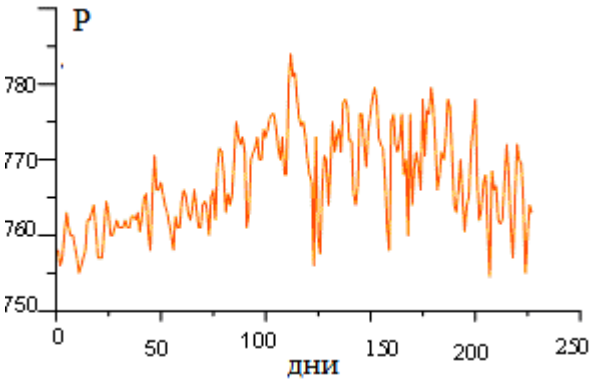


Рис. 11. Атмосферное давление в районе станции

Далее временные ряды электропроводности, температуры и давления с длиной 455 дней и с интервалом дискретизации 5 мин. подвергались спектральному анализу. Отметим, что среднее значение и дисперсия некоторого заданного временного ряда $X_i = X(t_i)$, вычисляются по формулам (Бендат, 1983):

$$\overline{X} = \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N} X_i \quad \text{и} \quad \sigma_X^2 = \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}\left(X_i - \overline{X}\right)^2 \qquad (1)$$

Дисперсия может быть вычислена и через спектр $S_X(\tau)$ этого временного ряда (http://www.legos.obs-mip.fr/soa/hydrologie/hydroweb/):

$$\sigma_{X,Sp}^2 = \int_0^\infty S_X(\tau)\,d\tau \qquad (2)$$

Для временного ряда электропроводности $C_i = C(t_i)$ среднее значение и дисперсия, рассчитанные по формулам (1) и (2), составляют $\overline{C} = 10.79$ (mS/cm), $\sigma_C^2 = 4.06$ (mS/cm)^2 и $\sigma_{C,Sp}^2 = \int_0^\infty S_C(\tau)\,d\tau = 4.05$ (mS/cm)^2. Близость значений σ_C^2 и $\sigma_{C,Sp}^2$ указывает на большую точность расчетов спектра электропроводности $S_C(\tau)$. Линейный тренд временного ряда электропроводности за весь период измерений (455 дней) небольшой.

Для временного ряда температуры $T_i = T(t_i)$ среднее значение и дисперсия, рассчитанные по формулам (1) и (2), составляют $\overline{T} = 16.97$ (C^0), $\sigma_T^2 = 53.50$ (C^0)^2 и $\sigma_{T,Sp}^2 = \int_0^\infty S_T(\tau)\,d\tau = 53.51$ (C^0)^2. Линейный тренд временного ряда температуры тоже мал и выражается уравнением:

$$\hat{T} = 18.862 - 0.0082848 \cdot t \qquad (3)$$

В спектре давления наблюдаются заметный максимум при $\tau \approx 38\ min$, резкий пик – при $\tau \approx 12$ ч. и слабый – при $\tau \approx 24$ ч. Кроме этого, отмечаются заметные максимумы при $\tau \approx 12-14$ и $\tau \approx 16-18$ суток. Для временного ряда давления $P_i = P(t_i)$ среднее значение и дисперсии, рассчитанные по формулам (1) и (2), составляют $\overline{P} = 14.95$ (dBar), $\sigma_P^2 = 0.02411$ (dBar)^2 и $\sigma_{P,Sp}^2 = \int_0^\infty S_P(\tau)\,d\tau = 0.02410$ (dBar)^2. Линейный тренд временного ряда давления пренебрежимо мал и выражается уравнением:

$$\hat{P} = 14.961 - 0.000030528 \cdot t \qquad (4)$$

Для выявления влияния изменения атмосферного давления P_a на давление в воде P и тем самым на уровень моря L были рассчитаны коэффициенты корреляции: R_{P_aP}, R_{P_aL} и R_{PL} соответственно между временными рядами [$P_a(t)$, $P(t)$]; [$P_a(t)$, $L(t)$]; [$P(t)$, $L(t)$]; с суточным и месячным осреднениями. Найденные при этом значения коэффициентов корреляции приведены в таблице.

Осреднение	R_{P_aP}	R_{P_aL}	R_{PL}
Суточное	-0.029	-0.447	0.568
Месячное	-0.489	-0.883	0.756

Как видно из этой таблицы, суточные колебания атмосферного давления $P_a(t)$ и давления на дне моря $P(t)$ очень слабо скоррелированы ($R_{P_aP} = -0.029$), в то время как между месячными колебаниями имеется заметная корреляция ($R_{P_aP} = -0.489$). По-видимому, это

связано с тем, что такое инерционное тело, как море, не успевает реагировать на короткопериодные (дневные) колебания атмосферного давления; однако оно дает отклик на длиннопериодные (месячные, сезонные) его изменения. Отрицательный знак корреляции указывает на то, что при понижении атмосферного давления P_a, уровень моря, и, соответственно, давление P повышаются, и наоборот. Это можно заметить и на рис. 12 а и 11.

Так как уровень моря $L(t)$ и давление $P(t)$ на дне моря являются пропорциональными величинами, то коэффициент корреляции между ними должен быть очень высокий. Однако по суточным средним значениям величин $L(t)$ и $P(t)$ (рис. 12а и 12б) он оказался равным $R_{PL} = 0.568$. Такое не очень высокое значение R_{PL} можно объяснить двумя причинами. Во-первых, измерения величин $L(t)$ и $P(t)$ проводились в разных точках моря, где локальные морфометрические характеристики и гидрологический режим были разными. Во-вторых, данные об уровне моря $L(t)$, взятые с футштока при почти постоянно существующем волнении, содержат заметные ошибки. По месячным средним значениям величин $L(t)$ и $P(t)$ корреляция оказалась: $R_{PL} = 0.756$. По-видимому, увеличение R_{PL} связано с тем, что при сглаживании уменьшается вклад короткопериодных флуктуаций величин $L(t)$ и $P(t)$, которые содержат нескоррелированные ошибки.

В спектре $S_{P_a}(\tau)$ атмосферного давления P_a (рис. 12б) имеются очевидные максимумы при $\tau \approx 12$, $\tau \approx 16$ и $\tau \approx 32$ суток. Сравнивая этот спектр со спектром давления $S_P(\tau)$ (рис. 12), можем утверждать, что колебания во временном ряду $P(t)$ с периодами $\tau \approx 12$, $\tau \approx 16$ суток вызваны синоптической изменчивостью атмосферы.

Отметим, что период инерционных колебаний τ_{in} определяется по формуле

$$\tau_{in} = \frac{\pi}{\omega_E \cdot \sin\varphi}\ , \qquad (6)$$

где, $\omega_E = \frac{2\pi}{\tau_E}$ — угловая скорость вращения Земли ($\tau_E = 24\ hour$); φ — географическая широта места наблюдения.

Вычисленный по (5) для широты $\varphi = 40^0$ период инерционных колебаний составляет $\tau_{in} = 18.6\ hour$.

В спектре давления $S_P(\tau)$ (рис. 12) , в часовом интервале выделяются узкие, сильно и слабо выраженные пики, соответствующие соответственно колебаниям полусуточного $\tau \approx 12.4$ ч. и суточного $\tau \approx 24$ ч. периодам. Как известно, эти колебания сейшевые (Бендат, Пирсол, 1983). Амплитуда полусуточного колебания имеет значение порядка 2 см, а суточного находится на уровне шумов 3 мм.

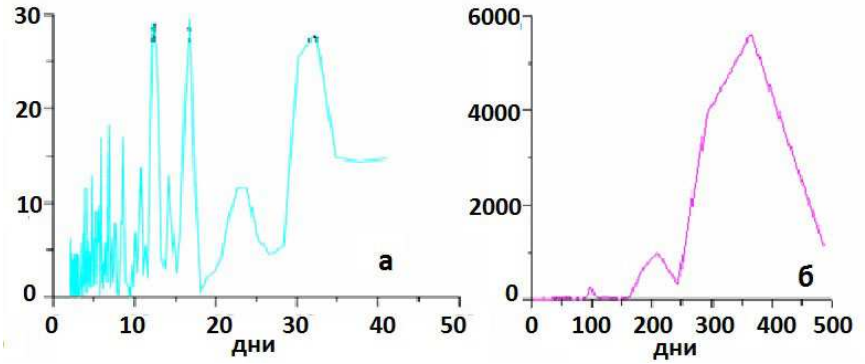


Рис. 12. Спектр а) атмосферного давления $S_{P_a}(\tau)$ $\left((mmHg)^2/day\right)$ и b) флуктуаций уровня моря $S_L(\tau)$ $\left((cm)^2/day\right)$

В спектрах $S_P(\tau)$ и $S_{Pa}(\tau)$ в суточном интервале выделяются пики, соответствующие гармоникам с периодами, близкими к периодам инерционных колебаний $\tau_{in} = 18.6\ hour$.

В спектре уровня $S_L(\tau)$ имеются явно выраженные гармоники с годовым ($\tau \approx 365$ суток), около полугодовым ($\tau \approx 200$ суток) и сезонным ($\tau \approx 100$ суток) периодами, по-видимому, обусловленными климатическими факторами: годовой изменчивостью притока (в основном с Волги), внутригодовой и сезонной изменчивостью испарения и осадков.

ЛИТЕРАТУРА

БЕНДАТ, Дж., ПИРСОЛ, А. 1983. Применение корреляционного и спектрального анализа. Мир. Москва. 312.

ГИДРОЛОГИЯ И ГИДРОХИМИЯ морей. Том IV. Каспийское море. Выпуск 1. Гидрометеорологические условия. 1992. Санкт-Петербург. Гидрометеоиздат. 360.

ГЮЛЬ, Г.К. 1971. Каспийское море. Реферативный сборник. Гидрометеоиздат. Ленинград.152.

КАСПИЙСКАЯ ЭКОЛОГИЧЕСКАЯ Программа (КЭП), www.caspianenvironment.org

КНИПОВИЧ, Н.М. 1921. Тр. Каспийской экспедиции, 1914-1915 гг. Москва. 943.

КОСТИАН, А., МАМЕДОВ Р.М., ГИНЗБУРГ, А., ВИГНУДЕЛИ, С., ЛЕБЕДЕВ, С. 2007. ALTICORE – консорциум, обеспечивающий данными по прибрежной альтиметрии Каспийского моря. *Вестник Каспия,4,* Москва, 65-80.

МАМЕДОВ, Р.М. 2000. Изменчивость гидрофизических полей и распространение загрязнителей в Каспийском море Элм. Баку. 185.

МАМЕДОВ, Р.М. 2007. Гидрометеорологическая изменчивость и экогеографические проблемы Каспийского моря. Элм. Баку. 433.

FU, L.L. and CAZENAVE, A. 2001. Satellite altimetry and Earth science, a hand book of techniques and applications.*International Geophysics Series,* 69, Academic press.

http://www.legos.obs-mip.fr/soa/hydrologie/hydroweb/

© Ю.А.Шыхалиев, А.А.Фейзуллаев, 2010

НОВЫЙ МЕТОДИЧЕСКИЙ ПОДХОД К ИЗУЧЕНИЮ СЕЙСМО-ВОЛНОВОГО ПОЛЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ И РЕЗУЛЬТАТЫ ЕГО АПРОБАЦИИ В ЮЖНО-КАСПИЙСКОМ БАССЕЙНЕ

Ю.А.Шыхалиев[1], А.А.Фейзуллаев[2]

1 – *Управление геофизики и геологии ГНКАР*
AZ 1033, Баку, ул. Гейдара Алиева,83A

2 – *Институт геологии НАН Азербайджана*
AZ 1143, Баку, просп. Г. Джавида, 29A

В статье детально рассматриваются методики выявления по сейсмическим данным петрофизических параметров (пористости, проницаемости, песчанистости/глинистости) пород-резервуаров, прогнозирования аномально-высоких поровых давлений и нефтегазоносности отложений, а также результаты их апробации на примере хорошо изученных нефтегазоносных структур в Южно-Каспийской впадине. Показана их высокая эффективность и возможность применения при изучении перспективных структур в ее глубоководной части. Приведены первые результаты изучения таких перспективных структур, как Ялама-Самур, Абшерон, Умид и Зафар-Машал с использованием разработанных методик.

ВВЕДЕНИЕ

Установлено, что только примерно треть структур, выявленных геофизическими методами и проверенных поисково-разведочным бурением, оказываются промышленно нефтегазоносными. Поэтому важное значение приобретает разработка прямых методов прогнозирования свойств геологической среды и нефтегазоносности выявленных структур до вскрытия их скважинами.

Основанием для возможности и осуществления прямых поисков является то, что физические свойства нефтегазонасыщенных, а также подстилающих и перекрывающих их пород различаются между собой и отличаются от свойств пород аналогичных структурно-литологических этажей тех районов, где нефти и газа нет. Прямой метод диагностики свойств геологической среды и прогнозирования нефтегазоносности структур более сложная задача, требующая привлечения высокоточной сейсморазведки и других геолого-геофизических данных.

Сейсморазведка как ведущий метод геофизики уже длительное время применяется для решения различных геологических задач при глубинных и структурных исследованиях, изучении геологической среды, поисках и разведке нефти, газа.

Однако выполненные в последние годы экспериментальные исследования, а также интенсивное совершенствование технологии обработки и интерпретации данных сейсмической разведки служат хорошей основой для разработки метода прямого прогноза петрофизических свойств пород и их нефтегазононости.

В связи с этим целью данной статьи является ознакомление с разработанными в НИИГеофизика ГНКАР методиками прямого прогноза геологической среды и нефтегазоносности по сейсмическим данным и результатами их апробации на примере хорошо изученных нефтегазоносных структур в Южно-Каспийской впадине и первым опытом их применения на перспективных структурах.

МЕТОДИКИ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИХ АПРОБАЦИЯ

Повышение эффективности и результативности поисково-разведочных работ неизбежно ужесточает требования к качеству геологической интерпретации геофизических данных, прежде всего данных сейсморазведки и геофизических исследований скважин (ГИС).

В настоящее время выводы об условиях формирования свойств осадочных пород разведываемого осадочного бассейна делаются не только на основе изучения кернового мате-

риала, но и по результатам геофизических исследований скважин, сейсморазведки и других геофизических методов (Шыхалиев, 2005; Шыхалиев, Гаузер, 2006; Михальцев и др., 1990; Птецов, 1989; Rapoport et al., 2004; Мушин и др., 2001; Mavko et al., 2005; Hilterman, 2003; Bloml, 2009). Комплекс ГИС позволяет определить литологический состав вскрытых скважиной пород, выполнить детальное геологическое расчленение разреза и осуществить корреляцию отдельных его подразделений. По сейсмическим данным можно восстановить историю осадконакопления, его скорость, реконструировать палеорельеф и палеоструктуру, изучить литолого-формационную характеристику отложений различных интервалов геологического разреза (в зависимости от разрешающей способности сейсмической записи), прогнозировать продуктивность и т.д. до бурения скважин или на технически еще не доступных бурением глубинах (Shykhaliyev et al.,1994, Шыхалиев 2005; Мушин и др., 2001; Walls and Dvorkin, 2004).

Следует отметить, что использование сейсморазведочных материалов для изучения литологии и фильтрационно-емкостных свойств продуктивных отложений основано на скрытой потенциальной возможности сейсмических данных, содержащих в суммарном волновом поле информацию об изменении параметров среды на уровне тонкослоистой текстуры пород.

Поскольку современная обработка сейсмической информации проводится с сохранением истинных амплитуд, то динамика сейсмической записи стала сегодня важнейшим диагностическим параметром при интерпретации поля отраженных волн.

В свете вышесказанного в НИИ Геофизики Государственной нефтяной компании Азербайджана (ГНКАР) разработаны методика, технология и пакет программ «REZAYR» (авт. Ю.А. Шыхалиев, Г.Е. Гаузер, Н.Ю. Гаузер), предназначенные для комплексного решения геофизических и геологических задач с использованием скважинных и сейсмических данных.

На рис.1 приводится функциональная схема пакета программ “REZAYR” , которая в соответствии с решаемыми геологическими задачами имеет двухуровневую структуру.

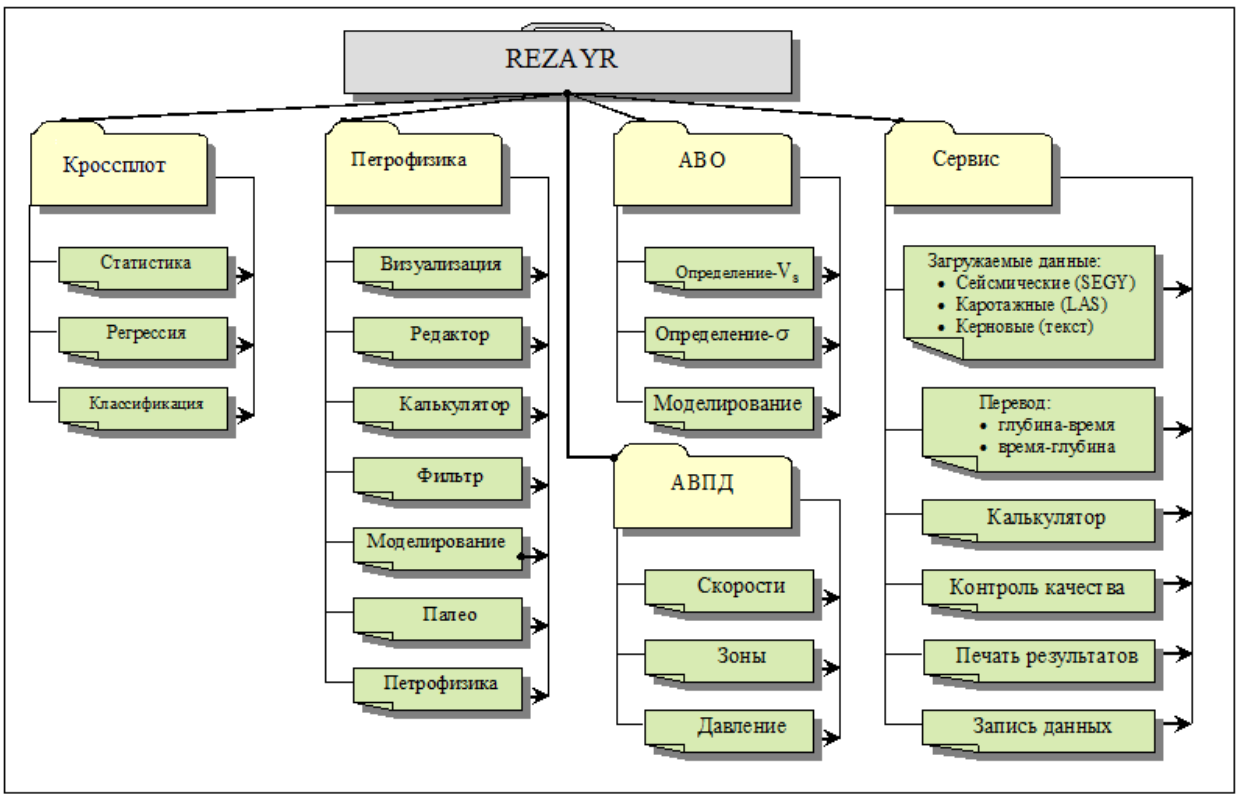


Рис. 1. Функциональная блок-схема обработки и интерпретации геофизических данных

Первый уровень определяется решаемыми задачами и представлен следующими программами: Сервис, Кросс плот, Петрофизика, AVO, АВПД. Второй уровень состоит из процедур, непосредственно реализующих вычислительный процесс программ первого уровня, которые в свою очередь участвуют в обмене информацией как между процедурами, так и между программами.

Рассмотрим вкратце решаемые задачи программами первого уровня с соответствующими процедурами.

«Сервис» – библиотека процедур, которая позволяют:

- загрузить в пакет сейсмическую информацию в формате SEGY;
- загрузить каротажные кривые в формате LAS;
- загрузить керновые данные в формате текстовых таблиц;
- перевести информацию из масштаба глубин в масштаб времени и наоборот;
- с помощью калькулятора выполнить математические действия с массивом данных;
- осуществить контроль качества исходной сейсмической информации;
- распечатать выходные результаты;
- записать в память результаты обработки в различных стандартных форматах.

«Кросс плот»-программа сейсмического анализа информации, обеспечивающая:

- регрессионный анализ;
- вывод 3D – кросс плота;
- расчет статистических характеристик;
- классификация заданных массивов в режиме 2D и 3D.

«Петрофизика» – комплексная, многоцелевая программа петрофизического прогноза с элементами геологического моделирования, решающая задачи:

- визуализации получаемых результатов в различной форме представления;
- осуществления с помощью графического редактора обработки, редактирования и компоновки данных, подготовки информации для геологического моделирования;
- проведения вычислительных действий с массивами данных, тем самым реализовывая нестандартные методики интерпретации с возможностью использования в качестве одного из аргументов фактор времени;
- с использованием библиотеки различных фильтров, работающих с рекурсией и без нее, изменения частотного состава сейсмических данных, разрешающей способности данных ГИС, расчета синтетических разрезов и трасс; улучшения отношения сигнал/шум и т.д.;
- построения простых геологических моделей, на основе которых рассчитываются синтетические временные разрезы, дающие возможность оценить эффективность работы программы;
- палеореконструкции, которая дает возможность воссоздать сейсмический разрез для любого отрезка геологического времени, с повышением его информативности; увеличить надежность нахождения геологических и стратиграфических границ, улучшить их прослеживаемость, выявить нарушения различного характера;
- определения петрофизических характеристик пород по скважинным данным, привязки их к сейсмическому разрезу, анализа межскважинного пространства, расчета петрофизических параметров, прогноза наличия УВ;
- с использованием спектрально-временного анализа, детального анализа текстуры пород, уточнения сейсмических границ.

«АВПД»-программа решает задачи поиска зон аномально-высоких давлений, рассчитывает значения поровых давлений и прогнозирует распределение градиентов давлений по разрезу. Для решения этих задач используются процедуры:

- «Скорости» ─ сейсмический разрез трансформируется в разрез значений пластовых скоростей и рассчитываются значения скоростей вмещающих глин;
- «Зоны» ─ анализирует разрез значений скоростей глин, определяет область для расчета линии нормального уплотнения и аномальные зоны градиентов давлений;
- «Давление» ─ рассчитывает значения поровых давлений по профилю.

«AVO»-программа использует угловые разрезы с целью выделения в разрезе перспективных зон на наличие УВ и определяет петрофизические характеристики на основе

работы процедур:

- V_S – рассчитывает значения поперечных скоростей;
- σ – рассчитывает значения коэффициента Пуассона;
- Моделирование – строит литологические модели для уточнения распределения УВ по разрезу.

Как видно из перечня решаемых задач, пакет использует разнообразные как по форме, так и по содержанию исходные данные, и это обстоятельство накладывает определенные требования к организации вычислительного процесса в плане обеспечения надежности, устойчивости, точности, гибкости и удобства контроля над получаемыми результатами.

Особенностью предлагаемой методики является то, что данные ГИС и сейсморазведки обрабатываются не порознь, а в едином интерпретационном цикле с использованием на разных его этапах обратных связей. Обработка осуществляется посредством реализации отдельных, достаточно коротких графов, составленных из процедур, некоторые из которых реализуют собственные алгоритмы, а некоторые являются стандартными процедурами обработки данных ГИС и сейсморазведки. Такой подход позволяет получить качественно новые результаты интерпретации и значительно повысить геологическую информативность решения задач.

При этом эффективность обработки и надежность результатов обусловлены как используемым комплексом, так и тем, что формируемые графы позволяют методом последовательного приближения в интерактивном режиме достичь оптимального результата, удовлетворяющего как комплекс ГИС, так и сейсморазведку.

Методика прогноза литофациальной характеристики осадочного разреза

Комплексное рассмотрение данных сейсморазведки и каротажа диктует необходимость интерпретации разреза без пропусков независимо от литологической принадлежности выделяемых пластов. Бытует мнение, что расчленение каротажных кривых должно осуществляться с учетом разрешающей способности сейсмической записи. Это не совсем так. На кривых ГИС должны быть выделены все пласты независимо от их мощности, т.е. среда должна быть представлена наиболее полно с точки зрения имеющихся неоднородностей. Это принципиально важно на этапе построения синтетических трасс и сопоставления их с реальными трассами, так как по совпадающим элементам синтетической и реальной сейсмотрасс определяются скорости, с помощью которых осуществляется перевод каротажных кривых из масштаба глубин в масштаб времени, обеспечивающий точную привязку данных ГИС к временному разрезу в районе выбранного пикета профиля. На основании этого строится геоакустическая модель геологической среды (рис.2).

По своей сути данные ГИС и сейсморазведки не сопоставимы по всем параметрам (мощность, глубина, время и т.д.). Однако применяя приемы структурно-формационного анализа (СФА) (Мушин и др., 1990), с помощью достаточно простых процедур данные ГИС приводятся к виду, сопоставимому с трассами сейсмического разреза, и, наоборот, трассы сейсмического разреза трансформируются к виду каротажных кривых (рис.3.). Этот итерационный процесс преобразования позволяет трансформировать сейсмические динамические разрезы в разрезы петрофизических параметров.

Следует отметить, что применяемая методика совместной обработки комплекса данных ГИС и сейсморазведки базируется на реализации математических методов анализа и интерпретации имеющейся информации, осуществляющихся в интерактивном режиме и позволяющих прогнозировать, уточнять или определять такие важные геолого-геофизические характеристики разреза, как:

- границы стратиграфических объектов;
- значения средних и пластовых скоростей по каждой трассе и по профилю;
- значения эффективной пористости по профилю;
- значения объемной глинистости в каждой точке профиля;
- значения средней величины диаметра зерен по разрезу и границы литофаций;
- границы цикличности осадконакопления;
- изменения литофациальных характеристик отложений;

а также строить эффективные геологические модели разреза и оценивать петрофизические характеристики отложений.

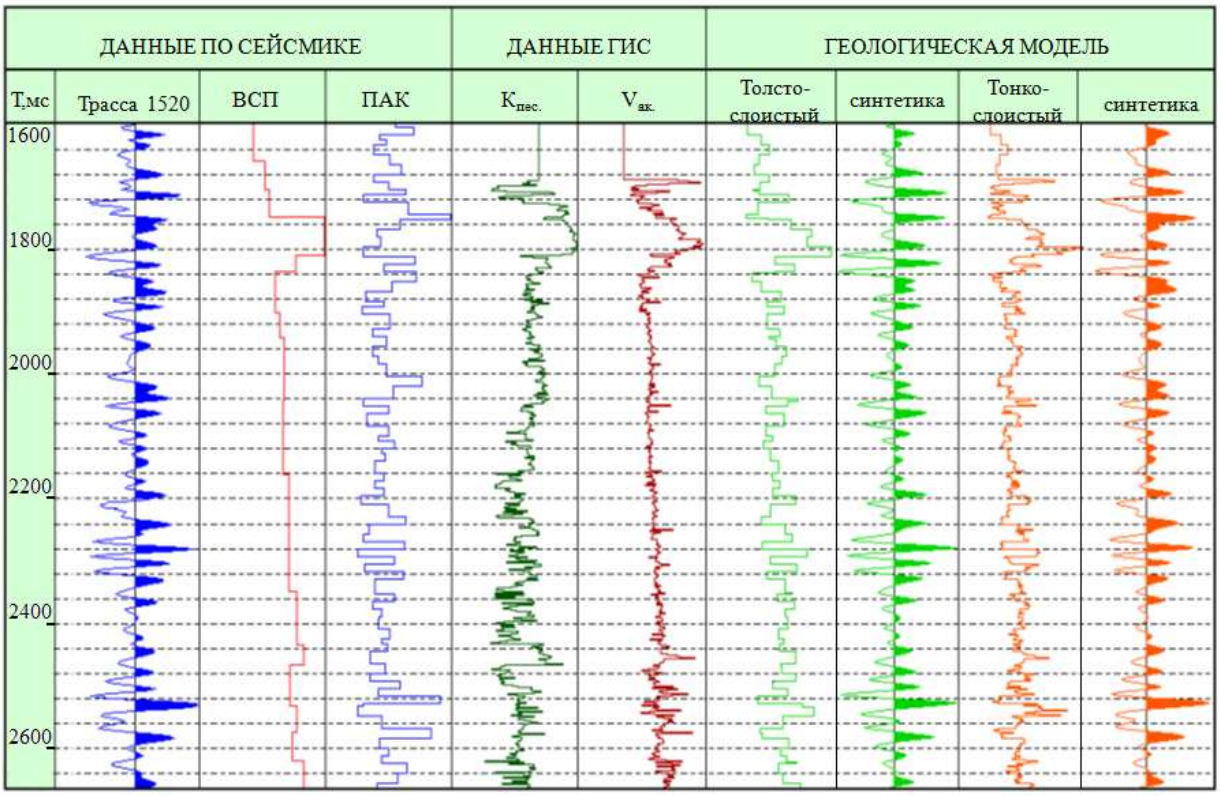


Рис. 2. Геоакустическая модель геологической среды

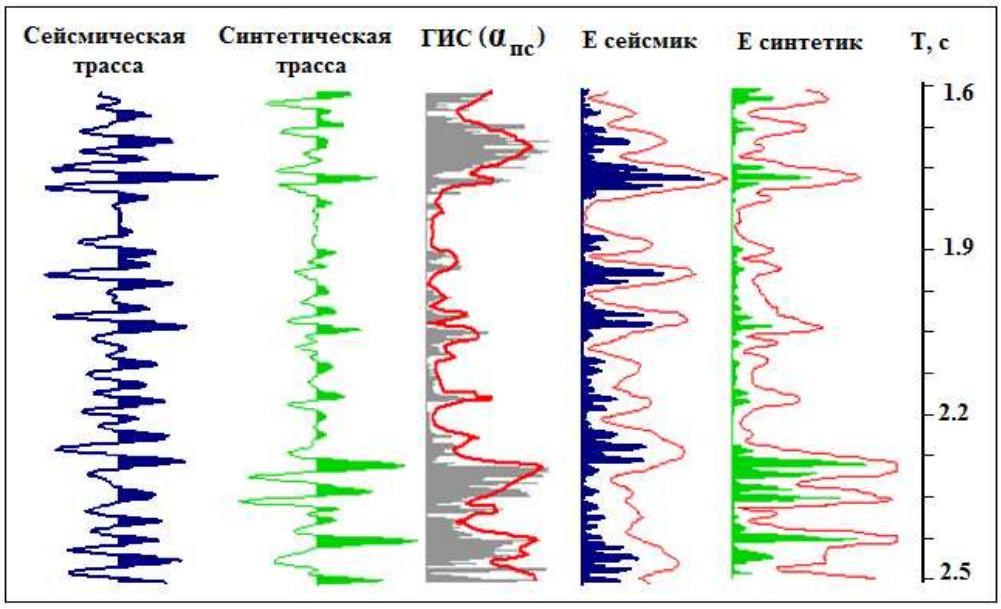


Рис. 3. Сопоставление данных сейсморазведки и ГИС

Методика не требует обязательного априорного знания скоростных характеристик разреза, но эффективность ее возрастает при их наличии в виде данных акустического каротажа, вертикального сейсмического профилирования или сейсмокаротажа.

Отметим, что оценка литологического состава отложений базируется на поиске тесных связей параметров сейсмических данных с литологическими характеристиками, полученными по каротажным данным или по априорной информации. С другой стороны, сейсмическое волновое поле отображает распределение плотности пород и скорости упругих волн в среде. А зависимость скорости распространения упругих волн и плотности пород от вещественного состава отложений позволяет прогнозировать их литологический состав (Мушин и др., 1990, 2001; Шыхалиев, 2005).

Предпосылками этого являются наличие определенных генетических связей между внешними границами геологических тел и их внутренним строением, особенно заметно проявляющихся на участках длительной по времени пространственной стабильности фациальных границ, а также связей между фациями, вещественным составом и характеристиками упругости и неоднородности среды.

Рассмотрим результаты апробации разработанной технологии прогнозирования литофациального состава отложений и их текстуры на примере площади Шах-дениз с установленной промышленной нефтегазоносностью.

Шах-Дениз является шельфовым газоконденсатным месторождением, выявленным в 1999 году. Оно расположено в азербайджанском секторе Каспийского моря, в 70 км к юго-востоку от Баку. Глубина моря в районе месторождения – от 50 до 650 м. Площадь газоносного района – около 860 км². Эксплуатация первой скважины глубиной 6,5 тыс. метров, пробуренной со стационарной добывающей платформы на глубине моря 105 метров, началась 15 декабря 2006 г. с дебитом газа 5,6 млн. куб. м в сутки из продуктивной толщи (ПТ-нижний плиоцен), которая является главным резервуаром ЮКБ.

Для изучения месторождения Шах-дениз использован временной разрез одного из 3D-профилей. Качество разреза достаточно высокое и хорошо отражает основные элементы геологического строения разреза (рис.4а). На этом профиле были выделены и трассированы сейсмические горизонты, соответствующие различным свитам ПТ.

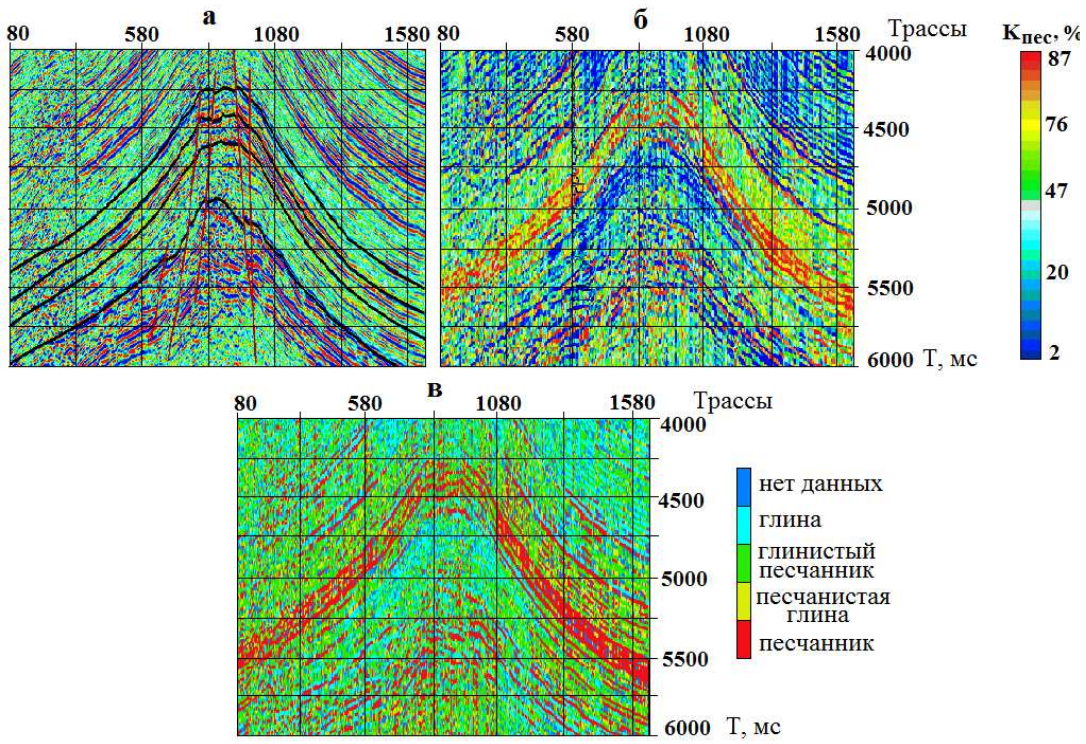


Рис. 4. Площадь Шах-дениз. Фрагменты временных разрезов: а – сейсмический; б – распределение коэффициентов песчанистости; в – распределение литофациального состава отложений

Комплексная интерпретация сейсмических и скважинных данных с использованием вышеописанной методики позволила более детально оценить петрофизические параметры (скорость, пористость, песчанистость, глинистость и т.д., рис.4б) и прогнозировать литофациальный состав отложений на изучаемом профиле (рис.4в).

Следует отметить, что независимо от уровня развития методической базы сейсморазведки сейсмические динамические разрезы всегда будут оставаться некоторым приближением к реальному геологическому разрезу. Поэтому связь акустического импеданса с действительной литофациальной обстановкой не всегда будет однозначной.

Методика прогноза нефтегазоносности

Известно, что пористые породы почти всегда насыщены флюидами (обычно водой с растворенными солями), а поровое пространство в пластах-коллекторах заполнено переменными количествами воды, нефти и газа. Замещение воды нефтью или газом меняет объемную плотность и другие константы и, следовательно, скорость и коэффициент отражения (Баганик, Гурвич, 2006). При этом образование залежи сопровождается следующими изменениями характеристик геологического разреза: уменьшается скорость распространения продольных сейсмических волн и объемная плотность породы; возрастает поглощение упругих колебаний; образуются горизонтальные отражающие границы, соответствующие водонефтяным и газонефтяным контактам. Пределы изменения перечисленных характеристик весьма обширны (Öz, 2001).

При определении коллекторских свойств по сейсмическим данным необходимо учитывать, что полученные значения параметров, характеризующих коллекторские свойства, следует рассматривать более качественно. При особо благоприятных условиях (высокое качество исходного сейсмического материала, широкий набор данных ГИС, надежные корреляционные связи между данными и т.д.) полученные прогнозные значения могут быть достаточно близки к истинным.

Для этого исходной информацией служит сейсмический разрез, преобразованный в разрез того параметра, корреляционные связи которого тесно связаны с прогнозируемой коллекторской характеристикой. Сначала интерпретируется трасса, совпадающая со скважиной. Целью такой работы является выяснение возможности получения тесных связей геофизических параметров: эффективной ($К_п^{эф}$) и общей ($К_п^{об}$) пористости, глинистости ($К_{гл}$), с преобразованной сейсмотрассой. Далее, используя полученную информацию, осуществляется обработка всего разреза и получение разреза соответствующего параметра. В разрезе должен быть выбран фрагмент, представляющий интерес с точки зрения прогноза нефтегазоносности. Сейсмическая информация по нему обрабатывается в соответствии с алгоритмом обработки трассы.

Используя различные известные функциональные зависимости (Дахнов, 1982; Archie, 1942; Wyllie, 1958; Dvorkin, Alkhater, 2004), а также мгновенные параметры волнового поля, сейсмические разрезы трансформируются в разрезы различных петрофизических параметров, по которым прогнозируются коллекторские свойства пластов и по возможности определяется их продуктивность.

Трансформированные разрезы распределения геофизических параметров позволяют оценить общий объем коллекторов в разрезе, что является, с одной стороны, необходимой информацией для оценки объема резервуара и запаса углеводородов, а, с другой стороны, информацией для оценки их продуктивности.

Хорошая корреляция сейсмических данных с выявленными по результатам бурения промышленными скоплениями УВ в разрезе ПТ площади Шах-дениз послужили хорошей предпосылкой для широкого внедрения разработанной методики в прогнозных целях на структурах ЮКБ с еще не выясненными перспективами.

Следующий пример относится к выявлению продуктивных объектов структуры Чыраг. На временном разрезе, пересекающем эту структуру, отчетливо видно изменение динамических параметров волнового поля в нефтеносных объектах (рис.5а).

Здесь эти объекты выделены по аномальным изменениям следующих параметров сейсмического волнового поля: увеличению (или уменьшению) амплитуд отражений от

границ коллекторов, сопровождающихся иногда изменением полярности; повышению затухания энергии упругих колебаний; изменению частотного состава отражений вследствие зависимости поглощения от частоты и изменения частотной характеристики пласта; уменьшению интервальной скорости в области залежи; увеличению во временном масштабе мощности пласта коллектора; ухудшению регулярности волн; появлению на разрезе горизонтальных отражающих горизонтов, зачастую секущих наклонные границы структурных форм; аномальному изменению мгновенных параметров сейсмического волнового поля; латеральному изменению петрофизических характеристик, определенных по сейсмическим и каротажным данным.

В результате инверсии сейсмического волнового поля и всестороннего анализа его результатов удалось прогнозировать продуктивные объекты (рис.5б). Результаты бурения подтверждают прогнозные результаты сейсмических исследований.

Методика прогноза аномальных давлений

Методика прогнозирования аномальных давлений и оценка в них значений поровых давлений по данным различных геофизических методов исследования скважин детально разработаны и широко применяются на практике (Добрынин, Серебряков, 1989; Буряковский и др., 1986). Но очень важным является прогнозирование зон аномальных поровых давлений до начала бурения, что позволяет более точно проектировать скважины, выбирать ее конструкцию и производить бурение в оптимальном технологическом режиме.

Из всех методов полевой геофизики только сейсморазведка позволяет решить задачу поиска зон аномальных поровых давлений: определение ее границ, прогнозирование глубины залегания, расчет величины давления и выявление дополнительных атрибутов, характеризующих эти аномальные зоны. Ценность сейсморазведки заключается именно в том, что при высокой разрешающей способности в ее физической основе лежат те параметры среды, которые чувствительны к поровым/пластовым давлениям: плотность и пористость пород, скорость упругих волн и т.п.

Следует отметить, что выделение зон аномальных поровых давлений можно осуществлять лишь, используя скорости в глинистых породах, т.к. именно эти породы при отсутствии аномальных давлений подчиняются закону, известному как закон нормального уплотнения (Dutta, 2002; Добрынин, Серебряков, 1989; Шыхалиев, Гаузер, 2006). Это объясняется в большей мере тем, что глинистые породы по своим литофациальным характеристикам достаточно стабильны по разрезу. Все остальные породы имеют очень большой разброс скоростных характеристик и, участвуя в определении средней скорости, не позволяют выявить указанный выше закон для глин. Однако в случае присутствия в разрезе мощных пластов (300÷500 м) эта задача может быть решена, т.е. можно выявить участки нормального уплотнения и аномальные зоны поровых давлений как области, не подчиняющиеся этому закону.

В сейсморазведке существуют приемы трансформации параметров волнового поля в скоростные атрибуты и построения разрезов распределения пластовых скоростей во временном и глубинном масштабах. Одним из них является сейсмическая инверсия – преобразования ПАК (псевдо-акустический каротаж).

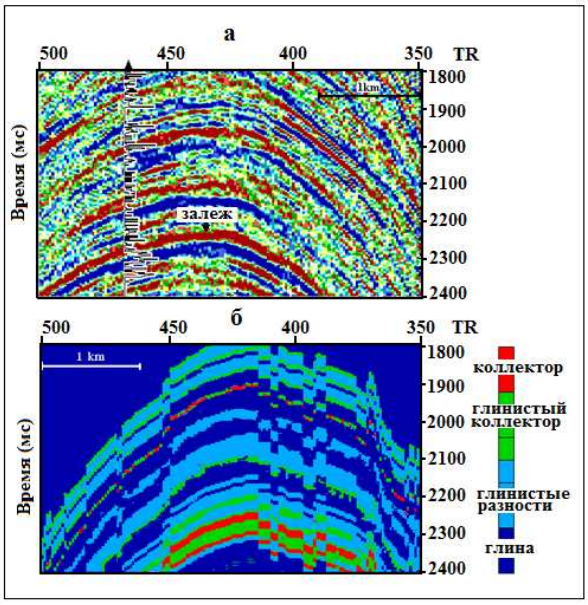


Рис. 5. Площадь Чираг. Фрагмент сейсмического временного разреза (а) и разрез распределения продуктивных объектов (б)

Поскольку преобразованию в поле скоростей подвергается весь сейсмический разрез, то точность скоростных разрезов будет зависеть от частотного состава волнового поля. Здесь точность скоростных характеристик, полученных для высокочастотного разреза, может быть соизмерима с детальностью кривой акустического каротажа (АК) (Гогоненков, 1987).

Дисперсия полученных скоростей по ПАК примерно соответствует дисперсии скоростей по АК. Это существенный момент, т.к. для прогноза зон аномальных поровых давлений важным является именно соотношение скоростей пластов в разрезе.

Таким образом, мы получаем информацию, идентичную кривой АК, для которой методика прогноза зон аномальных давлений детально разработана. Успех решения этой задачи целиком будет зависеть от того, насколько успешно и качественно выполнено преобразование ПАК.

Как уже отмечалось, информацией для работы пакета являются сейсмические динамические разрезы во временном и в глубинном масштабах, соответствующих требованиям системы REZAYR (Шыхалиев, Гаузер, 2006). Таким образом, разработанная технология и пакет программ были тестированы на сейсмическом динамическом разрезе (рис.6а), полученном на площади Абшерон.

Согласно приведенной блок-схеме (см. рис.1), сейсмический разрез вначале трансформируется в разрез импедансов а затем уже в разрез распределения значений пластовых скоростей (рис.6б). А разрез импедансов в свою очередь образуется преобразованием трасс сейсмического динамического разреза в импульсные трассы, которые принимаются равными коэффициенту отражения.

По поводу получаемых значений коэффициентов отражений необходимо отметить следующее. Дело в том, что в процессе обработки полевой сейсмической информации, полученные окончательные временные динамические разрезы масштабируются с тем, чтобы амплитуды волнового поля находились в определенном диапазоне значений. Очевидно, что в таком масштабированном разрезе мы получим некоторые случайные значения для пластовых скоростей (жесткостей). Вычисленные пластовые скорости за счет масштабирования сейсмических динамических разрезов могут не соответствовать реальным, но быть пропорциональными им.

Следует отметить, что в результате выполнения процедуры ПАК можно получить разрезы, отражающие распределение значений пластовых скоростей или значение их логарифмов. Вариант работы программы со значениями логарифмов скоростей предпочтительнее при прогнозе аномальных поровых давлений и в дальнейшем именно он будет использован.

Как уже отмечалось выше, для прогноза аномальных давлений можно использовать только те пластовые скорости разреза, которыми характеризуются вмещающие глины, т.е. если рассматривать разрез сейсмических скоростей, то из этого поля надо исключить скорости, не относящиеся к глинам.

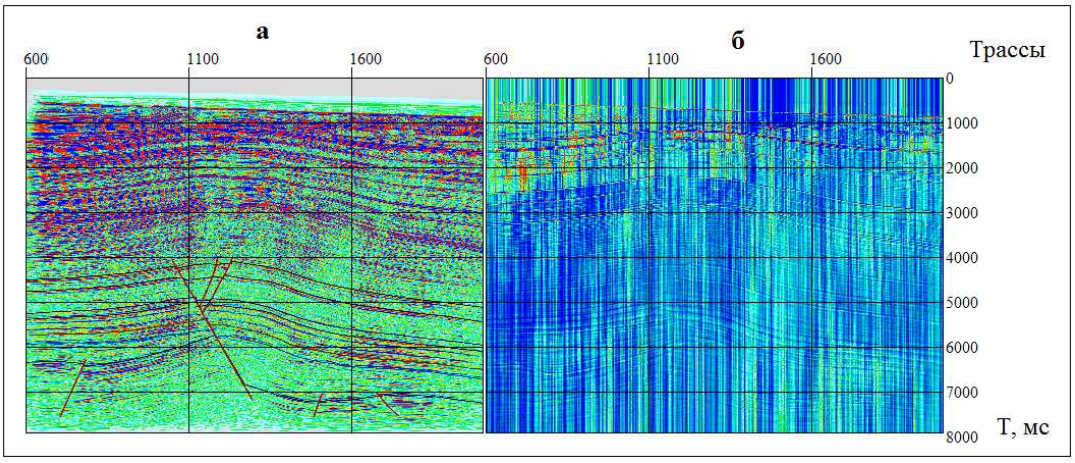


Рис. 6. Площадь Абшерон. Фрагмент сейсмического временного разреза (а) и разрез распределения значений скоростей ПАК (б)

Задача эта нетривиальная. Она может быть решена достаточно надежно с привлечением дополнительной информации, такой как данные каротажа. Но наша задача решить ее до начала буровых работ.

Постараемся сформулировать хотя бы основные характеристики, отличающие поле скоростей глин от поля скоростей, соответствующих не глинам.

Разрез поля скоростей, относящихся не к глинам, с литологической точки зрения слагается из пород, имеющих довольно большой диапазон изменения петрофизических характеристик, а глинистые отложения по разрезу имеют достаточно выдержанные петрофизические характеристики или характеристики, монотонно меняющиеся как по латерали, так и по вертикали. Эти характеристики глин и не глин позволяют сформулировать критерии их разделения в поле скоростного разреза созданием некоторого подобия петрофизического фильтра с элементами статистического анализа.

Таким образом, с помощью управляющего фильтра получается разрез скоростей, соответствующий распространению глинистых отложений в плоскости сейсмического профиля. Поскольку глины имеют относительно слабую дифференциацию значений скоростей, на разрезе, показанном на рисунке 7а, отсутствуют области с выраженной пластовой текстурой. При этом общие детали, отражающие особенности геологической обстановки, прослеживаются достаточно наглядно, т.е. хорошо видна антиклинальная форма залегания отложений. Кроме того, из рисунка видно, что влияние на вычисленное поле скоростей в глинах, отложений иного литологического состава незначительно, можно сказать практически отсутствует. Это создает условия надежного выделения границ зон аномально-высоких поровых давлений.

Кровлей зоны аномальных поровых давлений на трассе скоростей в глинах является точка конца линии нормального уплотнения, после которой начинается уменьшение значений скоростей до минимума. Точка, соответствующая этому минимальному значению, определяет подошву зоны аномальных поровых давлений и, очевидно, начало нового естественного уплотнения. Концом его является точка следующей кровли зоны аномальных поровых давлений. Подобный анализ, проведенный по всем трассам сейсмического разреза, дает общую картину распределения аномальных зон.

Полученный разрез распределения зон аномальных поровых давлений показан на рис.7б. Здесь синим цветом выделены зоны аномальных поровых давлений, причем верхняя граница областей соответствует ее кровле, а нижняя граница определяет начало увеличения значений скоростей, т.е. границу минимальных значений скоростей, а значит максимальных величин поровых давлений.

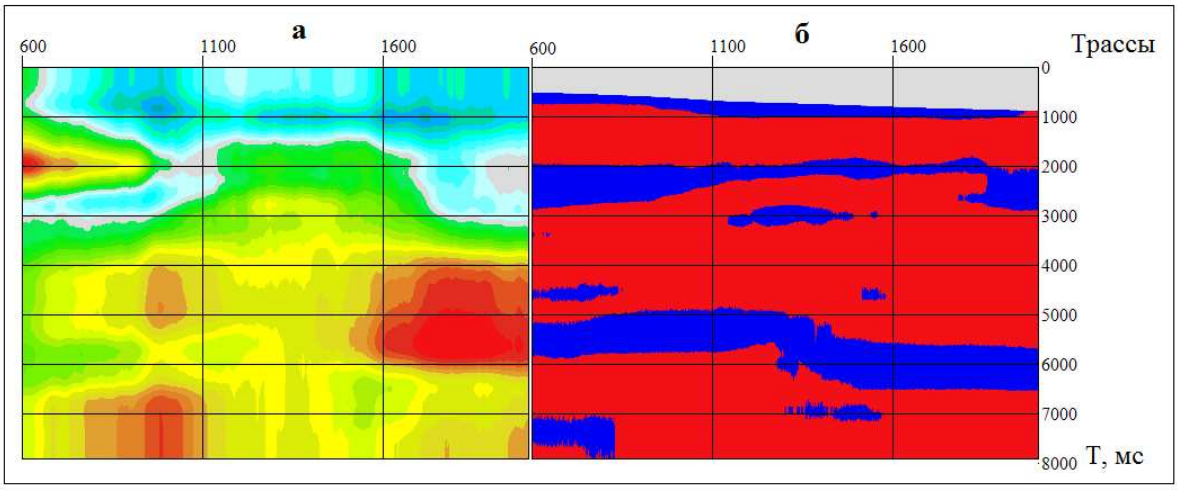


Рис. 7. Площадь Абшерон. Разрезы, соответствующие распределению скоростей глин (а) и зон аномальных поровых давлений (б)

Примеры прогноза характеристик геологической среды в ЮКВ

Прогноз литофациальной характеристики и нефтегазоносности осадочного разреза

Площадь Ялама-Самур

Эта структура расположена на границе российского и азербайджанского секторов Каспия, представляя собой единое перспективное на нефть и газ геологическое поднятие. Пробуренная на этой структуре (блок Д-222) первая разведочно-оценочная скважина оказалась непродуктивной. Исследования по прямой диагностике УВ в этом блоке были проведены по профилю 2D, пересекающему площадь в субширотном направлении (рис.8а).

В данном случае особенностью решения задачи прогноза петрофизических характеристик и продуктивности является то обстоятельство, что скважина располагается на значительном расстоянии от анализируемого профиля (около 30 км) и несмотря на относительно спокойную геологическую обстановку ее характеристики не могут быть снесены на профиль и, очевидно, использованы непосредственно. Несмотря на это, их знание, окажется полезным, что станет видно из дальнейшего.

Таким образом, в данном случае необходимо ориентироваться в основном на сейсмические данные.

Наличие одного и того же профиля в масштабе времени и глубины позволяет нам оценить распределение интервальных скоростей по разрезу, а затем, используя интерполяционные алгоритмы, перейти от интервальных скоростей к пластовым. Детальность такого перехода определяется частотным составом сейсмического профиля.

Распространяя таким образом значения интервальных скоростей в плоскости анализируемого фрагмента сейсмического разреза, получаем параметрический разрез пластовых скоростей (рис.8б).

Следующий этап – это решение задачи определения коллекторских характеристик отложений, что в данном случае несколько затруднительно в силу сложной модели порового пространства. Анализ кернового материала по скважинеYXL-1в показал, что породы (не только коллектора) имеют не только гранулярный тип пористости, но и осложнены трещиноватой пористостью. Такое строение порового пространства представляет достаточно сложную задачу для определения коэффициента пористости даже для комплекса ГИС.

В данном случае нам придется воспользоваться моделью гранулярного типа пористости для глинистого коллектора. Необходимую информацию о константах, характеризующих поровое пространство, можно получить, анализируя комплекс ГИС по скважинеYXL-1в. Это вполне корректное допущение, так как из анализа сейсмического материала видно, что толща отложений, пересекаемая этой скважиной и рассматриваемым фрагментом временного разреза, идентична.

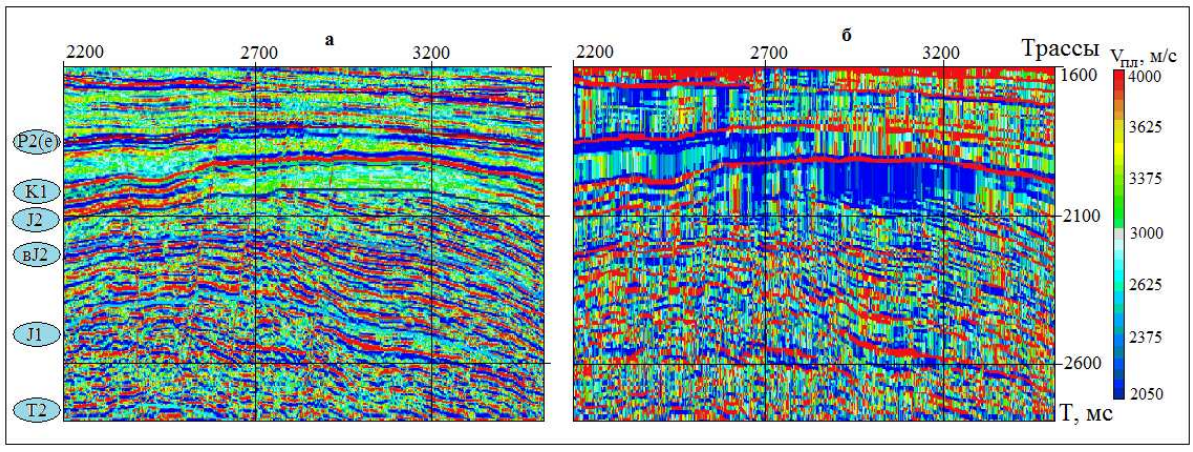


Рис. 8. Площадь Ялама-Самур. Фрагмент сейсмо-временного разреза (а) и разрез распределения значений пластовых скоростей (б)

Для реализации определения величины пористости модель породы была рассмотрена, исходя из предположения, что определяемая пористость должна трактоваться как эффективная ($К_п^э$), что соответственно учитывалось при обработке данных каротажа.

В силу изложенного воспользуемся модифицированным выражением для величины среднего времени:

$$\Delta T_п = \Delta T_{ск} + К_п^м(\Delta T_в - \Delta T_{ск}) + К_{гл}^м (\Delta T_{гл} - \Delta T_{ск}), \quad (1)$$

где, $\Delta T_{ск}$ – интервальное время пробега волны в скелете, $\Delta T_в$ – интервальное время пробега волны в воде, $\Delta T_{гл}$ ─ интервальное время пробега волны в глине, $К_п$ – коэффициент пористости пласта, $К_п^{гл}$ – коэффициент пористости глин, м – структурный показатель, дающий связь между скоростью пласта, его пористостью (в нашем случае $К_п^э$) и величиной общей глинистости (Дахнов, 1987).

Для того чтобы с помощью этой зависимости преобразовать сейсмический разрез в разрез значений коэффициентов пористости, кроме значения пластовых скоростей, необходимо определить приближенные значения величин $К_{ск}$.

Воспользуемся преобразованием Гильберта и преобразуем сейсмический разрез в разрез мгновенных амплитуд. Известно (Мушин и др., 1990), что распределение значений мгновенных амплитуд по разрезу характеризует распределение песчанистости. Для того чтобы воспользоваться этими значениями в уравнении (1), их необходимо преобразовать в значения коэффициентов песчанистости. Это возможно осуществить, если задаться уровнем значений, соответствующих значениям $К_{ск}$=0.

Такой подход позволяет воспользоваться выражением (1), решенным относительно $К_п$, чтобы в процессе итераций для значений $К_{гл}$ (которые являются средними для фрагмента) определить оптимальные значения $К_п^{эф}$. Весь процесс определения пористости осуществлялся под визуальным контролем, и выбор оптимального результата определялся наилучшим его соответствием геологической обстановке.

Таким образом, получен разрез распределения $К_п^{эф}$ (рис.9а), значения которого следует рассматривать лишь как относительные характеристики отложений, а не как абсолютные значения $К_п^{эф}$, хотя и достаточно близкие к истинным.

Наличие таких двух петрофизических характеристик отложений, как значения пластовых скоростей и коэффициентов эффективных пористостей в принципе позволяет сделать выводы о наличии УВ (газы) в объеме ловушки.

Рассмотрим совместно разрезы $V_{пл}$, $К_п^{эф}$ и разрез мгновенных амплитуд (рис.10б), который после процедуры нормализации можно рассматривать как разрез коэффициентов песчанистой $К_п$.

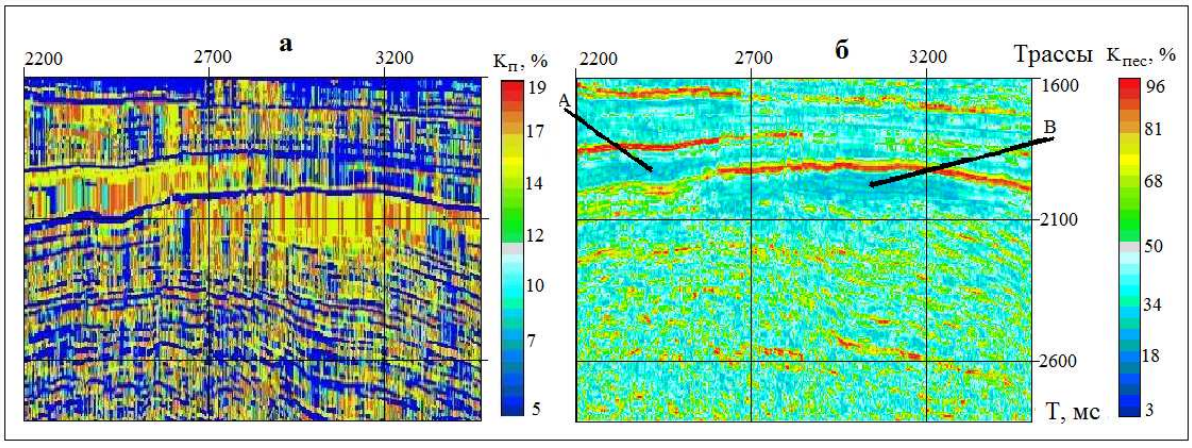


Рис. 9. Площадь Ялама-Самур. Изменение коэффициентов пористости (а) и песчанистости (б) по разрезу

Разрез пластовых скоростей в целом повторяет структурные особенности временного разреза, но в некотором смысле менее дифференцирован. Это связано с тем, что литологические разности, близкие по скоростным характеристикам, объединяются. С другой стороны, интервалы или объекты, которые на временном разрезе выделяются как однородные, на этом разрезе выделяют внутри себя некоторую текстуру. Особенно это заметно на разрезе коэффициентов песчанистости, показанном на рис.9б. В этом плане следует обратить внимание на объекты А и В, внутри которых просматриваются некоторые мелкие детали текстуры, не заметные на временном разрезе.

На разрезе значений коэффициентов эффективной пористости также четко выделяются две области, соответствующие областям А и В и характеризующиеся относительно большими значениями (порядка 15-17%) пористости.

Таким образом, совместное рассмотрение разрезов трех петрофизических характеристик отложений позволяет выделить два конкурирующих объекта, которые могут быть рассмотрены либо как глины или уплотненные глины, либо как потенциальные ловушки УВ.

Таким образом, возникает новая задача: как оценить принадлежность одного из выделенных объектов к классу коллекторов и отделить его от принадлежности к классу глин. Эту задачу можно попытаться решить, занявшись анализом волнового поля сейсмического разреза, которое, как известно, несет в себе информацию о процессах осадконакопления и соответственно о литологии (Михальцев и др.,1990).

На рис.10 приведен фрагмент временного разреза анализируемого профиля после того, как он был подвергнут амплитудной фильтрации с целью подчеркнуть особенности волнового поля. В результате такой фильтрации из волнового поля был убран малоамплитудный фон, создаваемый помехами разного происхождения, и подчеркнуты особенности поля, создаваемые литологически значимыми границами. Для удобства описания выделившиеся поля с одинаковым волновым характером и ограниченные с хорошо прослеживаемыми границами залиты разными цветами.

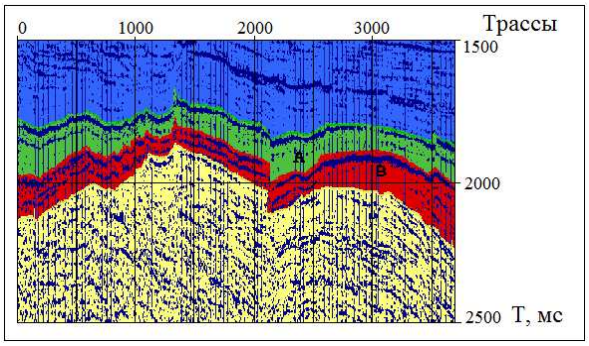


Рис. 10. Площадь Ялама-Самур. Фрагмент фильтрованного сейсмического временного разреза

Рассмотрим волновое поле, окрашенное в зеленый цвет и стратиграфически предположительно принадлежащее акчагыльским отложениям. Легко заметить, что особенностью волновой картины является практически полное отсутствие отражений внутри рассматриваемой области. Это говорит о том, что рассматриваемая толща в пределах всего профиля представлена однородной литологией, не имеющей какой-либо определенной текстуры. Такой характер отложений обычно принадлежит глинам. Это первый важный вывод.

Далее рассмотрим интервал разреза, окрашенный в наиболее темный (красный цвет). Тут характер поля совершенно иной. Четко прослеживается слоистая структура практически по всей окрашенной области, за исключением той части, которая была выделена на анализируемом фрагменте в качестве области В. Хочется специально подчеркнуть, что слоистость просматривается достаточно четко и в конце профиля. Можно предположить, что мы имеем дело с линзой глин, которая вклинилась в пласт сложного песчаника.

По рисунку однозначно видно, что область В не имеет тонкой внутренней структуры, а область А – слоистая, что характерно для песчаников.

Исходя из результатов проведенного анализа структуры волнового поля, можно сделать достаточно очевидный вывод, который заключается в следующем:

- область А является глинистым и скорее всего не является коллектором;
- область В располагается на размытой

поверхности юры, имеет четко выраженную глинистую покрышку, является слоистым, песчанистым телом, с высокой пористостью, что приводит к уменьшению его акустических жесткостей и снижению контраста внутри объекта.

На основании всестороннего анализа полученных результатов интерпретации сейсмических данных в комплексе с другими геологическими и геохимическими данными было дано заключение, что структура не представляет коммерческого интереса (Гулиев и др., 2007). Тем не менее, здесь была заложена и пробурена вторая поисковая скважина, также оказавшаяся непродуктивной, подтвердив тем самым сделанные по сейсмическим данным прогнозы.

Структура Абшерон

Абшерон – перспективная структура, которая находится в море в 100 км от Баку, где глубина моря достигает 500 метров. На структуре была пробурена одна скважина АВХ-1, которая оказалась непродуктивной, и поиски на ней были временно приостановлены.

Для изучения площади Абшерон использован временной разрез одного из 3D профилей, проходящего через единственную пробуренную здесь поисковую скважину АВХ-1. На этом профиле были выделены и трассированы сейсмические горизонты Балаханской и нижележащих свит ПТ (рис.11а).

Разрез профиля осложнен нарушениями различного характера. Качество динамического разреза позволяет более детально рассмотреть распределение здесь различных петрофизических параметров (скорость, песчанистость, глинистость, пористость и т.д.). Распределение пластовых скоростей по разрезу, полученное в результате инверсии сейсмического волнового поля временного разреза, сильно дифференцировано, и высокоскоростные пласты чередуются с низкоскоростными. В результате анализа всех разрезов, отражающих распределение петрофизических параметров, удалось прогнозировать основные возможно продуктивные объекты, волновая картина которых отличается своей интенсивностью (рис.11б). Они расположены на северном крыле структуры ниже свиты «перерыва» во временном интервале 5,5-5,7 сек. Глубина залегания прогнозируемых продуктивных пластов приблизительно 6,7-6,9 км. Как видно из рисунка, непродуктивная поисковая скважина пробурена на противоположном крыле, где по сейсмическим данным отсутствуют продуктивные горизонты.

Структура Умид

Для прогноза продуктивности этой структуры был использован сейсмический временной разрез профиля, пересекающего ее в субширотном направлении.

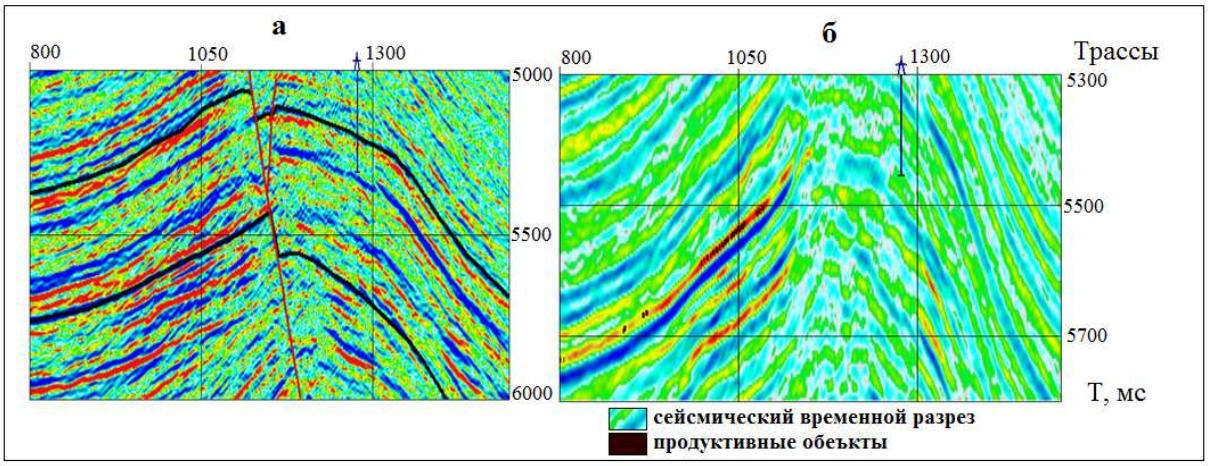


Рис.11. Площадь Абшерон. Фрагмент сейсмического временного разреза (а) и разрез распределения продуктивных объектов (б)

Полученные в результате инверсии сейсмического волнового поля разрезы геофизических параметров дают достаточно возможностей для решения задачи прогноза продуктивности. Методы решения ее могут быть различны и многообразны. В данном случае выбраны два подхода. Один из них – это обычный способ определения продуктивности коллекторов, основанный на имеющихся зависимостях. Эти зависимости получены путем анализа данных идентичных площадей или из теоретических соображений, с учетом заданной петрофизической модели продуктивного и водоносного коллектора (Дахнов, 1982).

Другой подход реализует упрощенный вариант метода распознавания образов в n-мерном пространстве (в нашем случае n=3 с параметрами $К_{пес}$, $V_{пл}$ и $К_п^{эф}$).

Эти два подхода дополняют друг друга и позволяют с большой долей вероятности предположить, что отложения VI, VII и VIII горизонтов балаханской свиты и свиты «перерыва» (соответственно V и VII горизонты по Гарадагской разбивке), ПТ продуктивны, а также оценить зону неоднозначности в области водонефтяного контакта.

На рис. 12 показан разрез прогноза продуктивности по профилю, проходящему через структуру Умид в ЮКБ. На разрезе продуктивные объекты выделяются четко. Цвета здесь условные, т.к. они характеризуют результаты промежуточных расчетов и выбраны так, чтобы коллектора имели темный цвет.

Описанные примеры и примененные программные средства, методика и технология анализа полей отраженных волн позволяют уверенно утверждать, что геологическое строение осадочных толщ отображается в сейсмических разрезах и изображениях динамических параметров отражений, причем каждый из этих параметров отображает различные характеристики разреза – как характер напластования, так и акустические свойства толщ. Сейсмические разрезы содержат вполне конкретную информацию не только о литофациальном составе отложений, но и о возможном характере газо-нефтенасыщения.

Диагностика аномальных поровых давлений на площади Зафар-Машал

Прогноз зон с аномальными поровыми давлениями на площади Зафар-Машал проводился по одному из профилей 3D сейсмической съемки (рис.13а).

Из рисунка видно, что разрез отличается своей сложной геологической ситуацией. Здесь сводовая часть разреза осложнена нарушениями различного характера. Поэтому при прогнозировании геофизических параметров, в том числе зон аномальных поровых давлений, необходимо быть очень внимательными.

На первом этапе был получен разрез (рис.13б), отражающий скоростные характеристики глин и позволяющий определить зоны нарушения закона нормального уплотнения. А они, в свою очередь, соответствуют зонам аномальных поровых давлений (синий цвет на рис.13). Не принимая во внимание отдельные погрешности, на разрезе четко выделяются три зоны аномальных поровых давлений разной мощности и протяженности.

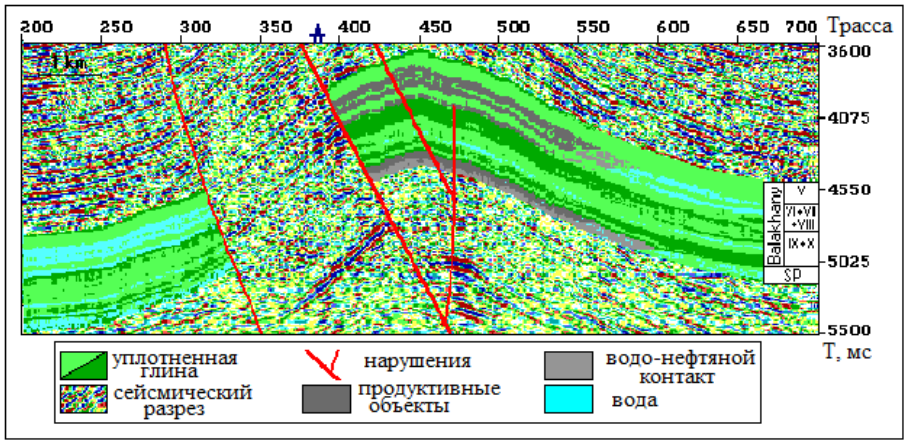


Рис. 12. Площадь Умид. Разрез распределения продуктивных объектов

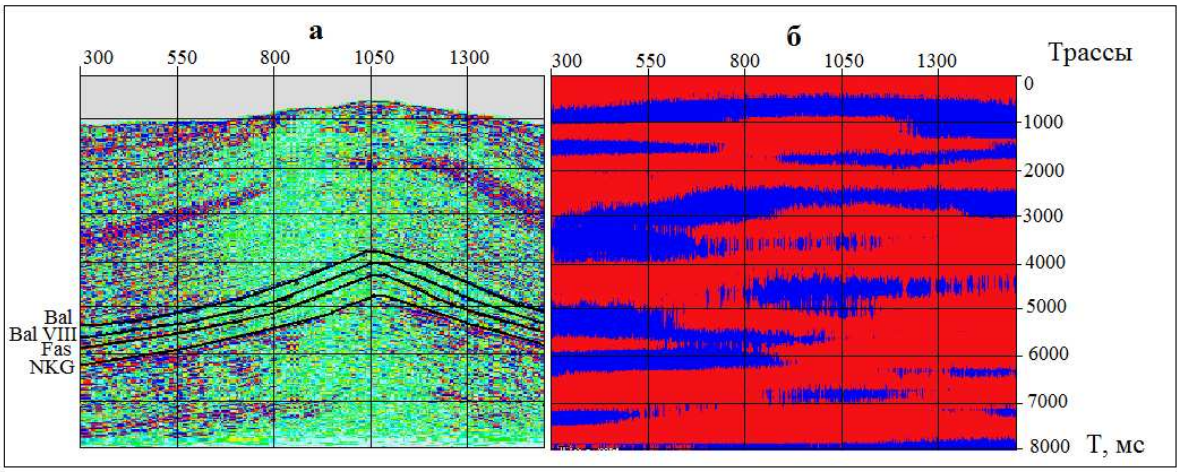


Рис. 13. Площадь Зафар-Машал. Фрагмент сейсмического временного разреза (а) и разрез с соответствующим распределением зон аномальных поровых давлений (б)

Первая самая верхняя зона аномальных давлений охватывает глубины 400-600 м, а иногда доходит до 1000 м. Она здесь, хотя является протяженной, имеет относительно небольшую мощность. Вторая зона охватывает интервал 1500-3000 м, (иногда до глубины примерно 4 км), где значения градиента давлений стабильно высокие. И, наконец, третья зона, самая протяженная и наиболее мощная, отмечается в пределах глубин 5,5-9,0 км (рис.13б).

Прямая диагностика зон развития аномальных поровых давлений в ЮКВ по сейсмическим данным показала хорошую согласованность ее результатов с теоретическими разработками и фактическими замерами давлений. Так, выявленная самая верхняя зона избыточных давлений (интервал менее 1000 м) может быть связана с верхней биохимической зоной газообразования, особенно при скоплении этих газов в песчаных линзах, ограниченных со всех сторон непроницаемыми породами. Важно отметить, что зоны высокого газонасыщения в плейстоценовых отложениях ЮКВ обнаружены по результатам бурения уже с глубины 400-600 м (Юсуфзаде и др., 1976), а также отмечаются по данным газового каротажа.

Происхождение выявленной по сейсмическим данным второй зоны (до глубины около 4 км) связывается с неравновесным уплотнением пород.

Выявленная третья, наиболее интенсивная зона, уровень которой зависит от мощности глинистой толщи, концентрации в глине органического вещества, его типа и температурных условий преобразования в УВ, хорошо увязывается с установленной вертикальной зональностью нефтегазообразования в ЮКВ (Фейзуллаев, Тагиев, 2008). В этой зоне наибольший риск может быть связан с началом процессов газообразования на глубинах более 9 км как за счет более глубокой термальной деструкции керогена, так и крекинга ранее образовавшихся жидких УВ.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты апробации разработанных методик выявления по сейсмическим данным петрофизических параметров (пористости, проницаемости, песчанистости/глинистости) пород-резервуаров, прогнозирования аномально-высоких поровых давлений и нефтегазоносности отложений на примере хорошо изученных нефтегазоносных структур Шахдениз и Чыраг показали на их высокую эффективность в геологических условиях ЮКБ и возможность применения при изучении перспективных структур в ее глубоководной части. Это служит убедительной основой для рекомендации разработанных методик в практике поисково-разведочных работ в перспективной глубокопогруженной части ЮКБ.

Даны первые результаты применения разработанных методик на таких перспективных структурах, как Ялама-Самур, Абшерон, Умид и Зафар-Машал.

ЛИТЕРАТУРА

БАГАНИК, Г.Н., ГУРВИЧ, И.И. 2006. Сейсморазведка. АИС. Тверь. 744.

БУРЯКОВСКИЙ, Л.А., ДЖЕВАНШИР, Р.Д., АЛИЯРОВ, Р.Ю. 1986. Геофизические методы изучения геофлюдальных давлений. Элм. Баку. 147.

ГОГОНЕНКОВ, Г.Н. 1987. Изучение детального строения осадочных толщ сейсморазведкой. Недра. Москва. 221.

ГУЛИЕВ, И.С., АЛИЕВА, Э.Г-М., ФЕЙЗУЛЛАЕВ, А.А., ГУСЕЙНОВ, Д.А., ШЫХАЛИЕВ, Ю.А., КАДИРОВ, Ф.А. 2007. Оценка перспектив нефтегазоносности структуры Ялама-Самур на основе фациального, структурного и геохимического анализов разрезов суши и моря и их корреляции. Отчет в 4-х томах. Фонды Института геологии НАНА. Баку. 379.

ДАХНОВ, В.Н. 1982. Интерпретация результатов геофизических исследований разрезов скважин. Недра. Москва. 448.

ДОБРЫНИН, В.М., СЕРЕБРЯКОВ, В.А. 1989. Геолого-геофизические методы прогнозирования аномальных пластовых давлений. Недра. Москва. 287.

МИХАЛЬЦЕВ, А.В., МУШИН, И.А., ПОГОЖЕВ, В.М. 1990. Обработка динамических параметров в сейсморазведке. Недра. Москва. 189.

МУШИН, И.А., БРОДОВ, Л.Ю., КОЗЛОВ, Е.А., ХАТЬЯНОВ, Ф.И. 1990. Структурно-формационная интерпретация сейсмических данных. Недра. Москва. 229.

МУШИН, И.А., КОРОЛЬКОВ, Ю.С., ЧЕРНОВ, А.А. 2001. Выявление и картирование дизъюнктивных дислокаций методами разведочной геофизики. Научный мир. Москва. 120.

ПТЕЦОВ, С.Н. 1989. Анализ волновых полей для прогнозирования геологического разреза. Недра. Москва. 135.

ФЕЙЗУЛЛАЕВ, А.А., ТАГИЕВ, М.Ф. 2008. Формирование залежей нефти и газа в Продуктивной толще Южно-Каспийского бассейна: новые подходы и результаты. *Азерб. нефтяное хозяйство*, 3, 7-18.

ШЫХАЛИЕВ, Ю.А. 2005. Методика углубленного анализа комплекса данных сейсморазведки и ГИС; поиск и оценка продуктивных объектов. *Известия НАН Азербайджана. Науки о Земле*, 2, 82-88.

ШЫХАЛИЕВ, Ю.А., ГАУЗЕР, Г.Е. 2006. К вопросу прогнозирования зон аномально-высоких пластовых давлений по данным сейсморазведки. *Геофизика*, 1, 21-25.

Юсуфзаде, Х.Б., Касумов, К.А., Александров, Б.Л., Дергунов, Э.Н. 1976. Изучение и прогнозирование АВПД по данным промысловой геофизики. Азерб. *Нефтяное Хозяйство*, 5, 1-8.

ARCHIE, G.E. 1942.The electrical resistivity as an aid in determining some reservoir characteristics. *J. Pet. Tech.,* 5, 1.

BLOML, F., BACON, M. 2009. Application of direct hydrocarbon indicators for exploration in a Permian-Triassic play, offshore the Netherlands. *First break*, 27, 37-44.

DVORKIN, S. and ALKHATER, S. 2004. Pore fluid and porosity mapping from seismik. *First break,* 22.

DUTTA, N.C. 2002. Geopressure prediction using seismic data: current status and the road ahead. *Geophysics*, 2012-2041.

HILTERMAN, F.J. 2003. What's next for Pore-Fluid Estimation? Invited Talks. *GSH Luncheon*.

MAVKO, G., DVORKIN, J., WALLS, J. 2005. A Rock physics and attenuation analysis of a well from the Gulf of Mexico. *Proceedings SEG Intl. Exposition and 75th Annual Meeting,* Houston, TX, 6-11.

ÖZ, YILMAZ. 2001.Seismic data analysis. *SEG book*, 1, 2027.

RAPOPORT, M.B., RAPOPORT, L.I., RYJKOV, V.I. 2004. Direct detection of oil and gas fields based on seismic inelasticity effect. *The Leading Edge*, 23(3), 276-278.

SHYKHALIYEV, YU.A., GAUZER, H.Y., KUTUYEVA, N.Y. 1994. Construction the 2D and 3D models of reservoirs structure and their distribution on the seismic prospecting and log data. *Proceedings of 10th Petroleum Congress of Turkey*, Ankara, 15-21.

WALLS, J., DVORKIN, J. 2004. Properties of pore fluids at very high pressures from equations of state. *Society of Exploration Geophysics meeting* (abs).

WYLLIE, M.R.J., GREGORY, A.R., and GARDNER, G.H.F. 1958. An experimental investigation of factors affecting elastic wave velocities in POROUS MEDIA. *Geophys.*, 2B, 3.

© Н.Р.Мамедова, 2010

СОЗДАНИЕ КАРТОГРАФИЧЕСКОЙ БАЗЫ ДАННЫХ И СОЦИАЛЬНО-ЭКОНОМИЧЕСКИХ КАРТ АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ЧАСТИ ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЫ КАСПИЙСКОГО МОРЯ С ПОМОЩЬЮ ГИС-ТЕХНОЛОГИЙ

Н.Р.Мамедова

Институт географии НАН Азербайджана
AZ1143, Баку, просп. Г.Джавида, 31

В статье рассматривается проблема составления электронной картографической базы данных для социально-экономического картографирования посредством интеграции новых информационных технологий. Построение базы данных основано на трёх базовых компонентах оценки качества жизни – качестве населения, качестве среды и уровне жизни населения. Эти оценки составляются комбинированием различных источников информации: карт, статистики, литературных источников, спутниковой информации, полевых исследований.

Введение. Как составная часть социально-экономической географии социально-экономическая картография реализует насущную потребность комплексного рассмотрения экономических и социальных процессов, изучаемых в территориальном, географическом аспекте.

Огромная динамичность объектов картографирования, недостаточная информационная обеспеченность и многие другие обстоятельства вызывают необходимость широкого применения моделирования отраслевой структуры, динамики, взаимосвязей и других характеристик территориальных систем в процессе создания социально-экономических карт (Бутуев, Галес, 2007; Менно-ян, Ферьян, 2005; Тикунов, 1985).

В данной работе процесс создания социально-экономических карт будет рассматриваться с точки зрения воссоздания реальной территориальной характеристики социально-экономической системы, сочетая использование отчетных и статистических данных, результатов дешифрирования аэрокосмической информации и применения геоинформационных технологий.

Использование компьютерных технологий. Системность процесса создания социально-экономических карт объясняет эффективность использования для этих целей современных методов и средств, и в первую очередь ГИС-технологий. Компьютерные методики проектирования и составления карт в целом повторяют все этапы, характерные для традиционной технологии картографирования. Но на каждом этапе, начиная со сбора данных, выявляются существенные особенности (Будагов и др., 2002; Исматова, Абдуллаева, 1994; Менно-ян, Ферьян, 2005). В компьютерных технологиях появляется возможность уже на этапе проектирования карты создать исчерпывающую базу взаимосогласованных данных. Все исходные данные, включая статистические сведения, общегеографические и тематические карты, материалы дистанционного зондирования и другие, образуют в картографической базе данных унифицированную цифровую среду, позволяющую осуществлять автоматизированным путем любую их обработку (Бутуев, Галес, 2007; Менно-ян, Ферьян, 2005; Тикунов, 1985).

Обеспеченность источниками для социально-экономического картографирования. В целом социально-экономические территориальные системы в силу своих специфичных структурных свойств, быстрой динамики развития и разнообразия взаимосвязей менее изучены, чем природные и, как правило, хуже отражаются в исходной информации, которую можно привлечь для целей картографирования. Поэтому очень часто имеющаяся информация не в полной мере удовлетворяет требованиям создания карты. Это существенно влияет на точность создаваемой карты, объективность отображения особенностей локализации объектов картографирования, на выбор масштабов карт, способов изображения и методов составления.

Однако происходят сдвиги и в положительную сторону. Они связаны в основном с развитием автоматизированного процесса со-

ставления карт, становлением геоинформатики и развитием геоинформационных технологий как базы для этого процесса (Менно-ян, Ферьян, 2005). Большое значение приобретают материалы долгосрочных регулярных наблюдений за населением, природными и социально-экономическими объектами, а также материалы аэрокосмической съёмки (Будагов и др., 2002).

Появление ГИС значительно упростило вышеуказанные работы, поскольку стало возможным сочетать в одной базе данных самую разноплановую информацию – от материалов дистанционного зондирования и социологических опросов до текстов специализированных монографий и газетных статей, обеспечивать ее постоянное пополнение, оценку, согласование и корректировку. Анализ и оценка источников позволяют выбрать из имеющихся материалов наилучшие, а также уточнить содержание, генерализацию и способы изображения составляемой карты.

Картографические источники. Картографические источники информации используются в социально-экономическом картографировании наиболее комплексно и разноплановано. Это прежде всего определяется рядом достоинств, присущих картографическим материалам, существенно упрощающих их использование в традиционных и автоматизированных методиках картографирования.

Объекты на картографических источниках имеют четкую пространственную локализацию (чего нет, к примеру, во многих статистических данных), в картах обычно отсутствуют пропуски и «белые пятна» (многочисленные, например, в монографических материалах), отображаемые показатели хорошо классифицированы и могут иметь не только качественные, но и количественные характеристики, легко переводимые на машинные носители.

А**эрокосмические источники.** Значение и роль аэрокосмических источников в социально-экономическом картографировании постоянно расширяется, особенно в условиях развития и совершенствования цифровых методов фотограмметрии и автоматизации тематического дешифрирования (Бутуев, Галес, 2007; Менно-ян, Ферьян, 2005; Тикунов, 1985). Анализ показывает, что картография, геоинформатика и дистанционное зондирование разными, но весьма близкими средствами моделируют, а, следовательно, изучают одни и те же объекты – пространственно-временные природные и социально-экономические геосистемы. Например, на рис.1 космический снимок высокого разрешения (2,5м) отображает реальную территориальную характеристику городской социально-экономической системы – постоянно горящую свалку, дым от которой распространяется над г. Баку, создавая угрозу атмосферного загрязнения и, естественно, угрозу здоровью населения. Два разновременных снимка показывают радиус воздействия дыма в зависимости от направления ветра, а, следовательно, новую возможность отражения на карте обусловленности качества жизни населения от экологической обстановки, степени урбанизации, форм хозяйствования и т.д.



Рис. 1. Космические снимки высокого разрешения зафиксировали горящую свалку, область и направление распространения дыма в разное время

Углубление запросов потребителей, возрастающая новизна задач, решаемых с помощью социально-экономических карт, делает все более необходимым картографирование текущих социальных и экологических процессов. Поэтому возникает необходимость расширения взаимных контактов социально-экономического картографирования с различными географическими, картографическими и иными научными дисциплинами (Будагов и др., 2002; Менно-ян, Ферьян, 2005).

Использование данных полевых обследований и измерений. Следующим важным направлением в информационном обеспечении социально-экономического картографирования является использование данных полевых обследований и измерений в связи с тем, что в последнее время все большее внимание уделяется объединению информации сетей мониторинга в банки данных (Будагов и др., 2002).

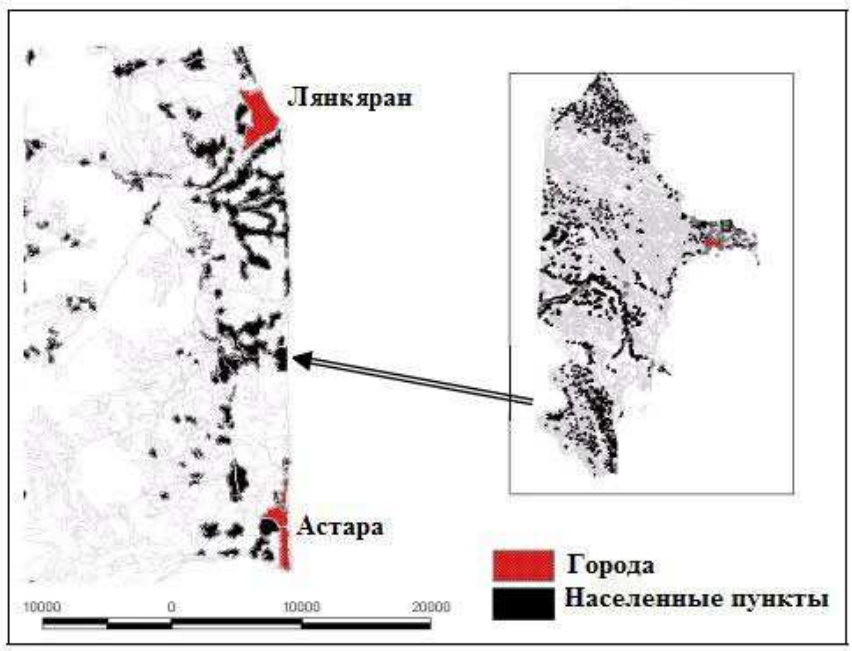


Рис. 2а. Густота расположения населённых пунктов прибрежной зоны

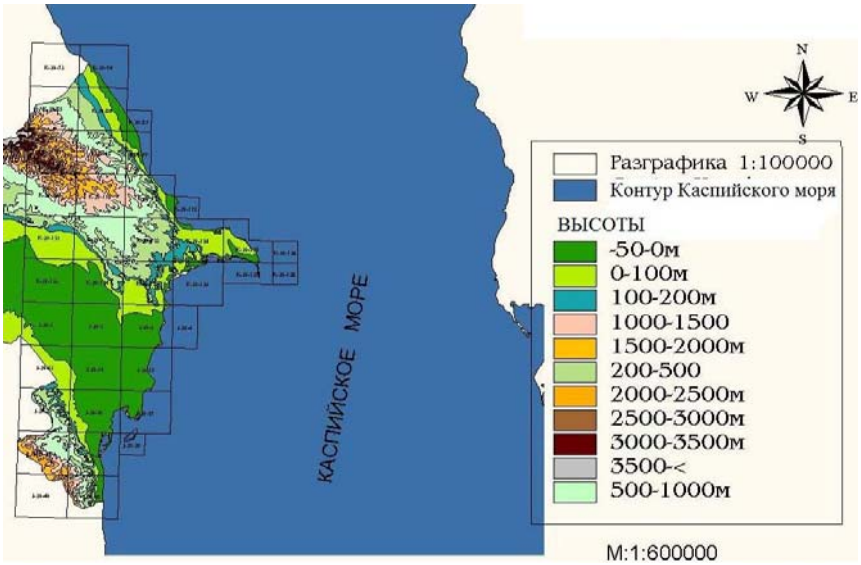


Рис. 2б. Карта-схема рельефа местности

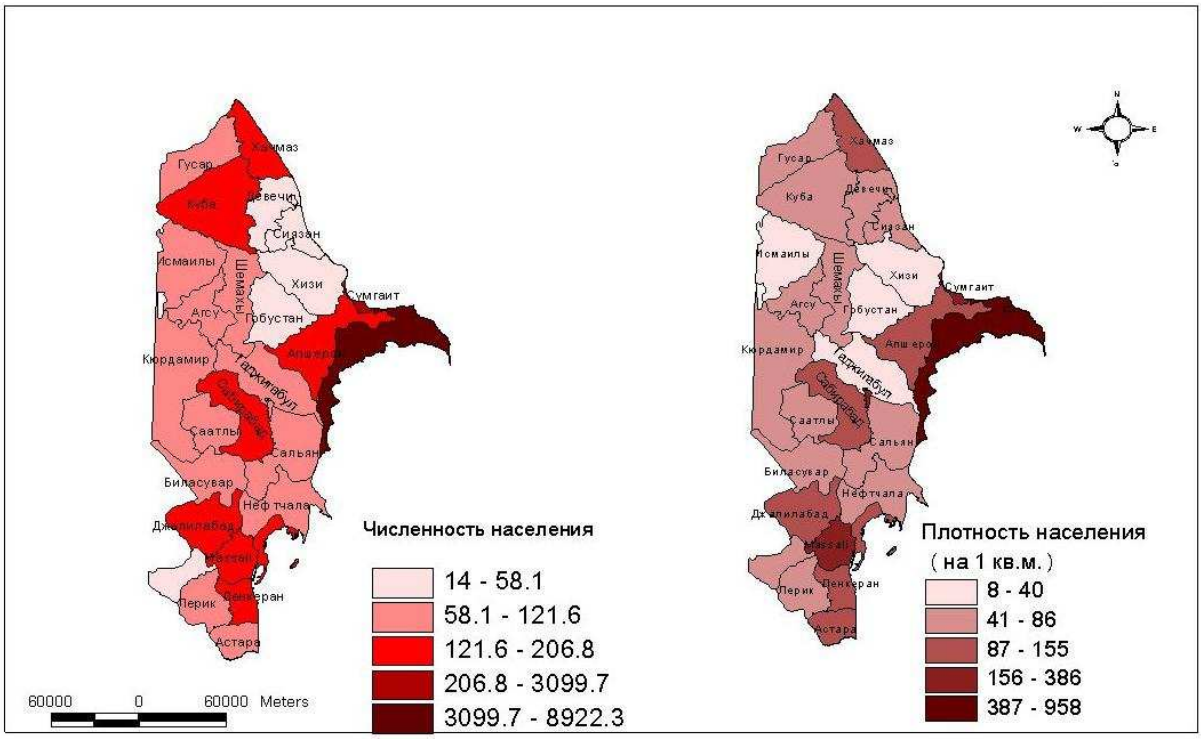


Рис. 2в. Районирование территорий по численности населения и плотности

Статистические и литературные источники. Наиболее широкое распространение в социально-экономическом картографировании имеет статистическая информация, основным источником поступления которой является государственная статистическая служба, дающая представление о текущем положении отраслей народного хозяйства и сферы обслуживания, изменениях в уровне жизни, численности, демографических, социальных, медицинских и иных показателях населения по территориальным единицам и населенным пунктам. По всей территории страны используются общие принципы и единая методика получения статистической информации с утвержденными программами и сроками ее сбора.

Создание электронной базы данных по прибрежным территориям. Исходя из вышесказанного, в рамках работ по созданию картографической электронной базы данных (ЭБД), отражающей социально-экономические характеристики прибрежных районов Каспийского моря Азербайджана, были использованы современные информационные технологии – ГИС, интернет, дистанционное зондирование и проведена интеграция с базой статистических данных. Все данные в настоящее время переводятся в электронный формат и обрабатываются. Построение ЭБД основано на трёх базовых компонентах оценки качества жизни – качестве населения, качестве среды и уровне жизни населения. Поэтому поставлена задача сбора, хранения, анализа, обработки и представления информации, отражающей все три базовые компоненты оценки качества жизни населения, используя указанные выше источники информации и современные информационные технологии.

Вся база данных систематизирована по отдельным группам параметров (Исматова, Абдуллаева, 1999). Согласно статистическим отчётам данные группируются по экономическим, административным, а также физико-географическим и экологическим районам (рис.2 а,б,в). Например, на рис.2а показана карта-схема густоты пространственного расположения населённых пунктов, полученная в результате обработки космического снимка Ландсат ТМ. На рис.2б показано распределение физико-географических параметров, на рис.2в – районирование территории по численности населения и плотности (на 1 кв.км).

Все карты-схемы получены при использовании заложенных в ЭБД различных картографических параметров.

В состав выполняемых автоматизированным путем работ, связанных с базами данных, прежде всего включается первичная обработка данных, предусматривающая выборку и ранжирование данных, их соотнесение с пространственными характеристиками объектов картографирования, пространственно-временная генерализация и фильтрация данных, интерполяция полей и динамических рядов, восстановление пропущенных данных и др.

В заключение можно сказать, что созданная ЭБД по основным базовым компонентам социально-экономического картографирования позволит создать различные картографические модели развития регионов прибрежной зоны Азербайджана с применением современных информационных технологий, в том числе технологий дистанционного зондирования, ГИС-технологий и расширить возможности анализа и представления этой информации с помощью сетевых технологий.

ЛИТЕРАТУРА

БУТУЕВ, А.Р., ГАЛЕС, Д.А. 2007. Тематическое картографирование региональных систем развития. Изд-во Института Географии СО РАН. Иркутск. 48.

БУДАГОВ, Б.А., МАМЕДОВ, Р.М., ИСМАТОВА, Х.Р., МИКАИЛОВ, А.А. 2002. Современное состояние и причины опустынивания Азербайджанской прибрежной зоны Каспийского моря. В *Материалах Межд. конф. по Проблемам Засухи и Опустынивания. 13-14 июля*, Тбилиси, 11-20.

ИСМАТОВА, Х.Р., АБДУЛЛАЕВА, С.М. 1999. Структура базы данных справочной географической информационной системы анализа и отображения экологической ситуации. *Известия НАНА*, 19, 3-4, 32-36.

МЕННО-ЯН, К., ФЕРЬЯН, О. 2005. Картография. Визуализация геопространственных данных. Научный мир. Москва. 324..

ТИКУНОВ, В.С. 1985. Моделирование в социально-экономической картографии. Изд-во Московского Университета. Москва.

© З.М.Кулиев, С.Ш.Сулейманов, 2010

СОВРЕМЕННОЕ ЭКОЛОГИЧЕСКОЕ СОСТОЯНИЕ СЕЛЬДЕЙ (ALOSA) В АЗЕРБАЙДЖАНСКОМ СЕКТОРЕ ЮЖНОГО КАСПИЯ

З.М.Кулиев, С.Ш.Сулейманов

Институт зоологии НАН Азербайджана
AZ1073, Баку, ул. А.Аббасзаде, проезд 1128, квартал 504

В статье приведены результаты исследований сельдей в азербайджанском секторе Каспия за последние годы. Даны сведения о динамике распространения, структуре и запасах отмеченных восьми видов и подвидов сельдей по глубинам.

Повышение уровня моря за последние 30-40 лет, увеличение антропогенного воздействия на окружающую среду, появление гребневика *Mnemiopsis leidyi* привели к сложным изменениям экосистемы Каспия (Кулиев, Зарбалиева, 2001; Кулиев, Мамедов, 2008; Сулейманов, 2009). Результаты космических исследований показывают, что ежегодно температура поверхности воды Каспийского моря повышается в среднем на $0{,}3^0$C, а уровень – на 7,5 см (Костяной, Зонн, 2007). Указанное отрицательно влияет на поведение, время миграции, распространение, видовой состав, запасы и другие биологические параметры сельдей.

Сельди, являясь основными промысловыми рыбами, широко распространены в Южном Каспии. Имеется достаточно литературных сведений (Берг, 1948; Световидов, 1952; Махмудбеков, Дорошков, 1956; Казанчеев, 1981) о миграции и нересте сельдей на Северном Каспии и реке Волга. Однако данных по сельдям, обитающим в акватории Южного Каспия, особенно касающихся биоэкологических характеристик эндемичных сельдей, очень мало (Мейснер, 1932; Чугунов, 1932; Тарасевич, 1946).

С целью рационального использования рыбных запасов Каспийского моря целесообразно изучение особенностей распространения, состояния запасов сельдей и влияния различных факторов на них.

Материалы и методика

Материал для исследования был собран в азербайджанском секторе Южного Каспия в разные сезоны 2003-2009 гг. Улов в открытом море осуществлялся донным тралом (24,7 м), а в прибрежной зоне – ставными сетями разного размера (28-30; 40-50; 60-70 мм). Были выловлены и исследованы с различных (1-5; 10; 25; 50; 75; 100 м) глубин 1559 шт. сельдей. Сбор материала и их анализ осуществлялись общепринятыми в ихтиологических исследованиях методами (Правдин, 1966). За период исследований на каждой станции с помощью аппарата Multi 340 I и диска Sekki были получены гидрохимические данные (по глубинам, прозрачности, поверхностной и донной температуре, солености и pH) воды.

Результаты исследований и обсуждение

Сельди встречаются во всей акватории Каспия, кроме Кара-Богаз-Гола. Однако они предпочитают прибрежные воды (Казанчеев, 1981).

В 2003-2009 гг. в районе исследования было обнаружено 8 видов и подвидов сельдей: *Alosa caspia caspia (Eichwald)* – каспийский пузанок, *A.sapaschnikowii (Grimm)* – большеглазый пузанок, *A.braschnikowii (Borodin)* – долгинская сельдь, *A.b.agrachanica (Michailowskaya)* – аграханская сельдь, *A.b.sarensis (Michailowskaya)* – саринская сельдь, *A.b. autumnalis(Berg)* –- большеглазая сельдь, *A.b.kisselewitschi (Bulgakov)* – гасанкулинская сельдь, *A.b. kessleri kessleri (Grimm)* – *черноспинка*. Разновидности сельдей западной части Южного Каспия отличаются ареалами распространения, местами скопления и по динамике численности.

Сельди рода *Alosa*, обитающие в Каспийском море, образуют 3 экологические группы: проходные, обитающие в море и мигрирующие, обитающие в море, но не мигри-

рующие. Представители первой и второй групп питаются на Среднем и Южном Каспии, здесь же зимуют, а весной для нереста мигрируют в Северный Каспий. К видам, обитающим в море и мигрирующим, относятся большеглазая (*Alosa sapaschnikowii*), круглоголовая (*A. sphaerorephala*) и каспийский пузанок (*Alosa caspia caspia)*, долгинская (*A.braschnikowii braschnikowii*) и аграханская (*A.b.agrachanica*) сельди. К переходной группе относится черноспинка (*A.b. kessleri kessleri*). Остальные виды и подвиды в основном обитают в Южном Каспии, но весной мигрируют в южную часть Среднего Каспия.

Каспийский пузанок (*Alosa c. caspia*) является одной из многочисленных рыб, имеющих широкий ареал распространения. Эти сельди зимуют в Южном Каспии, а весной для размножения мигрируют в Северный Каспий. Весной (в марте) при миграции из Южного Каспия на север, они скапливаются на 10-15 метровой глубине прибрежной зоны Лянкярана и устья р.Кура. В этот период в установленные на этих территориях сети попадалось каспийского пузанка в среднем на одну сеть 5 шт. или 19,5% от общего улова (табл.1).

В летний сезон некоторые молодые сельди не мигрируют в Северный Каспий, а распространяются в Южном Каспии в разрезах Куринской косы и залива Юго-Восточного Култука на глубине 25 метров (табл.2). Осенью каспийский пузанок встречается в основном на севере Южного Каспия, в прибрежной зоне Абшерона и устье р. Пирсаат на глубине 15 м. В зимний сезон исследования проводились только в 2003 г. Улов осуществлялся тралом. Было установлено, что каспийский пузанок в зимний период в основном (61,7%) распространен в разрезах Лянкярана и залива Юго-Восточного Култука на 33-40 метровых глубинах. Длина выловленных особей составляла 249 см, масса – 41,3-162,4 г. Коэффициент упитанности – 0,78-1,68. Возраст этих сельдей относится к группе 2-6 лет (основная возрастная группа составляла 3-4 года (75,2%)).

Большеглазый пузанок (*A.sapaschnikowii*) зимует в Южном Каспии. В теплые зимы этот холодоустойчивый вид остается в Среднем Каспии (Казанчеев, 1981; Quliyev, Süleymanov, 2005). Весной наблюдается его скопление в Южном Каспии на территории вокруг устья р. Куры на 15-20 метровой глубине. В этот период улов составлял 3 шт. на каждую сеть. В летний период выловленные сельди были отмечены в разрезах Куринской косы и залива Юго-Восточного Култука на глубине 50 м (табл.2). Осенью, когда вода еще теплая, большеглазый пузанок уходит в глубину. С понижением температуры в октябре до 16-19^0 С этот вид сосредотачивается в основном в верхнем 10-15 метровом слое воды. В зимний сезон основное скопление (55,9%) сельдей наблюдается к юго-востоку от разрезов Шахагач и залива Юго-Восточного Култука на глубинах 30-33 м (табл. 3).

Длина выловленной сельди составляла 15,2-28,2см, масса – 49,4-215,5 г, коэффициент упитанности – 0,89-1,59. Этот вид относился к 2-6 летней возрастной группе, 64,3% составляли сельди в возрасте 3-4 лет.

Таблица 1

Изменение количества сельдей, распространенных в прибрежных водах Южного Каспия (2003-2009 гг.)

Виды сельдей	Весна		Лето		Осень		Всего	
	Кол.,шт.	%	Кол.,шт.	%	Кол.,шт.	%	Кол.,шт.	%
Каспийский пузанок	127	19,5	79	26,2	61	25,5	267	12,4
Большеглазый пузанок	113	17,4	36	11,9	37	15,5	186	15,6
Долгинская сельдь	79	12,0	31	10,3	18	7,5	128	10,7
Аграханская сельдь	35	5,4	2	0,7	4	1,7	41	3,5
Саринская сельдь	196	30,1	144	47,7	87	36,4	427	35,8
Большеглазая сельдь	15	2,3	-	-	3	1,3	18	1,5
Гасанкулинская сельдь	27	4,2	5	1,6	7	2,9	39	3,3
Черноспинка	59	9,1	5	1,6	22	9,2	86	7,2
Всего:	651	100	302	100	239	100	1192	100

Таблица 2

Распространение и изменение количества сельди в азербайджанском секторе Южного Каспия по глубинам (лето 2009 г.).

Координаты	Сельди (шт.)				Факторы среды				
	Каспийский пузанок	Большеглазый пузанок	Долгинская сельдь	Саринская сельдь	h(м)	Температура воды (°C)	‰	pH	Прозрачность (м)
38°35´ 49°02´	2	3	-	-	25	17,7	11,6	8,3	3,0
38°45´ 49°05´	3	-	-	29	25	17,8	11,6	8.4	4,5
38°45´ 49°10´	-	18	-	7	50	18,9	12,0	8,4	4,5
38°55´ 49°15´	8	-	5	-	25	16,7	11,8	8,3	3,5
38°55´ 49°20´	-	4	-	21	50	18,6	11,6	8,3	8,0
39°06´ 49°22´	14	-	3	16	25	16,7	11,0	8,3	3,5
39°06´ 49°26´	-	10	-	-	50	18,4	11,5	8,4	7,0
39°30´ 49°35´	-	4	-	13	25	16,5	11,5	8,3	4,5
Всего, %	27 / 16,9	39 / 24,4	8 / 5,0	86 / 53,7	25-50	16,5-18,9	11,0-12,0	8,3-8,4	3,0-8,0

Долгинская сельдь (*A.b.braschnikowii*) в умеренный зимний период обитает в Среднем и Южном Каспии. Зимующие в Южном Каспии сельди, как только температура воды повышается до 6-8^{0}C, первыми мигрируют на север для нереста. Однако небольшое количество мальков в весенне-летние месяцы остается в Южном Каспии. Так, если количество выловленной долгинской сельди в весенний период составляет 12% от общего улова, то в летний и осенний сезоны этот показатель составляет соответственно 10,3-7,5% (табл.1). В зимний сезон долгинская сельдь преимущественно обитает в разрезах мыса Бяндован и залива Юго-Восточного Култука на глубинах 30-33 м и при температуре воды 8,6-8,8^{0}C. Выловленная долгинская сельдь имела длину 21,1-35,4 см, массу 112,3-560,3 г, коэффициент упитанности 0,99-1,32.

Аграханская сельдь (*A.b.agrachanica*) зимует в Среднем и Южном Каспии и по нашим наблюдениям в годы суровой зимы предпочитает глубиной 20-25 м прибрежные воды Южного Каспия в пределах Абшеронского и Бакинского архипелагов. Если весной количество выловленной аграханской сельди составляло 5,4% от общего улова, то в летний и осенний периоды этот показатель составлял соответственно 0,7 и 1,7%. По нашим исследованиям, длина особи составляла 13,6-34,3 см, масса – 82,3-497,0 г, коэффициент упитанности – 1,03-1,23.

Саринская сельдь (*A.b.sarensis*) в Каспийском море не мигрирует на дальние расстояния. Основная территория распространения – прибрежные воды западной части Южного Каспия от Астары до Абшерона. Здесь она зимует и нерестится (Смирнов, 1952). В

зимний период основными местами ее скопления являются 37-40 метровые глубины прибрежной зоны Лянкярана и Куринской косы, где температура воды на дне составляет 8,0-9,4^0 С (табл. 3). В весенний сезон саринская сельдь для питания и нереста, поднимаясь на поверхность воды, мигрирует на 10-15 метровые глубины разрезов Лянкярана, залива Юго-Восточный Култук и Куринской Косы. Улов саринской сельди в этот период составлял 30,1% от общего. В июне-июле после нереста саринская сельдь из прибрежной зоны мигрирует в открытое море на глубину 25-50 м. Наибольший улов (52,35%) в осенний сезон сельди саринской был отмечен на 15-20 метровой глубине в разрезах Лянкярана и Куринской Косы и составлял 36,4% от общего улова сельди. Коэффициент упитанности самок был в пределах 1,24-1,48, а самцов – 1,22-1,40.

Большеглазая сельдь **(***A.b. autumnalis***),** образуя два косяка, обитает на восточном и западном побережьях (Смирнов, 1952; Казанчеев, 1981). В водах западного побережья Южного Каспия эта рыба встречается редко. Так, если в весенний сезон в зоне разреза Бяндован на 15 метровой глубине отмеченная глазастая сельдь составляла 2,3% от общего улова сельди, то в осенний период пойманные 3 шт. этой особи составляли 1.3% улова.

В литературе (Кулиев, Зарбалиева, 2001) указывается, что в западной части Южного Каспия выловленная большеглазая сельдь имела длину 24,7-34,1 см, массу – 203-500 г, коэффициент упитанности – 1,32-1,70. У исследованных глазастых сельдей же длина составляет 25,0-29,0 см, масса – 120,5-300 г, коэффициент полноты – 0,69-1,31.

Гасанкулинская сельдь **(***A.b.kisselewitschi)* в основном обитает на юго-востоке Каспийского моря (Казанчеев, 1981). В прибрежных водах на западе Южного Каспия эта рыба встречается редко. В период исследований ее было выловлено всего 39 шт. Из них 27 шт. в весенний период – на разрезе Пирсаат-Бяндован и 5 шт. в летний, 7 шт. в осенний сезон – на разрезе Бяндован-Лянкяран. Во все сезоны гасанкулинская сельдь обитала на 10-15 метровой глубине. Длина исследованных рыб составляла 0,75-1,26 см.

Черноспинка (*A.b. kessleri kessleri)* зимует на обоих побережьях Каспия (Махмудбеков, Дорошков, 1956; Казанчеев, 1981). Весной в основном мигрирует с западного побережья на север. Ввиду того, что черноспинка теплолюбивая рыба, поэтому ее миграция из Южного Каспия в Северный Каспий начинается поздно. По этой причине в весенний сезон вылов ее большой. Эта рыба в основном встречается на разрезах Бяндован, устья Куры и Лянкярана. Ее улов составлял 9,1% от общего улова. Значительный улов этого вида наблюдается в летнее (5 шт.) и осеннее (7 шт.) время. Длина выловленных рыб была в пределах 17,7-41,5 см, масса составляла 63,8-1125 г**,** коэффициент полноты – 1,06-1,68.

Промысловое значение. Наибольший улов сельдей в Каспийском море (328 тыс.т.) был получен в начале XX века.

В связи с тем, что во время лова сельдей, попадая в сети, погибало значительное количество мальков осетровых, с 1960 г. на улов сельдей в Каспийском море было наложено ограничение, в результате чего уровень улова сократился до 1,6 тыс.т.

По расчетам специалистов Каспийского и Азербайджанского научно-исследовательских институтов рыбного хозяйства в 2003-2007 гг. в Каспийском море общие запасы сельдей изменились в пределах 115,7-197,9 тыс. т, а промысловых –77,5-107,9 тыс.т (Костюрин, Тарицкий, 2006). В азербайджанском секторе Каспия общая биомасса сельдей составляет 25,9 тыс. т. Однако, учитывая все эти положительные показатели, применяя селективные орудия лова, можно увеличить улов сельдей до 130-150 т.

Проведенные исследования показали, что в азербайджанском секторе Каспийского моря распространено 3 вида и 6 подвидов сельдей. Из них пузанки представлены одним видом (*A.sapaschnikowii)* и одним подвидом *(Alosa c. caspia)*, черноспинка – одним видом (*A.b. kessleri),* сельдь Бражникова – 1 видом (*A.braschnikowii*) и 5 подвидами (*A.b.braschnikowii, A.b.agrachanica, A.b. autumnalis, A.b.sarensis, A.b.kisselewitschi).*

В связи с усилением антропогенного воздействия на экологическую систему Каспийского моря произошли серьезные изменения в условиях обитания сельдей Бражникова. Увеличение нефтегазодобычи и связанное с ним загрязнение моря отрицательно сказались на самовоспроизводстве и восстановлении запа-

сов сельдей Бражникова. Вместе с тем попавшие в Каспий разными путями из других водоемов некоторые живые организмы, в том числе гребневик *Mnepsiopsis leidyi*, съедая корм увеличившихся в количественном отношении сельдей, в том числе и сельдей Бражникова, влияют на изменение их запасов. Однако последние исследования показывают удовлетворительное состояние запасов долгинских сельдей и пузанков на Каспии.

Таблица 3

Распространение и изменение количества сельди в азербайджанском секторе Южного Каспия по глубинам (зима 2009 г.)

Координаты	Сельди					Факторы среды				
	Каспийский пузанок	Большеглазый пузанок	Долгинская сельдь	Саринская сельдь	Черноспинка	h(m)	Температура воды (°S)	‰	pH	Прозрачность (m)
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
38°35 ´ 49°03 ´	8	17	2	-	-	30	9,6	11,2	7,7	5,0
38°45 ´ 49°06 ´	3	7	-	4	-	27	9,2	10,5	8,4	5,5
38°45 ´ 49°07 ´	1	3	-	4	-	30	9,4	10,7	8,5	5,5
38°45 ´ 49°09 ´	10	7	2	5	4	40	8,7	10,5	8,4	4,0
38°55 ´ 49°10 ´	-	-	-	2	-	13	9,6	10,3	8,4	3,6
38°55 ´ 49°14 ´	-	-	-	6	-	21	8,4	11,1	7,2	5,5
38°55 ´ 49°19 ´	-	3	1	9	-	26	8,1	10,9	7,0	6,5
38°55 ´ 49°20 ´	-	7	-	-	-	32	8,2	11,3	7,0	6,0
38°55 ´ 49°23 ´	-	4	-	5	1	37	8,0	11,3	7,0	6,0
39°06 ´ 49°18 ´	-	2	-	-	-	10	8,2	9,8	7,5	3,0
39°06 ´ 49°22 ´	-	3	-	-	1	27	8,7	10,9	8,4	4,5
39°06 ´ 49°26 ´	19	35	5	1	-	33	8,6	11,1	8,4	4,5
39°23 ´ 49°36 ´	-	3	2	-	-	26	8,3	10,9	8,5	5,0
39°42 ´ 50°05 ´	1	2	3	2	-	30	8,8	11,2	8,5	6,0
39°52 ´ 49°48 ´	5	-	-	2	5	25	7,1	10,9	8,5	3,0
Всего, %	47/22,7	93/44,9	16/7,7	40/19,4	11/5,3	10-40	7,1-9,6	9,8-11,3	7,0-8,5	3,0-6,5

ЛИТЕРАТУРА

QULİYEV, Z.M., SÜLEYMANOV, S.Ş. 2005. Xəzərin Azərbaycana aid hissəsində siyənəklərin və çəkimiləşərin qış fəslində dərinliklər üzrə yayılması. *Azərb. MEA Xəbərləri, biol.elm.seriyası*. Bakı, Elm, 5-6, 93-100.

БЕРГ, Л.С. 1948. Рыбы пресных вод СССР и сопредельных стран. Ч.II. Изд.АН СССР. Москва-Ленинград. 469-926.

КАЗАНЧЕЕВ, Е.Н. 1981. Рыбы Каспийского моря. Пищ. пром. Москва. 168.

КОСТЮРИН, Н.Н., ТАРИЦКИЙ, Ю.А. и др. 2006. Оценки состояния запасов и промысла Каспийских морских рыб. *Рыбохоз.исслед. на Каспии.* Астрахань, 273-289.

КОСТЯНОЙ, А.Г., ЗОНН, И.С. 2007. Комплексный спутниковый мониторинг нефтегазовых месторождений на Каспии. В Материалах II межд. научно-практич. конфер.: *Проблемы сохранения экосистемы Каспийского моря в условиях освоения нефтегазовых месторождений.* Астрахань, 56-57.

КУЛИЕВ, З.М., ЗАРБАЛИЕВА, Т.С. 2001. Новые данные о сельдях Азербайджанского побережья Каспия. В материалах межд. конф., посвящ.100-летию со дня рождения Казанчеева Е.Н., *Проблемы изучения и рационального использования природных ресурсов морей.* Астрахань. 113-118.

КУЛИЕВ, З.М., МАМЕДОВ, Э.В. 2008. Биологические особенности саринской сельди (*Alosa braschnikowii sareniss*, *Mickailowskaja*) и перспективы промысла у Азербайджанского побережья Южного Каспия. В Материалах межд. конф., посвящ. 450-летнему юбилею г. Астрахани, *Комплексный подход к проблеме сохранения и восстановления биоресурсов Каспийского бассейна.* Астрахань, 115-119.

МАХМУДБЕКОВ, А.А., ДОРОШКОВ, П.К. 1956. Сельди Каспия. Каспар. Баку. 76.

МЕЙСНЕР, В.И. 1932. Каспийская сельдь. *Бюлл. Всекасп.науч.рыбохоз.эксп*., 5-6, 17-47.

ПРАВДИН, И.Ф. 1966. Руководство по изучению рыб. Пищ.пром. Москва. 372.

СВЕТОВИДОВ, А.Н. 1952. Сельдевые (Clupeidae). Фауна СССР. Рыбы. Т. II. 1. Москва-Ленинград. 331.

СМИРНОВ, А.Н. 1952. Бражниковские сельди Каспийского моря. Изд. АН Азерб. ССР. Баку. 248.

СУЛЕЙМАНОВ, С.Ш. 2009. Сезонная динамика уловов сельдей на западном прибрежье Южного Каспия. В материалах III межд. науч.-практ.конф. *Проблемы сохранения экосистемы Каспия в условиях освоения нефтегазовых месторождений.* Астрахань. 204-207.

ТАРАСЕВИЧ, В.М. 1946. Местные формы бражниковской сельди у Азербайджанского побережья Южного Каспия . *Изв. АН Азерб. ССР*, 3, 48-53.

ЧУГУНОВ, Н.П. 1932. Морские исследования Всекаспийской экспедиции. *Бюлл.Всекасп. научн.-рыбох. экспедиции*. 3-4, Баку, 7-35.

© П.З.Мамедов, 2010

СОВРЕМЕННАЯ АРХИТЕКТУРА ЮЖНО-КАСПИЙСКОГО МЕГАБАССЕЙНА – РЕЗУЛЬТАТ МНОГОЭТАПНОЙ ЭВОЛЮЦИИ ЛИТОСФЕРЫ В ЦЕНТРАЛЬНОМ СЕГМЕНТЕ АЛЬПИЙСКО-ГИМАЛАЙСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

П.З.Мамедов

Азербайджанская Государственная Нефтяная Академия
AZ1010, Баку, просп. Азадлыг, 20
e-mail: parviz08@list.ru

Наука строится из фактов, как дом из кирпичей, но скопление фактов так же не является наукой, как груда кирпичей – домом.

А.Пуанкаре

Факт сам по себе мало значит – важна его интерпретация.

Д.И.Менделеев

В статье на основе новых геофизических данных и сейсмостратиграфического анализа материалов сверхглубинной сейсмометрии методом ОГТ рассматриваются структурно-морфологические особенности консолидированной коры и строения осадочного чехла. Обосновывается океанический тип консолидированной коры в реликтовой впадине Южного Каспия и ее субдукция под Скифско-Туранскую платформу. Рассматриваются также особенности геодинамики и эволюционного преобразования литосферы Кавказско-Южнокаспийского сегмента Альпийско-Гималайского подвижного пояса с позиций тектоники литосферных плит. На основе сейсмостратиграфической интерпретации высокоинформативных материалов сверхглубинной сейсмометрии методом ОГТ выявлены морфологические и тектонические структуры, типичные для существовавших ранее в регионе палеобассейнов различного тектонотипа. Выявлены тектоно-седиментационные комплексы и разделяющие их поверхности несогласия и конкордантные им согласные границы, фиксирующие рубежи поэтапного развития ЮКМВ. Установлены основные стадии и этапы эволюционного развития мегабассейна в рамках геотектонического (альпийского) цикла.

Введение

Южно-Каспийский мегабассейн (ЮКМБ) – крупный тектонический элемент земной коры и высокоперспективный осадочный бассейн в центральном сегменте Альпийско-Гималайского подвижного пояса (АГПП).

ЮКМБ обладает четкой тектонической позицией и включает в себе наиболее глубокопогруженную депрессию Земли – Южно-Каспийскую впадину (ЮКВ) и ее центриклинальные прогибы: с запада – Куринский прогиб (КП) и с востока – Западно-Туркменский прогиб (ЗТП) (рис. 1). Оба прогиба, раскрываясь и углубляясь, сливаются с ЮКВ. Мегабассейн обрамлен горными сооружениями Большого Кавказа, Копетдага, Малого Кавказа, Талыша, Эльбурса и Аладаг-Беналуда.

Современная структура ЮКМБ создана активными тектоническими движениями и интенсивными седиментационными процессами, господствующими на отдельных стадиях и этапах эволюции. В разрезе ЮКВ так же, как КП и ЗТП, встречается большое разнообразие структурных элементов и форм седиментационных комплексов, которые как по масштабу, рангу и степени сохранности, так и по индивидуальным геометрическим и морфологическим особенностям отличаются от таковых, развитых как в других бассейнах подвижного пояса, так и недалеких от него бассейнах платформенной области.

ЮКВ характеризуется высокими скоростями прогибания и седиментации. Общее опускание впадины за альпийский цикл (~180 млн.лет) составляет 25-30 км, в ней накопилась толща осадков, равная мощности континентальной коры Скифско-Туранской платформы в Среднем Каспии.

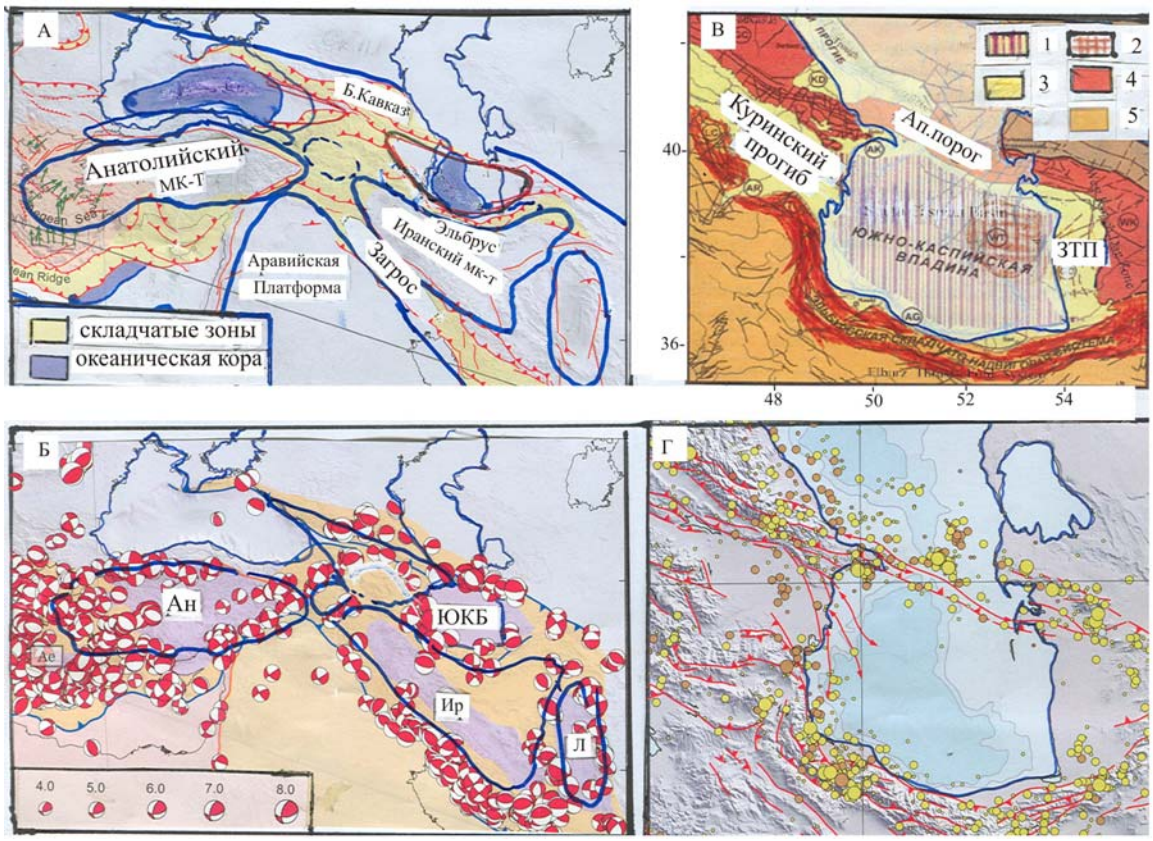


Рис. 1. а – тектоническая схема центрального сегмента АГПП; б – фокальные механизмы землетрясений с указанием их магнитуды; в – тектоническая карта ЮКМБ (по В.Е.Хаину); г – эпицентры землетрясений в ЮКМБ

1. Представления о строении земной коры и формировании ЮКМБ

Традиционно ЮКМБ рассматривался как яркий представитель геосинклинально-складчатых осадочных бассейнов (ОБ). Выдвигались предположения насчет наличия утоненной континентальной коры под ЮКВ. Наличие древних структур, массивов и комплексов (некоторые палеозойские структуры Главного хребта Большого Кавказа, Дзирульский, Локский, Храмский массивы/блоки в Закавказье и Нахчыванский блок на юге), а также выявленных по гравитационным аномалиям Талыш-Вандамского (на суше) и Южно-Каспийского (в море) выступов фундамента послужило основанием для фиксистов отнести всю Южно-Каспийскую область регионального прогибания к срединному массиву, а ЮКВ рассматривать в современном структурном плане как новообразованную и наложенную на этот массив неоген-антропогеновую депрессию. Игнорируя данные геофизических методов, подтверждающие «безгранитный» (океанический) тип консолидированной коры (КК) под впадиной, без всяких доказательств и аргументаций постулировалось наличие здесь континентального типа коры палеозойской или даже докембрийской консолидации, «гранитный» слой которой якобы частично переработан и метаморфизован, а «базальтовый» слой превращен в эклогит (Яншин и др., 1977). В этом случае раздел Мохо якобы проходит не по кровле мантии, а по поверхности сильно метаморфизованных пород нижней коры, т.е. над слоем эклогита. Между тем еще в 70-е годы прошлого века многие петрологи были твердо убеждены в том, что континентальная кора не может превратиться в океаническую с исчезновением «гранитного» слоя, ибо это противоречит законам термодинамики, и возможен только обратный процесс (Uyeda, 1971).

К сожалению, фиксистское воззрение на формирование не только ЮКМБ, но и всего

подвижного пояса на долгое время отложилось в сознании ряда геологов. Уложенный в схему ошибочной концепции фактический геолого-геофизический материал обесценивался. Произвольная трактовка результатов геофизических, петрохимических, палеомагнитных и др. исследований привели к субъективным и непоследовательным тектоническим суждениям о формировании и эволюции ЮКМБ.

По мере накопления новых геолого-геофизических материалов и данных анализа керна глубокого и сверхглубокого бурения, а также выполнения геодинамических реконструкций мобилистическая концепция тектоники литосферных плит (ТЛП) стала наилучшей основой для трактовки эволюции глубоководных впадин и горных сооружений в центральном сегменте АГПП. Основанная на данных геолого-геофизических исследований и геодинамических реконструкций эта концепция постулировала существование здесь в геологическом прошлом характерного для активной континентальной окраины ансамбля структур и геологических тел, а именно: северной ветви океана Мезотетис, вулконогенной островной дуги, Большекавказского окраинного моря (БКОМ) и пассивных элементов Евразийской континентальной окраины. Формирование этих структур происходило в океаническом пространстве, где взаимодействовали Афро-Аравийская и Евразийская платформы с расположенными между ними микроконтинентами (Анатолийский, Иранский, Закавказский, Макерский, Нахчыванский и др.).

В ряде опубликованных в 1970-1980 годах работ формирование и эволюция глубоководных впадин, межгорных прогибов, а также окаймляющих их горных сооружений в центральной части АГПП трактовались с позиции тектоники литосферных плит. Глубоководные впадины Южного Каспия и Черного моря рассматривались как реликты БКОМ на активной окраине океана Мезотетис (Адамия и др., 1982; Зоненшайн и др., 1990; Mamedov et al., 1997), либо океана Тетис (Dercourt et al., 1986; Nadirov et al., 1997). В ряде работ выдвигались предположения о том, что океаническая кора формировалась в структуре типа «pull – apart», возникшей после сдвигового смещения (сброса) в Кавказском регионе в меловое время (Sengor, 1984; Хаин, Ломизе, 2005).

Большой группой исследователей выполнен анализ геолого-геофизических данных с целью обоснования формирования и эволюции геоструктур в Черноморско-Каспийском регионе с позиции ТЛП. Были выполнены многочисленные геодинамические, плиттектонические и палинспатические реконструкции, составлены тектонические и структурные схемы (карты), геологические и сейсмогеологические разрезы и модели. При этом исследователи сталкивались с недостатком необходимых данных и материалов специальных и целенаправленных исследований (геохронологических, петрологических, изотопных, геомагнитных, геохимических, геофизических) в региональном плане. Использовались фрагментарные данные измерений, полученные в удаленных друг от друга точках или областях, коррелировались и синхронизировались геологические данные единичных обнажений или керна из глубоких скважин. Некоторые выводы, касающиеся формирования геоструктур в морских акваториях, опирались на косвенные оценки по материалам окружающей суши или были обоснованы на неоднозначно интерпретируемых материалах методов потенциальных полей и т.д. Естественно, что многие из итоговых построений и реконструкций были расценены как слишком схематичные, субъективные и даже гипотетические. Уязвимость итоговых построений требовала обязательного наличия прямого фактического материала, прежде всего о типе и параметрах консолидированной коры под ЮКМБ и рельефе поверхности Мохо, о былых процессах растяжения и оседания коры, расширения ОБ в дивергентной стадии, а также субдукционных и коллизионных процессах в конвергентной стадии. Мобилистическая трактовка истории формирования и эволюции ЮКМБ нуждалась в подтверждении соответствующими надежными и наглядными фактическими данными о перемещениях плит. Необходимо было также иметь сведения о структуре древних погребенных континентальных склонов – прямых индикаторов схождения двух плит разного типа, структуре шовных зон и характере столкновения литосферных блоков. Не менее важным является информация о региональных поверхностях несогласия,

продолжительности перерывов в осадконакоплении, масштабе эрозии.

Таким образом, гносеология концепции ТЛП в Кавказско-Каспийском регионе должна сводиться к отысканию в разрезе погребенных структур и морфоэлементов, осадочных и вулканогенных комплексов, характерных для разнотипных палеобассейнов. Лишь совместное использование структурно-геологических, литолого-формационных особенностей, геофизических и петрофизических параметров и признаков, типичных для бассейнов разного генетического и тектонического типов позволит составить реальную тектоно-седиментационную модель ЮКМБ, снизить долю гипотетических элементов в представлениях о механизме его формирования и научно-обоснованно расшифровать историю развития.

2. Геотектонический цикл эволюции литосферы. Эволюционный ряд бассейнов в подвижных поясах

Ключ к последовательному геодинамическому анализу формирования и эволюции осадочных бассейнов дает концепция ТЛП. С позиции ТЛП осадочные бассейны рассматриваются как динамические системы. Весь сложный процесс формирования и развития ОБ определяется закономерностями геодинамической и термической эволюции литосферы, сопровождаемой деструкцией «старой» коры и формированием «новой», а также сменой тектонотипа палеобассейнов.

Уилсон (Wilson, 1970) впервые показал, что перестройка тектонического режима и смена тектонотипов в ОБ мира происходили закономерно от рифтогенеза до орогенеза в рамках одного крупного геотектонического цикла термической и геодинамической эволюции литосферы. Геотектонический цикл в своей первой дивергентной стадии начинается с внутри- или окраинно-континентального рифтообразования, за которым следуют раскрытие океана и развитие пассивных окраин континента. Субдукция, континентальное столкновение, закрытие бассейна и орогенез отмечают вторую конвергентную стадию цикла. Последовательность раскрытия-закрытия ОБ (рифтогенеза-орогенеза) различна по длительности, но универсальна и едина для всей истории континентогенеза. Каждая стадия цикла состоит из нескольких этапов. Каждому этапу эволюции соответствует свой тектонотип бассейна, отличающийся своей структурной формой, типом коры и набором седиментационных комплексов. Переходы от этапа к этапу сопровождаются сменой тектонотипа палеобассейнов. Со временем образуется латеральный и вертикальный (временной) эволюционный ряд разнотипных бассейнов. Тектонические и морфоструктурные элементы последних в той или иной степени сохраняются в строении результирующего бассейна.

Все современные сложнопостроенные ОБ представляют собой интегральную сумму разнотипных палеобассейнов (или их фрагментов), существовавших на предыдущих этапах. Анализ геологических данных показал, что одни бассейны прошли полный цикл от рифтогенеза до орогенеза, в других этот цикл был прерван на одном из этапов. В некоторых древних ОБ произошло полное или частичное повторение цикла.

Эволюционный ряд бассейнов наиболее полно изучается в развитии АГПП, поскольку в его пределах хорошо прослеживаются процессы, начиная от рифтогенеза до орогенеза.

Применение концепции ТЛП к этому подвижному поясу (геосинклиналям) показало, что он имеет несколько современных геодинамических аналогов. Прежде всего это – активные окраины континентов и межконтинентальные пространства с окраинными морями и островодужными системами (Митчелл и Рединг, 1985). Было выяснено, что ближайшим геодинамическим аналогом центрального сегмента АГПП в юрско-эоценовой эпохе можно считать западную активную окраину Тихого океана в кайнозое-кватере. Концепция ТЛП позволила не только переосмыслить эволюцию впадин внутренних морей и разнотипных межгорных бассейнов в АГПП, но и весьма удовлетворительно объясняла тектоническую историю и структурную организацию окаймляющих их складчатых поясов. Согласно этой концепции главным итогом развития подвижного пояса является новообразование континентальной коры за счет океанической. Развитие подвижного пояса начинается с этапа угасания океана, когда на его активной окраине развивается островодужный вулканизм и раскрывается окраинное мо-

ре. Общепризнанно, что окраинные моря образуются путем растяжения, в какой то мере сходного с формированием новой коры в зонах спрединга океанов (Karig, 1974).

К настоящему времени с позиций мобилизма разработаны многочисленные варианты историко-тектонической типизации (классификации) ОБ, основу которых составляет геотектонический цикл (Соколов, 1985; Кучерук, 1990; Perrodon, 1985 и др.). Конечными элементами большинства классификаций являются следующие типы ОБ: внутрикратонные, рифтовые, пассивных и активных континентальных окраин, субдукционные (в том числе задуговые, междуговые, преддуговые), предгорные (передовые) и межгорные (наложенные, реликтовые).

ЮКМБ в целом имеет полигенный характер, поскольку по ходу его развития изменялся тип палеобассейнов, и сегодня отдельные его суббассейны (ЮКВ, КП, ЗТП) и окаймляющие их горные системы находятся на разных уровнях развития. Последовательность процессов рифтинга, расширения, сужения, субдукции и коллизии плит и орогенеза была оптимальной геодинамической обстановкой и для развития ЮКМБ на месте окраинно-морского бассейна.

В классификации ОБ, основанной на эволюции литосферы (Кучерук, 1990), ЮКМБ с океанической корой в центре (в ЮКВ) отнесен к межгорному типу в группе ОБ внутренних морей реликтового класса, формировавшемуся после закрытия окраинных морей, столкновения литосферных плит типа континент-дуга, континент-микроконтинент. Современная архитектура ЮКМБ формировалась в конце орогенного этапа развития.

В связи с изложенным, главными компонентами при уточнении особенности земной коры и разработке модели эволюционного развития ЮКМБ являются: а) тип коры в ЮКВ и межгорных прогибах; характер контакта смежных плит; б) структура и стратиграфический каркас осадочного чехла, седиментационные комплексы; в) поверхности несогласия и конкордантные им согласные границы, фиксирующие рубежи этапов эволюции мегабассейна; г) тектонические и морфоструктурные элементы, характерные для разнотипных палеобассейнов; д) скорости погружения и седиментации и батиметрия в исторически сменивших друг-друга палеобассейнах; е) эволюционный ряд палеобассейнов в рамках геотектонического цикла.

3. Геофизическая информация о строении земной коры мегавпадины и основных геодинамических границах

Основными проблемами геологии ЮКМБ являются установление генетического типа и структуры его земной коры и выявление основных геодинамических границ.

Важнейшими границами в земной коре ЮКМБ являются поверхности Мохо (М) и фундамента (F), а также региональные поверхности несогласия и конкордантные им согласные границы в осадочном чехле. Необходимость их выявления определяется прежде всего тем, что им соответствуют важнейшие геодинамические рубежи. Поверхности Мохо и фундамента маркируют время начала и конца геологических процессов, при которых была образована консолидированная кора. Они также расчленяют литосферу на три генетически и вещественно разнородных этажа, которые существенно отличаются и по внутренней структуре: осадочный чехол, магмометаморфическая или консолидированная кора (КК) и надастеносферная верхняя мантия. Поверхность М определяет время начала формирования земной коры новой генерации в процессе рифтинга и раскрытия Большекавказского окраинного моря (БКОМ) в средней юре. А стратиграфический уровень поверхности F отвечает времени завершения в бассейне активных магматических, метаморфических и тектонических процессов, приводящих к формированию КК океанического типа.

В настоящее время КК и осадочный чехол наиболее полно могут быть описаны по данным сейсмометрии в поле параметров скорости упругих волн и акустических жесткостей слоев, а также по особенностям волнового поля.

Долгое время основным и единственным источником информации о КК мегабассейна служили материалы ГСЗ. По ним составлены уточненные скоростные модели с четырьмя границами: две в осадочном чехле, поверхность фундамента и раздел Мохо (Ба-

ранова и др., 1990). Установлено, что под мощным осадочным чехлом на глубинах 25-27 км залегает тонкая (6-8 км в западной, 10-12 км в восточной части ЮКВ) КК. Скорости продольных волн в ней повышены до 6,8-7,5 км/с. Раздел Мохо залегает на глубинах 30-35 км. В глубокопогруженной части впадины обе поверхности (F и M) плавно погружаются в северном направлении. Резкий подъем поверхности F в южном - Прилянкяранском отрезке модели (подъем до 5-7 км в интервале 50-75 км) в работах (Баранова и др., 1990; Гулиев и др., 1988) связывается либо с погрешностью прерывистой корреляции слаборегулярного поля, либо со сложностью определения первых вступлений двух волн (предположительно от фундамента и раздела M) в трудноразделимом интерференционном колебании. Раньше мы отмечали (Mamedov, 2004; Мамедов, 2008) хорошую увязку воздымающегося отрезка границы F с границей «$d^{///}$» на восточном конце сухопутного профиля ГСЗ-3, где это граница по данным бурения приурочена к поверхности эоценовых андезитобазальтов. Отсюда следует, что поверхность F на скоростной модели ГСЗ-1-2 от о. Чилов (Жилой) до Лянкяранского побережья на своем пути пересекает разновозрастные магмометаморфические и вулканические породы – от базальтовых магматитов средне-позднеюрского возраста до андезито-базальтов эоцена, поступающих сюда из Талыша. Последние хорошо идентифицируются по специфическому рисунку отражений на разрезах, полученных методом ОГТ, в Прилянкяранской акватории. Сейсмическим профилированием методом сверхглубинного ОГТ установлено, что фундамент здесь залегает на глубинах 14-16 км, погружаясь в северном направлении до 30 км в районе Абшеронского порога. На разрезе субширотного профиля (рис. 2) показано, что на западе впадины над КК залегают юрские-раннемеловые вулканиты мощностью 3-4 км, которые протягиваются сюда из Куринского прогиба.

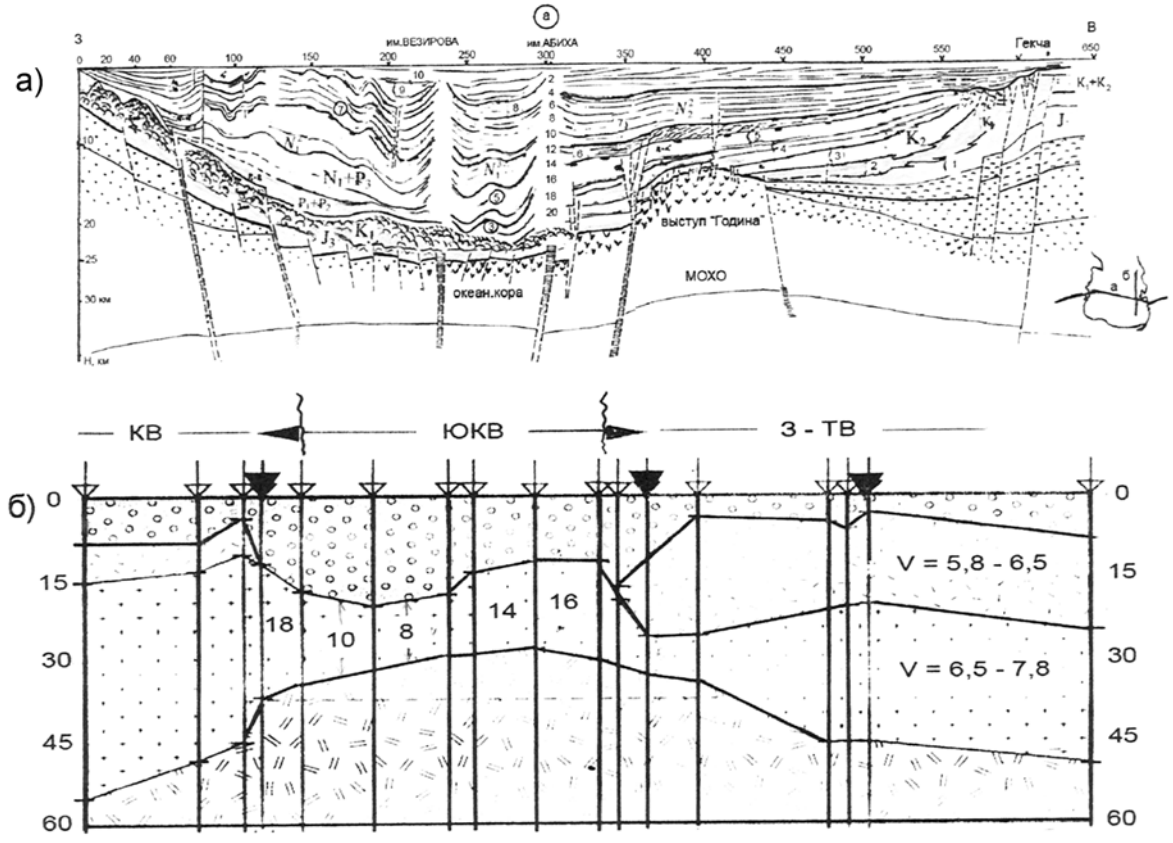


Рис. 2. Региональный сейсмостратиграфический разрез по субширотному профилю (Мамедов, 1991) и разрез литосферы по методу RFA (Jackson et al., 2001): 1 – осадки; 2 – «гранитный» слой; 3 – «базальтовый» слой; 4 – верхняя мантия

По данным ГСЗ также установлено, что осадочный чехол ЮКВ характеризуется аномально низкими средними скоростями продольных волн (V_p<4,8 км/с.), тогда как в большинстве ОБ мира уже на глубинах 5-7 км средние скорости более высокие (> 5,5 км/с.). Это свидетельствует о значительной пористости осадочного чехла, слабом уплотнении осадков.

Морские и спутниковые гравитационные наблюдения над ЮКВ и прилегающей сушей (с учетом поправок на высоту) показали резкое уменьшение силы тяжести от Эльбурса до Южного берега Каспия. В западной части ЮКВ сила тяжести характеризуется слабыми отрицательными аномалиями (-10, -15 МГал). Крупная негативная линейная аномалия (до -130 мГал) наблюдается в зоне сопряжения впадины с платформой, где глубина моря незначительная (20-100 м) и топография дна пологая. Большая негативная аномалия не была бы неожиданной для западной и центральной частей ЮКВ, где под водным слоем (около 1 км) и мощным (25-27 км) осадочным чехлом залегает тонкая и жесткая КК. Однако там она очень слабая, близкая к нормальной. Значит, большая отрицательная аномалия скомпенсирована действием уплотненных масс в области верхней мантии, которые в настоящее время поддерживают изостатическую обстановку в зоне контакта кора – мантия, обеспечивая тем самым необычную стабильность коры в центре ЮКВ. А в переходной зоне дефект массы указывает на то, что здесь не только КК, но и кровля мантии находятся глубже, чем это требуется для изостазии. Значит, существует какой-то механизм, который затягивает КК вниз в мантию против закона Архимеда. А таким механизмом, как это показывают данные сейсморазведки, является субдукция КК.

Некоторые дополнительные сведения о земной коре получены данными сейсмической томографии путем просвечивания земной коры рэлеевской волной (ПРВ), приходящей от землетрясений (Якобсон, 2000). В томографической модели выделяется всего 4 слоя: три слоя в осадочном чехле и слой, относящийся к фундаменту. Фундамент характеризуется базальтовыми скоростями поперечных волн (V_s>3,9-4,5 км/с.). Установлено, что в большей части Южного Каспия осадочный чехол подстилается тонким базальтовым субстратом, который местами прорван высокоскоростным мантийным веществом, где V_s≥4,6 км/с.

Упрощенная модель литосферы Южно-Каспийского региона с двумя-тремя границами составлена по данным функционального анализа волн от землетрясений методом телеметрических измерений RFA – Receiver function analysis (Jackson et al., 2002; Mangino and Priestley, 1998). Геометрия выделяемой КК в общих чертах соответствует таковой на составленном нами разрезе субширотного профиля (рис. 2). Эти авторы предполагают, что в западной части Южного Каспия КК представлена 8-11 километровой, а в восточной части 14-16 километровой базальтовой корой. Под КП и ЗТП залегает типичная континентальная кора мощностью 45-50 км с «гранитным» и «базальтовым» слоями.

Высокоинформативный сейсмический метод ОГТ до 1990 года применялся в Каспийском море для решения поисково-структурных задач, с разверткой записи 6-8 сек. В глубоко погруженной области ЮКВ освещалось в основном строение неоген-четвертичных осадочных комплексов до 9-12 км. При отсутствии информации о более древних осадочных комплексах и КК, естественно, оставался широкий простор для домысливания глубинного строения впадины и гипотетических умозаключений о возрасте, типе и строении ее фундамента, мощности, стратиграфическом диапазоне и составе толщ «невидимой» части разреза.

Для изучения глубокопогруженных слоев земной коры в Южном Каспии методом ОГТ был отработан один региональный субширотный профиль Бяндован – Окарем (Б-О) длиною ~300 км, с 12-секундной разверткой записи. Разрез профиля осветил строение земной коры до 22 км. На сейсмическом разрезе мы впервые увидели на глубинах 16-22 км выступ фундамента в восточной части впадины, который достаточно ярко выделялся по рубежам волновых полей.

На основе разреза регионального профиля Б-О и разрезов связующих профилей ОГТ, отработанных в КП и ЗТП с привлече-

нием данных ГСЗ автор составил сводный сейсмостратиграфический разрез протяженностью ~ 560 км (рис. 4). Этот разрез в качестве модели земной коры Южно-Каспийской области прогибания широко используется нефтяными компаниями и исследовательскими центрами для решения ряда задач геологии и нефтегазоносности ЮКВ (Lerch et al., 1997; Tagiyev et al., 1997; Brunet et al., 2003; Гулиев и др., 2003 и др.).

Во второй половине 90-х годов XX века в результате расширения технических и методических возможностей сейсмических работ методом ОГТ в море и на суше (новые способы возбуждения волн, цифровая запись и углубленная обработка, высокая разрешающая способность, большая глубинность, новые способы изображения среды 2Д и 3Д) стало возможным просвечивание более глубоких слоев земной коры. Трестом «Каспморнефтьгеофизразведка» и СП «Caspian geophysical» в Южном и Среднем Каспии были отработаны региональные сейсмические профили методом сверхглубинной сейсмометрии (СГ-ОГТ) с временной разверткой записи 16-20 сек. Получены уникальные разрезы, которые представляют прямую информацию о строении глубоких недр до 40-50 км. Разрезы СГ-ОГТ по сети региональных профилей дают возможность объемного рассмотрения структуры ЮКВ (Мамедов, 2006, 2008). В них отображаются крупные региональные формы рельефа, поверхности углового и стратиграфического несогласия, штамповые или инверсионные (безкорневые) формы структур, разломы и разрывные нарушения.

Интерпретация материалов региональных профилей убедила автора, что на большинстве временных разрезов поверхности Ф и М (кровля и подошва КК) более или менее уверенно отбиваются по особенностям волновых полей и местами прослеживаются путем групповой корреляции отражений. Граница чехол-фундамент на 13 с (26-28 км) выделяется на низкочастотной фильтрации (4-8-12-16 Гц) в виде высокоамплитудной секции прерывистых субпараллельных отражений (рис. 3). Ниже 14-16 с (34-40 км) выделяется полоса скопления очень слабых низкочастотных и прерывистых осей синфазности. Эта часть разреза известна как зона «рефлективити» (Павленкова, 1996), по нижней кромке которой можно трассировать поверхность Мохо. На разрезах профилей СГ – ОГТ в западной части впадины КК имеет мощность 6-8 км, что с учетом высоких значений скоростей в ней (V_p>6,5-7,8 км/с), характерных исключительно для магматических (базальтовых) пород, не оставляют сомнений о ее океаническом типе. В пределах КК выделяются отдельные «мутные» зоны (блоки), которые сменяются относительно «прозрачными» зонами. Такая сейсмическая контрастность отображает гетерогенную структуру КК, которая, по-видимому, связана с ее блочным строением и пестрым вещественным составом. Отображение неоднородностей в волновом поле в несколько расплывчатой форме обусловлено соотношением их размеров и размеров диска Френеля. По нашим расчетам в земной коре ЮКВ ниже 25 км неоднородности КК с диаметром меньше 5-6 км и высотой 1-2 км не могут быть отображены четко на отраженном волновом поле, а неоднородности, размеры которых превосходят эти цифры могут обусловить «штриховое» поле отраженных волн.

В районе Абшеронского порога на сейсмических разрезах субмеридиональных профилей наблюдается изгиб и погружение КК в северном направлении под СКТ. Над КК наблюдается вздутие вверх сильно деформированных базальных (мезозой-палеогеновых) толщ осадочного чехла (рис. 3б). Складчато-надвиговая, чешуйчатая структура осадочных образований присуща аккреционным призмам над субдуцируемыми плитами океанов и окраинных морей. Аккреционная призма в районе Абшеронского порога образовалась за счет соскабливаемых с поверхности КК пород. В нее вошли пострифтовые (меловые и палеоценовые) и синрифтовые (от средне- до позднеюрских) породы. Северная аккреционная призма приподнята и полого надвинута на фронтальную область СТП. Временной разрез (рис. 3б) трансформирован в глубинный разрез, на котором КК в центре ЮКВ залегает на глубинах 23-25 км, плавно погружается в северном направлении и в районе АП достигает глубины 30-32 км.

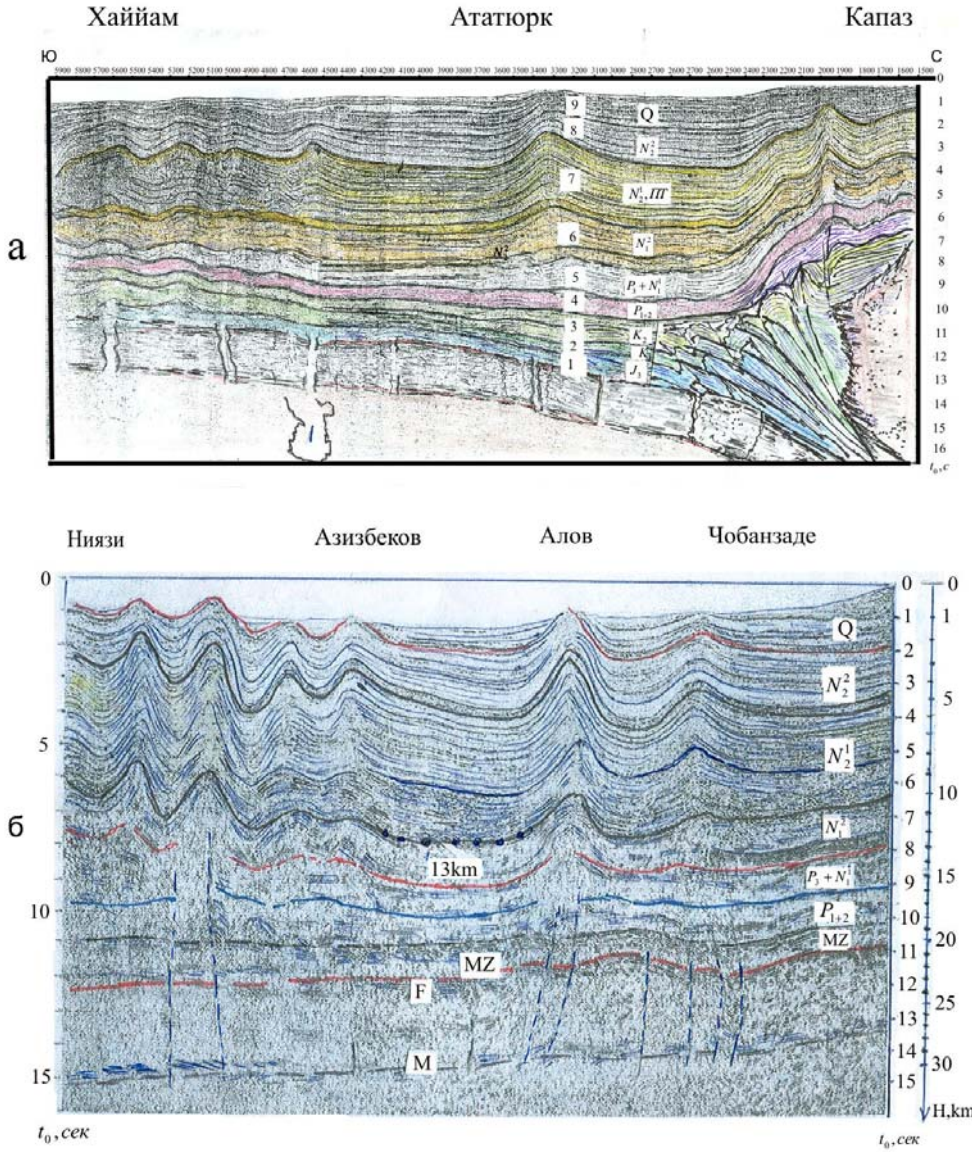


Рис. 3. Сейсмические временные разрезы СГ-ОГТ, по меридиональному и субширотному профилям отображающие консолидированную кору и седиментационные комплексы осадочного чехла

На основе глубинного разреза (рис. 4) с привлечением данных методов ОГТ и ГСЗ в Среднем Каспии, а также данных о тектонике Центрального Эльбурса (Nazari, 2006), нами составлен региональный разрез земной коры по субмеридиональному геотраверсу длиною 520 км (рис. 4). На этом разрезе хорошо отображены глубокопогруженная депрессионная структура с многокилометровым осадочным чехлом и характер ее сочленения с континентальными блоками с юга и севера. Осадочный чехол ЮКВ с севера контактирует с метаморфическим субстратом эпигерцинской СТП, с юга – с блок-массивами Иранского микроконтинента рифейской и додевонской консолидации.

Изгиб и погружение КК в районе Абшеронского порога нашли отображение также на моделях, составленных по сейсмическим материалам (Knapp et al., 2004; Green et al., 2009). В них погружение КК в северном направлении с учетом данных о гипоцентрах сильных (M>5) землетрясений трактуется в рамках субдукционной модели. В работах (Allen et al., 2002; Мамедов, 2002) быстрое прогибание впадины в плиоцене связывается с регенерацией субдукции КК в позднем миоцене.

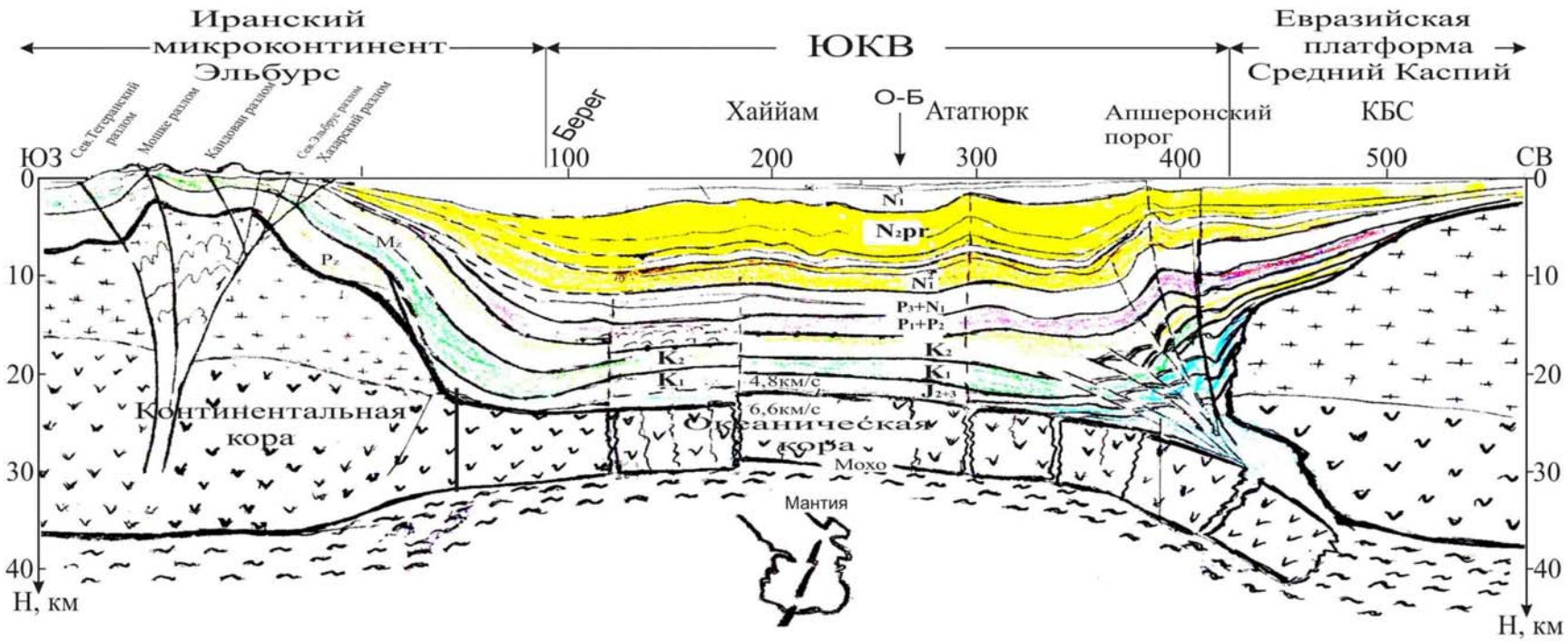


Рис. 4. Региональный разрез земной коры по субмеридиональному геотраверсу через Центральный Эльбурс – ЮКВ – Средний Каспий (составил П.З.Мамедов)

Субдукция КК нашла отображение также на плотностной модели земной коры ЮКВ, составленной по данным спутниковых наблюдений (Granath et al., 2000). Большая отрицательная аномалия фиксируется в переходной к платформе области, где поверхность Мохо углубляется до 60-70 км и создается дефицит плотного мантийного вещества. Подобные отрицательные аномалии характерны для желобов в зонах субдукции океанической коры на активных окраинах современных океанов и в задуговых морях.

В пользу субдукционной модели работают также такие дополнительные факторы, как наличие в переходной зоне цепочки положительных аномалий магнитного поля и высокий тепловой поток (хотя и фрагментарно), а также региональная высокая сейсмичность с глубокими (до 60-75 км) гипоцентрами в северной от АП области (рис.1б).

Важную информацию о субдукции КК и зоне Беньофа в переходной зоне от ЮКВ к платформе представляют исследования локальных механизмов землетрясений и глубин их эпицентров. ЮКВ с запада, юга, востока окружена активными сейсмическими поясами, которые характеризуются близповерхностными землетрясениями с M>5 на глубинах до 30 км, в то время как северный край бассейна отличается более сильными и глубокофокусными землетрясениями на глубинах 45-80 км. Эти землетрясения на северной границе ЮКВ рассматриваются как следствие поддвига ее океанической коры под платформу, а мелкофокусные на ее обрамлении – как свидетельство продолжающихся сближений и столкновений плит.

Большая часть глубокофокусных землетрясений происходила ближе к северной складчатой зоне Абшеронского порога – на удалении 40-80 км. Это означает, что длина субдуцируемой части КК с учетом ее изгиба должна была быть не менее 80 км. Этап сжатия бассейна и поглощения ее КК начинался в конце олигоцена и продолжался до плиоцена. Соскабливанию с поверхности КК, смятию и последующему надвигообразованию подвергались базальные толщи осадочного чехла в течение почти 30 млн.лет. На рубеже миоцен-плиоцена произошло резкое углубление бассейна над зоной субдукции, после чего наступила кратковременная фаза успокоения тектонических процессов, о чем свидетельствует субпараллельность границ свит ПТ, которая не нарушилась даже после их смятия и образования антиклинальных складок в позднем плиоцене. Экстремальное сжатие литосферы региона, вероятно, обусловило регенерацию процесса субдукции и региональную поперечную компрессию всех толщ неогена. Наличие пластических глин майкопа под ними было ключевым фактором структурной организации складчатых зон, главным образом АПСЗ. Над зоной субдукции образовались линейные складчатые зоны, в формировании которых значительную роль сыграли нагнетание в их ядра пластических масс и грязевой вулканизм. На сейсморазрезах достаточно четко выявляются погребенные кратера и каналы грязевых вулканов на вершинах многих плиоценовых брахиантиклинальных складок. Естественно, что за относительно короткое время крупных надвигов не возникло, но образовались сбросы и взбросы, сместившие южные крылья брахиантиклиналей вниз по пологонаклоненным разрывам. Относительно заметные взбросы образовались в западной части порога, ближе к северо-восточному краю Абшеронского п-ва, где аккреционная призма приподнята до уровня 3-4 км. Логично предположить, что это явление связано в большей степени с региональным сжатием и, возможно, с катализирующей ролью продолжающихся смещений в подстилающей аккреционной призме.

Сейсмические разрезы внесли коррективы в представления о формировании АПСЗ. Традиционно его морфологию и генезис связывают с Большим Кавказом и Копетдагом. Орогены Большого Кавказа и Копетдага начали расти в среднем и позднем миоцене в результате столкновения микроконтинентальных блоков с платформой на месте ранее существовавших седиментационных бассейнов. АПСЗ же образовалась в конце плиоцена в зоне схождения и контакта двух генетически разнотипных плит, т.е. над зоной субдукции океанической коры впадины под континентальную кору платформы. Тектонической причиной возникновения АПСЗ является экстремальная компрессия морского бассейна. Линейные антиклинальные складки

здесь уравновешивают (или компенсируют) непрерывное сокращение литосферы и деформируют терригенные породы плиоцена мощностью 7-8 км. С Большим Кавказом связана Северо-Абшеронская складчатая зона, которая является морским продолжением Тенги-Бешбармагского антиклинория.

Данные СГ-ОГТ внесли также ясность в представления о тектонике и характере сочленения двух типов земной коры в переходной зоне от Южного в Средний Каспий. На временном разрезе краевая часть фундамента Скифско-Туранской платформы выделяется как реальная крупная континентальная структура, резко контрастирующая с осадочным чехлом и тонкой КК ЮКВ (рис. 5). В пределах фундамента платформы выделяются отдельные «мутные зоны», что, повидимому, обусловлено гетерогенным и пестрым вещественным составом метаморфического субстрата. Внутри него какой-либо протяженной (или даже прерывистой) отражающей границы, разделяющей КК на «гранитный» и «базальтовый» слои, не наблюдается. Этот вывод согласуется с результатами данных сейсморазведки во многих эпиконтинентальных бассейнах, согласно которым такой границы в КК вообще не существует (Кунин, 1989). Фронтальная часть платформы достаточно четко фиксируется по контрастному рубежу волновых полей. В низах фундамента платформы наблюдается скопление коротких отражающих площадок (рефлективити**),** пространственная упорядоченность которых подчеркивает сложную структуру и конфигурацию подошвы метаморфического субстрата. Такая форма подошвы фундамента свидетельствует о незеркальном и нерезком разделе сред (консолидированной коры и верхний мантии) с разными реологическими и петрофизическими свойствами. Прерывистые и хаотические элементы в низах фундамента, безусловно, являются «кусочками» шероховатой поверхности над уровнем раздела Мохо.

Согласно классической характеристике фундамента молодых платформ, они представляют собой складчато-кристаллическое основание (субстрат), пережившее геосинклинальную стадию, после которой наступил спокойный платформенный режим. Судя по сейсмическим разрезам, фундамент Скифско-Туранской платформы не испытывал геосинклинальной складчатости. Складчатые структуры выявлены только в областях Южно-Мангышлакской и Карауданской систем грабен-прогибов, в которых развит пермотриасовый переходный комплекс. Эти факты согласуются с данными Н.Я.Кунина (1989) о том, что в значительной части молодых платформ (до 80-90%) фундамент не прошел геосинклинальной стадии развития. Слоистые толщи хорошо выделяются над метаморфическим фундаментом платформы. Здесь тонкий (1,5-2 км) плитный комплекс сложен из карбонатно-терригенных отложений юрско-мелового и палеогеонового возрастов.

Очень мало геофизической информации о параметрах и вещественном составе нижнего этажа литосферы – подкоровой мантии под ЮКВ. Некоторые сведения о ней дают методы ГСЗ и сейсмотомографии. Граничная скорость преломленной (или рефрагированной) волны вдоль (или ниже) границы Мохо характеризует упругие свойства верхней части мантии. Скорость здесь изменчива, меняется в пределах 7,9-8,3 км/с, что свидетельствует о неоднородном составе субстрата подкоровой мантии под ЮКВ. Ряд исследователей склонны связывать очень высокие граничные скорости под КК с ультраосновными породами типа перидотит, пироксен, пиролит, эклогит и т.д. Однако попытки отнести различные ультраосновные породы к верхнемантийному субстрату являются весьма дискуссионными, поскольку при экспериментах значения скорости продольной волны в указанных породах оказались не более 7,2 км/с (Кунин, 1989). Вместе с тем по данным методов ПРВ и RFA в пределах верхнемантийной толщи литосферы ЮКВ выделяется волновод, то есть слой пониженной скорости (V_s=2,4-2,9 км/с), который идентифицируется с астеносферой. Следует отметить, что понятие астеносфера на современном уровне геофизической науки не приобрело большей определенности и однозначности. Оно традиционно используется для обоснования концепции об изостазии и объяснения магматической «жизни» в бассейнах. Волновод по данным ПРВ наиболее выражен в районе Бакинского архипелага и к

юго-востоку от него (Якобсон, 2000). К области подъема волновода приурочены относительно низкие значения скоростей в юрско-меловом и палеоген-миоценовом осадочных комплексах. Здесь же располагается большинство выявленных в регионе подводных грязевых вулканов. В указанном районе Каспия установлена также положительная корреляция значений скоростей волн V_s в верхней мантии со значениями теплового потока и расчетными значениями температуры на подошве земной коры (Родкин, 1993).

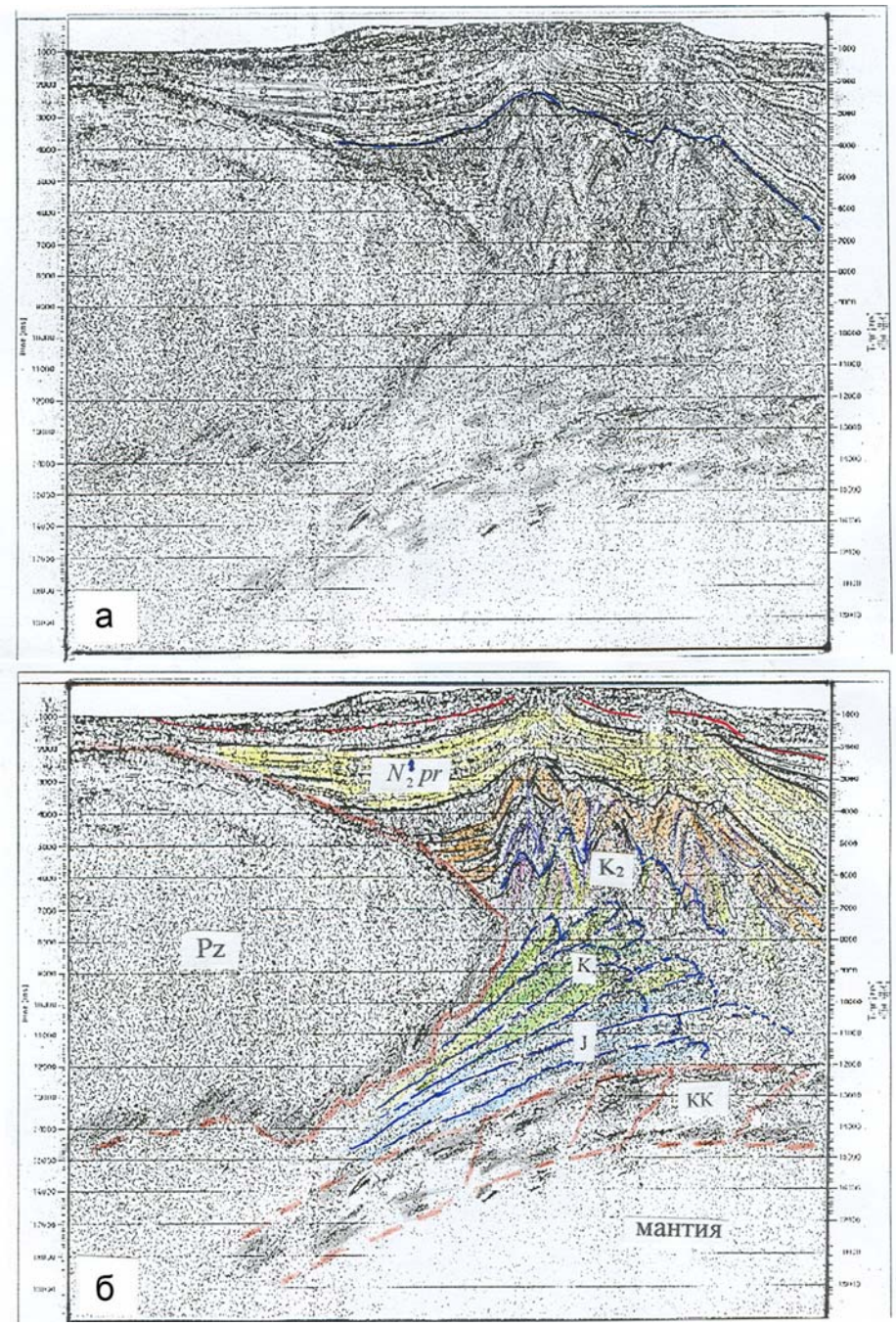


Рис. 5. Отображение Южной оконечности Скифо-Туранской платформы в Каспии и субдукции консолидированной коры ЮКВ аккреционной призмы и складчатых структур в районе Абшеронского порога: а – до, б – после сейсмостратиграфической интерпретации

Полученные в последние годы как классическими сейсмическими методами (ГСЗ и МОВ-ОГТ), так и другими методами (сейсмотомография в модификациях ПРВ и RFA, сейсмология землетрясений, спутниковая альтиметрия) данные о земной коре ЮКВ и обрамляющих ее геоструктурах намного расширяют наши представления о геофизических параметрах и структурных особенностях земной коры. Оценивая информацию о КК по степени достоверности и репрезентативности, следует на первое место поставить сведения о ее мощности и структуре по данным СГ-ОГТ, которые определяются непосредственно по сейсмическим разрезам с достаточно высокой точностью.

На сейсмических разрезах СГ-ОГТ находят отображение погребенные древние морфоструктуры и тектонические элементы (или их фрагменты), характерные для стадии расширения бассейна. К таковым относятся структуры растяжения и оседания блоков, континентальные склоны и шельфы в северной бортовой зоне, погребенные структуры вулканической островной дуги на южном борту Куринского прогиба (рис. 10). Выделяются также структуры и геологические тела, характерные для стадий сжатия и сокращения литосферы региона. К таковым относятся изгиб и субдукция океанической коры, осложненная системой надвигов аккреционная призма над ней, состоящая из слоев мезозой-палеогенового макрокомплекса, структуры сжатия в неоген-антропогеновых толщах (складчатые зоны, надвиги, взбросы), тектонические срезы, поверхности размыва и несогласия (рис. 3). На сейсмических разрезах отображаются также субвертикальные разрывы, осложняющие системы грязевых вулканов в складчатой толще. Эти материалы составляли фактическую основу при построении нами объективной тектоно-седиментационной модели ЮКМБ и расшифровке его реальной истории развития.

Получение высокоинформативных материалов СГ-ОГТ можно назвать поворотным моментом истории изучения ЮКМБ. Оно завершило этап косвенной оценки глубинного строения впадины по недостаточно кондиционным материалам других геофизических методов и по результатам геологических исследований на окружающей суше.

Важным результатом интерпретации данных СГ-ОГТ является установление наличия под осадочным чехлом тонкой КК океанического типа и факта ее субдукции под платформу. Сегодня сейсмометрия располагает оптимальным графом цифровой обработки и развитой методикой интерпретации. Поэтому достоверность моделей, составленных разными авторами (Knapp et.al., 2000, 2004; Мамедов, 2004; Mamedov, 2007; Green et al., 2009) по одному и тому же материалу, не вызывает сомнений. Эти модели являются не домыслом, не догадкой, как это было до недавнего времени, не умозрительной концепцией, которую можно опровергнуть. Теперь субдукция КК впадины под платформу – непреложный геологический факт, его нельзя игнорировать при изучении тектоники и обосновании эволюционного развития бассейна.

Новые модели консолидированной части земной коры ЮКВ подчеркивают две концептуально важные особенности. Во-первых, установлено, что в основании впадины лежит КК океанического типа, тем самым опровергается гипотеза о ее развитии над «срединным массивом». Во-вторых, тонкая КК под ЮКВ гетерогенна структурно, вещественно и гравитационно; она плавно погружается в северном направлении и в районе Абшеронского порога субдуцируется под платформу.

На основе интерпретации материалов СГ-ОГТ с учетом данных других методов нами составлены региональные разрезы (2D модели), схема рельефа поверхности разновозрастного фундамента и схема тектоники фундамента. На схеме рельефа поверхности фундамента (рис. 6) в пределах ЮКВ показаны зоны выхода вещества с мантийными скоростями и зона с относительно меньшими значениями скоростей, типичными для сиалической компоненты коры (Якобсон, 2000). Северная граница впадины представлена линией субдукции. Она проходит параллельно Абшеронскому порогу. Но остальные границы пока не определены.

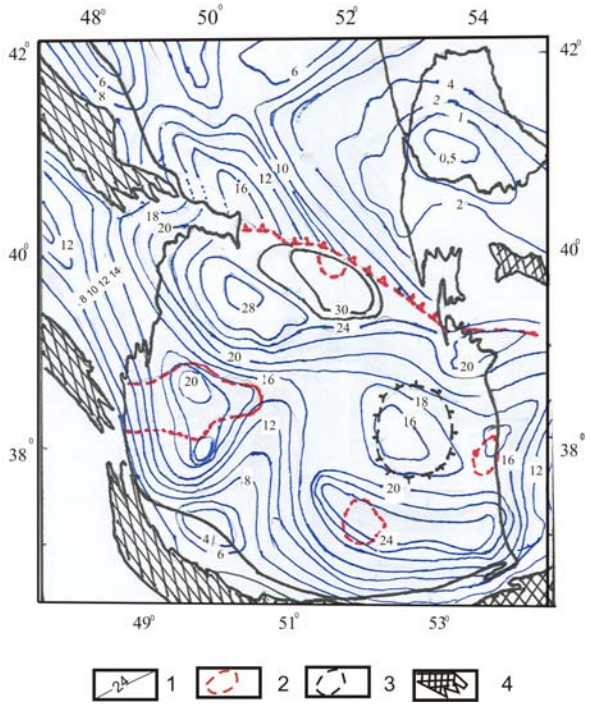


Рис. 6. Схема рельефа поверхности разновозрастного фундамента

4. Тектоно-седиментационные комплексы осадочного чехла – индикаторы эволюционного развития мегабассейна

История развития ЮКМБ изобилует важными геологическими событиями, летопись которых наиболее полно запечатлена в строении и составе осадочного чехла. При его формировании определяющими являлись этапы геотектонического цикла. Эпохи чередования тектонической активности и относительного покоя являлись важными рубежами крупных геологических событий, перестроек регионального масштаба. В эти эпохи происходили существенные изменения в структурном плане, источниках сноса и формационно-литологическом составе осадочных комплексов. О строении осадочного чехла мегабассейна прямую и непрерывную информацию, которую нельзя получить другими геофизическими методами, дают сейсмические разрезы метода ОГТ. На разрезах региональных профилей отображается реальное строение бассейна «от борта до борта». На них также закодирована большая информация об истории геологического развития мегавпадины; четко выделяется глубокий отрицательный тектонический рельеф с бортовыми структурами, прослеживаются поверхности несогласия и согласные границы, которые расчленяют осадочный чехол на разновозрастные осадочные комплексы. Все они являются объективными критериями и реперами, по которым можно наметить стадии и этапы развития мегабассейна.

Сейсмостратиграфические приемы тектонического, эвстатического и литодинамического анализа дают объективные критерии для выполнения возрастной корреляции осадочных комплексов и построения надежного стратиграфического каркаса изучаемого бассейна. Сейсмостратиграфический анализ (ССА) временных разрезов дал неоценимый материал для познания глубинного строения ЮКМБ, позволил выявить новые черты и детали строения его земной коры.

В осадочном чехле ЮКМБ по ряду сейсмостратиграфическим критериям выделяются достаточно крупные и мощные трехмерные геологические тела – макрокомплексы. Они объединяют толщи километрового диапазона с длительностью формирования в десятки миллионов лет.

Границы раздела между макрокомплексами представлены опорными сейсмическими горизонтами, которые в бортовых зонах мегабассейна приурочены к поверхностям несогласия. В центральных частях мегавпадины они сливаются с согласными границами.

Сущность выделяемых в ЮКМБ макрокомплексов заключается не в формационно-породном составе и степени дислоцированности, а в их историко-геологической значимости и, конечно, генетической связи слагающих толщ, обеспечивающей этим крупным подразделениям целостность и иерархичность. Они отличаются единством структурного плана и являются подразделениями региональной сейсмостратиграфической шкалы.

Каждый макрокомплекс состоит из пространственно-временной последовательности единиц второго ранга – секвенсов, за которыми в русскоязычной литературе закреплен термин седиментационный сейсмокомплекс (ССК) (Сейсмическая стратиграфия, 1982). Эти подразделения, как и макрокомплексы, являются единицами регионального масштаба и тектоно-седиментационной специализации.

ССК представляет собой стратиграфическую единицу разреза, сложенную последовательностью относительно согласных и генетически взаимосвязанных слоев. Он ограничен в кровле и подошве несогласиями, либо соответствующими им согласными поверхностями. Любой ССК несёт в себе хроностратиграфическую информацию, поскольку он отлагался в течение некоторого интервала геологического времени.

Для собственно стратиграфии сейсмостратиграфическое расчленение приобретает тогда реальный смысл, когда разрезы сажаются на шкалу геологического времени, что требует привлечения биостратиграфических и по возможности других данных абсолютного датирования. Однако такие данные имеются для бортовых зон ЮКМБ, где относительно маломощный осадочный чехол вскрыт скважинами, а для центральной её части, где мощность осадочного чехла достигает 25-30 км, таких данных вовсе нет и вряд ли будут в обозримом будущем. Единичные скважины в море вскрывали только верхнюю часть разреза до глубин 6-6,5 км. А нижележащие толщи кайнозоя и мезозоя изучены исключительно сейсморазведкой. При отсутствии биостратиграфических данных для установления возраста и границ ССК можно использовать фундаментальную концепцию – глобальную синхронность относительных изменений уровня моря (ОИУМ). Вейл (Vail et al., 1977) показал, что в течение одного цикла второго порядка (цикла повышения - понижения уровня моря) образуется один ССК. На графиках цикличности ОИУМ для фанерозоя, составленных по сейсмическим разрезам, им выявлено 14 циклов второго порядка. Из них 9 циклов относятся к мезозойской и кайнозойской эрам. Исследованиями в ряде осадочных бассейнов бывшего СССР (Кунин и др., 1989; Мамедов, 1992; Шлезингер, 1998 и др.) было установлено, что в создании возрастных единиц осадочного чехла в ранге сейсмокомплекса и ограничивающих их согласных и несогласных поверхностей решающая роль принадлежит тектоническому фактору. ОИУМ могут служить дополнительным инструментом для стратификации не вскрытых бурением частей осадочного чехла. На основе ССА разрезов ЮКМБ нами доказано, что сейсмокомплексы в мегабассейне формировались в условиях тектонического расширения и сжатия земной коры, неравномерного погружения дна ОБ в режиме как компенсируемого, так и некомпенсируемого осадконакопления (Мамедов, 1992, 2009).

По объективным сейсмостратиграфическим критериям в осадочном чехле ЮКМБ нами выделяются 9 ССК (рис. 7):

- юрский (ССК-1), терригенно-карбонатный, в верхах преимущественно карбонатный, мощностью до 1-1,5 км. Во флишевых прогибах Большого Кавказа юрские осадки подстилаются вулканогенными образованиями (2-3 км). В области погружения сооружений Большого Кавказа в сторону ЮКВ суммарная мощность юрского ССК достигает 5-6 км;
- нижне-меловой ССК-2, на обширных шельфах карбонатный, в целом терригенно-карбонатный, мощностью до 1,5-2,0 км;
- верхне-меловой, местами верхнемеловой-палеоценовый ССК-3, терригенно-карбонатный, мощностью до 2 км;
- палеоцен-эоценовый ССК-4, также терригенно-карбонатный, на юго-западе – эффузивный, мощность – 2-3 км;
- олигоцен-раннемиоценовый ССК-5 (майкопская свита), терригенный, в основном глинистый, мощность – 3-4 км. Майкопская свита считается основной нефтематеринской свитой – источником углеводородов и питает систему грязевых вулканов в мегабассейне;
- средне-верхнемиоценовый ССК-6, терригенный (глинисто-песчанистый), мощность – 2-3 км;
- раннеплиоценовый (по старой номенклатуре - среднеплиоценовый) ССК-7, охватывает всю продуктивно-красноцветную толщу, песчано-глинистую основную нефтегазоносную серию осадков в регионе, мощность – 7-8 км;
- позднеплиоценовый ССК-8а, терригенный (песчано-глинистый и глинистый), акчагыльский ярус плиоцена, мощность – 0,4-1,5 км;
- позднеплиоценовый ССК-8б, глинистый, апшеронский ярус плиоцена, мощность – 1-3 км; из-за очень малой мощности агчагыльского яруса в отдельных областях ЮКМБ ССК-8а и ССК-8б объединяются и выделяются под символом ССК-8;
- четвертичный ССК-9, глинистый, с включениями песчанистых образований, 2-3 км.

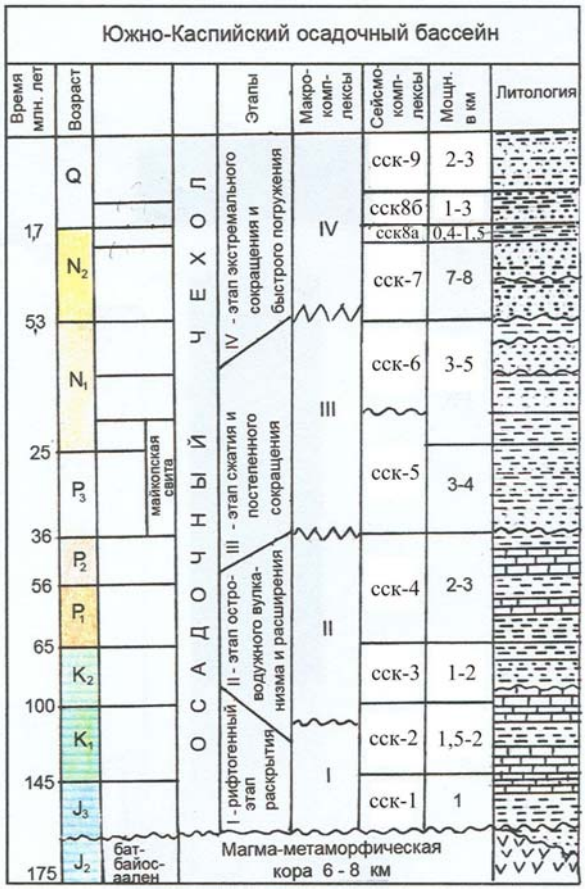


Рис. 7. Основные тектоно-седиментационные сейсмостратиграфические комплексы осадочного чехла

Указанные ССК сами сложены из возрастной последовательности иерархически соподчиненных единиц среднего и мелкого рангов (Мамедов, 2007).

Среди осадочных комплексов наибольшей мощностью и ритмичным чередованием песчанистых и глинистых отложений выделяется раннеплиоценовый ССК-7, как типичный секвенс – системный тракт низкого уровня моря. Он отделяется несогласием от нижележащего системного тракта высокого уровня моря – понтического яруса. ССК-7 как по мощности, так и по объему превосходит структурные этажи и даже весь плитный комплекс в прилегающих к ЮКМБ с севера эпиконтинентальных ОБ, а также передовых и предгорных прогибов. Этот комплекс отличается обилием динамически выраженных регулярных отражений и квазиизотропными интервалами записи. Время формирования этого ССК (продуктивно-красноцветной толщи) – около 2.2-2.5 млн. лет, что составляет 1,5% геологического времени от альпийского мегацикла. За это время накопилась огромная масса грубообломочного материала с максимальной мощностью 7,0-8,5 км, т.е. около 25-30% от общей мощности осадочного чехла ЮКМБ приходится на долю ССК-7. Вычисление скорости осадконакопления даже без учета уплотнения пород и частых перерывов, на которые приходится 40-60% геологического времени, дает 2,5-3,0 км/млн. лет, что само по себе на порядок выше лавинной скорости седиментации. В этом отношении раннеплиоценовый палеобассейн не имеет аналогов среди палео- и современных бассейнов Мирового океана. Такая высокая сверхлавинная скорость седиментации обусловлена транспортировкой грубообломочного материала в замкнутый плиоценовый бассейн многочисленными мелкими и крупными (Палео-Волгой, Палео-Курой и Палео-Узбоем) реками.

5. Основные поверхности несогласия

Осадочный чехол мегавпадины насыщен поверхностями несогласия и размыва (рис. 8). Возможность установления длительных перерывов с неравномерными размывами ранее накопленных осадков и выявления специфических форм структур и седиментационных тел (СТ) превратила сейсмостратиграфию в мощный инструмент для расшифровки истории поэтапного развития региона. В бортовых зонах ЮКМБ по сейсмостратиграфическим критериям и особенностям волнового поля выделяются главным образом три региональные (структурных) поверхности несогласия, которые расчленяют разрез на четыре макрокомплекса. Они фиксируют рубежи основных этапов эволюции мегабассейна.

Нижняя поверхность несогласия ($ПН_1$) в северной бортовой зоне окраинного моря фиксирует поверхность терригенно-вулканогенных и красноцветных континентальных (или озерных) пород синрифтового комплекса, раздробленного разломно-блоковой тектоникой. Источниками сноса отложений служили «плечи» рифта и внутренние горсты. Выше от $ПН_1$, судя по данным бурения и сейсмофациального анализа, залегают нормально-слоистые терригенные и карбонатные породы

пострифтового комплекса позднеюрского и раннемелового возрастов. Последний характеризуется относительно спокойным, ненарушенным залеганием толщ, поскольку формировался на северной «пассивной» стороне расширяющегося морского бассейна. На островодужной стороне бассейна $ПН_1$ фиксирует границу между юрскими, а местами даже раннемеловыми вулканогенными породами и позднемеловым карбонатным покровом. В центральной части ЮКВ ее не удается проследить из-за ухудшения разрешающей способности МОГТ на больших глубинах (22-24 км). Резкое несогласие, отделяющее нижнемеловые известняки от верхнеюрских известково-щелочных вулканитов, вскрытых Саатлинской СГ-1, по-видимому, образовалось во время раскола дуги и заложения нового трога (грабен-прогиба). Это время отвечает второму эпизоду растяжения в Черноморской и Южно-Каспийской ячейках Большекавказского моря (Шрейдер и др., 1997; Mamedov, 2004; Мамедов, 2008).

Наиболее резкой границей, сопровождаемой большими перерывами, возрастными скольжениями и изменениями структурного плана, является региональная поверхность несогласия $ПН_2$. По ней мегавпадина распадается на зоны прогибов и поднятий. Эта поверхность срезает сверху карбонатно-терригенные слои палеоцен-эоценового седиментационного комплекса. Она хорошо трассируется в областях развития древних континентальных склонов окраинного моря, на южной периферии платформы и относительно плохо – в южной бортовой зоне Куринского прогиба, где до олигоцена развивалась островодужная система. $ПН_2$ фиксирует рубеж между дивергетной и конвергентной стадиями эволюции литосферы.

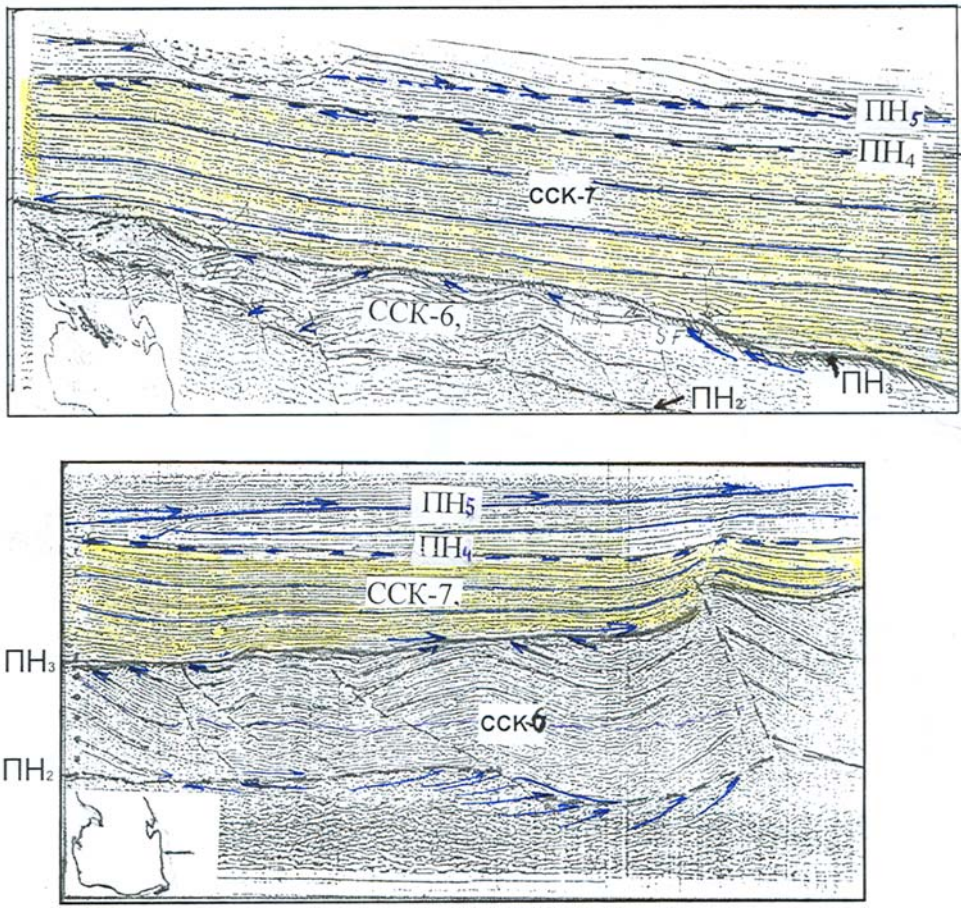


Рис. 8. Поверхности несогласия в осадочном чехле: а – Абшеронский порог; б – Западно-Туркменский прогиб

По материалам сейсморазведки в Северо-Абшеронской складчатой зоне удается трассировать поверхность несогласия $ПН_3$, срезающую разновозрастные слои доплиоценовых комплексов (рис. 8). Здесь она формировалась в эпоху резкого падения уровня моря в конце понта и служила поверхностью первичной седиментации отложений продуктивно-красноцветной толщи (ПКТ). Автором впервые составлена структурная схема по поверхности $ПН_3$, отображающая рельеф подошвы ПКТ в северо-западной части Абшеронского порога (Мамедов, 1984). $ПН_3$ ступенчато и террасообразно погружается в сторону топодепрессии. Совершенно аналогичную структуру имеет эта поверхность несогласия и в бортовых зонах плиоценового моря, соответственно в Куринском и Западно-Туркменском прогибах. Уступы террас имеют явные признаки тектонического прогибания и волнового воздействия. Они являются прекрасными маркерами береговых линий в трансгресирующих морях плиоценового века.

Явные и скрытые перерывы были неотъемлемой частью осадочного процесса в ЮКМБ. Составленные хроностратиграфические разрезы для плиоцен-четвертичной толщи показывают, что более 30-40% геологического времени приходилось на перерывы в седиментации или на «обратную седиментацию», т.е. на эрозии и размывы ранее отложившихся осадков. Смена режимов осадконакопления происходила в тектонически нестабильные периоды развития бассейна, когда нарушился согласованный ход тектонических, седиментационных и эвстатических процессов.

6. Морфоструктурные элементы и осадочные комплексы в бортовых зонах ЮКМБ

На сейсмических разрезах Предкавказья и Среднего Каспия отображаются погребенные бортовые морфоструктуры юрско-эоценового моря. На краевой части Скифско-Туранской платформы сохранились следы рифтогенного растяжения и смещения блоков палеозойского субстрата в южном направлении (рис. 9). На пострифтовом этапе эволюции над ними формировались континентальные склоны и шельфы.

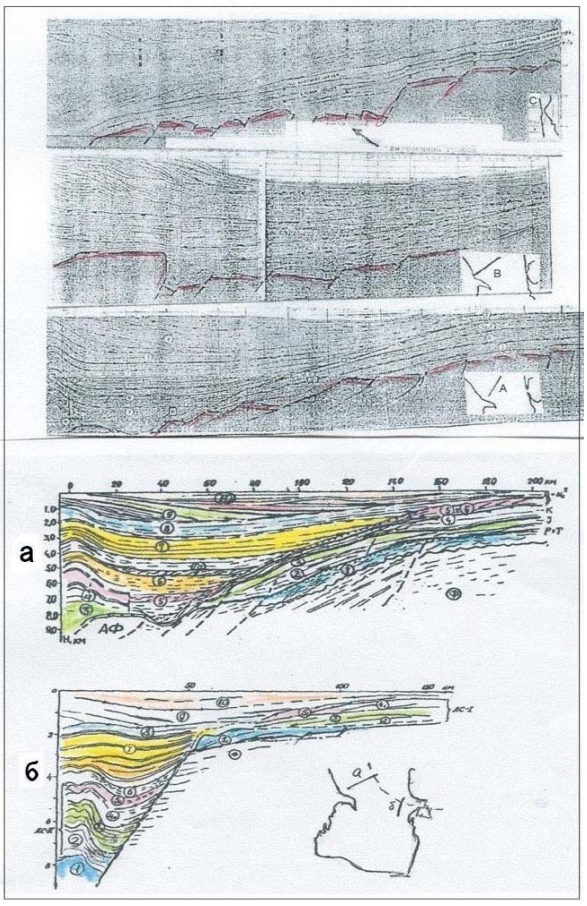


Рис. 9. Отображение на сейсмических разрезах структур раздвига, растяжения и оседания блоков фундамента Скифско-Туранской платформы и континентальных склонов

Весьма примечательными структурами в северной бортовой зоне БКОМ являются погребенные под мезозойские толщи выступы палеозойского субстрата. Они выделяются на сейсмических разрезах как акустический фундамент. Их поверхность представляет собой шероховатую границу с явными признаками эрозии и подводной денудации. Таковыми являются южные блоки Карабогазского, Агзыбирчалинского и других выступов.

Выступы фундамента сыграли роль краевых поднятий, отделяющих глубоководную впадину окраинного моря от мелководных эпиконтинентальных бассейнов (ЭКБ) на платформе. Последние образовались на обширных шельфовых пространствах в эпохи позднемезозойских и раннепалеогеновых трансгрессий.

Из анализа сейсмического материала следует, что в мезозое и в большей части

палеогена континентальные склоны формировались во внешних крыльях краевых поднятий. Относительно крутые (до 16^0) и высокие (3-4 км) континентальные склоны хорошо читаются на сейсморазрезах на южном крыле Карабогазского свода (рис. 9). Здесь фиксируются плоскостные срезы, разорванные клиноформы и тела обрушения. Судя по разрезам, склон формировался длительное время – начиная от поздней юры до олигоцена. Отсутствие отложений на склоне указывает на то, что он был областью транзита. Поверхность склона местами совсем размывалась и изборождалась системой долин и каньонов. На сейсмических разрезах хорошо запечатлены также оползневые сейсмофации на верхней, относительно пологой террасе склона (рис. 9).

Одновозрастные комплексы (секвенсы) выделяются на двух уровнях: на шельфе и у подножия склона. Главным регулирующим механизмом переброски осадочного чехла явились циклические понижения уровня моря.

Погребенные континентальные склоны на Каспии по морфологии и высоте (до 3-4 км) совершенно однотипны с таковыми, выявленными сейсморазведкой на южной краевой части Скифско-Туранской плиты на Предкавказье и в Черном море. Этот факт свидетельствует о том, что древние континентальные склоны были крупными морфоструктурными элементами регионального масштаба. Они протягивались вдоль северного борта единого окраинно-морского бассейна.

При строгом рассмотрении структурных и морфологических особенностей прибортовой зоны бассейна в Среднем Каспии выясняется, что они подчиняются общей классической модели «пассивной» стороны окраинных морей.

Активная окраина развивалась в юрско-меловом периоде на противоположном борту Большекавказского моря, где на северных перифириях микроконтинентов формировалась вулканогенная островная дуга (ОД). Здесь сейсмические разрезы дают сведения о погребенных вулканических выступах, тектонических разрывах, связанных с растяжением и распадом Малокавказской ОД на фронтальную (южную) Предмалокавказскую и внутреннюю (северную) Мингячевир-Гейчай-Саатлинскую дуги. Морфоструктура преддуговой области, а именно желоб и внешний склон ОД полностью уничтожены в результате конвергенции плит. А морфоструктура внутренней ОД подвергнута слабым тектоническим воздействиям и хорошо сохранилась в разрезе Куринского прогиба. Достаточно высокий (до 3-5 км) и широкий (от 20 до 70 км) вулканогенный хребет общекавказской ориентации четко прослеживается на сейсморазрезах от Предталышья почти до Дзирульского массива. Содержание и характер распределения редких и редкоземельных элементов в вулканических породах Саатлинской СГ-1 полностью соответствуют таковым в вулканитах современных ОД.

На северо-восточных склонах внутреннего сегмента островной дуги наблюдается характерное скольжение блоков магматического массива по наклонным сбросам в сторону глубоководного бассейна и заполнение образовавшихся узких озер синрифтовыми осадками. Веерообразное расхождение слоев карбонатных толщ на вершинах блоков является типичной особенностью осадочных призм в подобных структурах (рис. 10а). Отмечается абсолютная идентичность наблюдаемых волновых полей с известными из литературы специфическими сейсмическими изображениями осадочных призм в островодужных системах.

Сейсмические изображения вулканического массива наряду с петрофизическими характеристиками (принадлежность вулканитов к базальт-андезит-риолитовой формации, наличие в их составе характерных для островодужного вулканизма редкоземельных элементов) являются дополнительными и объективными индикаторами островодужного генезиса рассматриваемых вулканических выступов. Их облегают мощные карбонатные толщи (до 800 м) мелового возраста. В связи с понижением уровня моря в конце мела в течение почти 50 млн.лет здесь господствовал котинентальный режим. Размытая поверхность карбонатного покрова длительное время (поздний мел – палеоген) служила южным бортом окраинного моря. Судя по мощности прислоняющихся слоев, высота островного склона составила 3-4 км, что полностью соответствует таковой на северной пассивной окраине БКОМ.

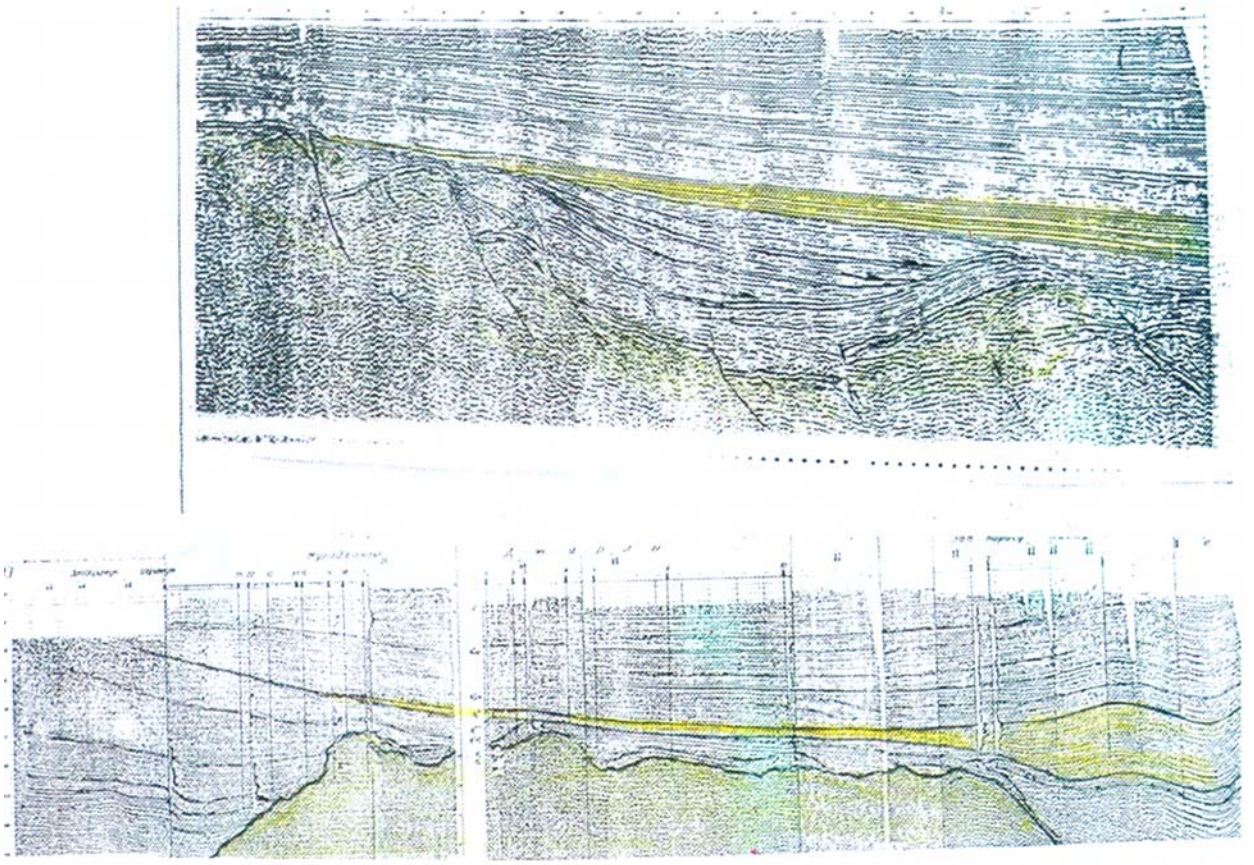


Рис. 10. Отображение на сейсмических разрезах погребенной вулканогенной островной дуги (б) и структур растяжения и смещения блоков магматического субстрата (Южный борт Куринского прогиба) (а)

7. Некоторые результаты моделирования погружения земной коры ЮКВ

Реконструкция истории погружения земной коры является необходимым исходным элементом исследования эволюции любого ОБ, в том числе ЮКМБ. Погружение коры и колебания уровня моря создают аккомодационное пространство, которое затем заполняется осадками. Стадийная эволюция ЮКМБ отображается также на моделях истории погружения земной коры и схемах тектонического прогибания фундамента (Brunet et al., 2003; 2005; Мамедов, 2008), численное моделирование истории погружения ЮКВ по данным глубоких скважин и обнажений на ее обрамлениях выполнено методом обратной разгрузки – «backstripping analysis» (Steekler and Wats, 1978). Согласно обобщенной модели (рис. 11), в средне-позднеюрскую эпоху на этапе расширения моря за счет термального погружения КК оседала на 1,2 км со скоростью 50-60 м/млн.лет. К началу мелового периода с учетом нагрузки осадочных вулканогенных толщ и водного слоя (высотой 2,5-3,5 км) общее тектоническое погружение КК доходило до 5-6 км. В меловом периоде КК погружалась с меньшей скоростью (10-20 м/млн.лет) всего на 3 км (итого 9 км). Бассейн оставался глубоководным и в палеоцен-эоцене. К началу олигоцена расширение моря практически приостановилось, резко замедлилось тектоническое погружение (5-8 м/млн. лет). Известно, что термальное погружение новообразованной коры в океанах и окраинных морях практически заканчивается через 80-100 млн.лет после их раскрытия (Кукал, 1987). К концу эоцена КК погружалась на 1 км за счет только нагрузки осадков. Общая амплитуда погружения достигала 10,5 км. Исследования показывают, что кора ЮКВ в олигоцен – раннем миоцене тектонически погружалась очень медленно, в основном за счет увеличения нагрузки осадочной толщи, мощность которой

достигала 14-16 км. Далее в среднем и позднем миоцене глубина бассейна постепенно уменьшилась (рис. 11) от 4,5-4 км до 2 км из-за интенсивного заполнения осадками. Скорость тектонического прогибания в плиоцене достигла 1000-2000 м/млн.лет. Расчет амплитуды погружения в районе Абшеронского порога в плиоцен-квартере с учетом поправок на нагрузку осадочной толщи и батиметрию дает величину 10-12 км. Скорость прогибания в плиоцене в северной части ЮКВ в 20-30 раз выше, чем на рифтогенном этапе раскрытия и на 2 порядка (100-200 раз) больше, чем в меловом и палеогеновом периодах. Эти цифры уникальны, и в этом отношении ЮКВ не имеет в мире аналогов. По поводу быстрого погружения коры ЮКВ в плиоцене существовали разные версии, такие как (1) «мгновенный» провал коры и (2) растяжение и рифтогенное оседание коры в новейшее время. Моделирование погружения, кривые тектонического пргибания и фактический сейсмический материал с учетом низкого теплового потока и сейсмического иммунитета в центре впадины опровергают эти версии. Итоговые построения (структурные схемы, разрезы и т.д.) на основе материалов СГ-ОГТ показывают, что резкое и глубокое погружение КК имело место в северной части впадины, где происходила ее субдукция в районе Абшеронского порога.

8. Основные стадии и этапы эволюции мегавпадины

На основе фактических сейсмических данных и анализа комплекса представительных признаков (к которым относятся тип КК, стратиграфическая последовательность осадочных комплексов поверхности несогласия, морфология и генезис бортовых структур, сейсмичность и грязевой вулканизм) и с учетом результатов ранее выполненных геолого-геофизических исследований, палеотектонических реконструкций можно выделить две стадии и шесть этапов в развитии земной коры региона.

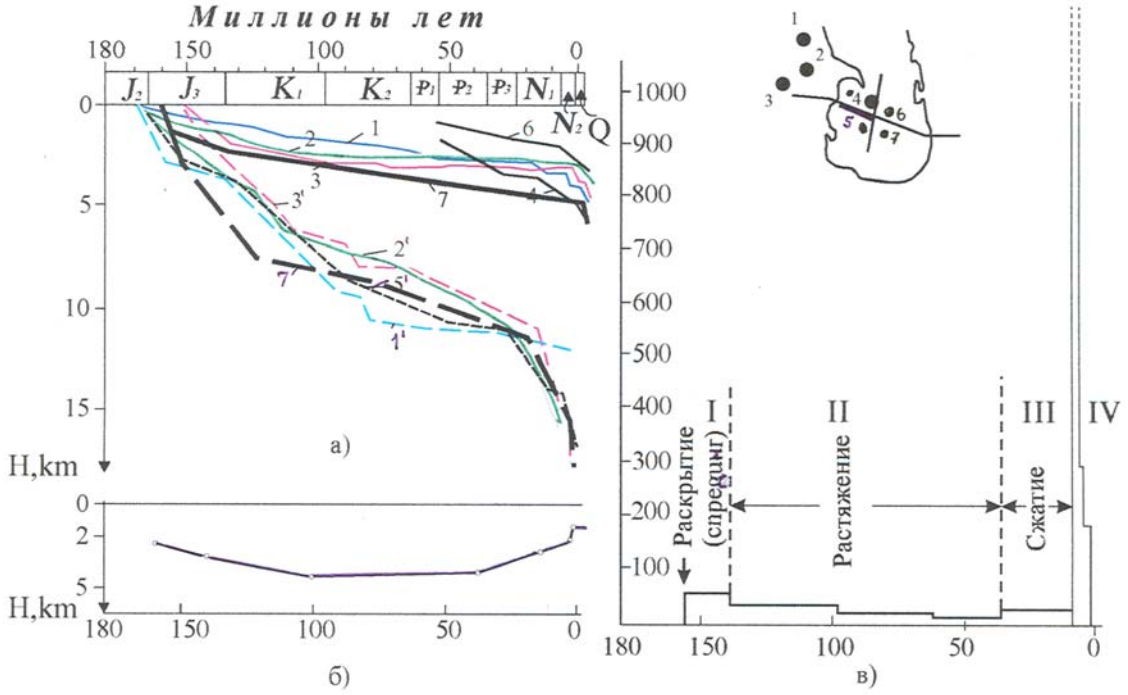


Рис. 11. Графики тектонического погружения (сплошные линии) и глубины фундамента с учетом батиметрии и уплотнения пород (пунктирные линии) (а), батиметрии (б) и скорости тектонического прогибания (в): 1 и 2 – ЮВ погружение Б.Кавказа; 3 – Нижне-куринский прогиб (Brunet et al., 2002); 4 – структура Шах-дениз (Allen et al., 2004); 5 – западная часть ЮКВ (по данным сейсмостратиграфических исследований, Мамедов, 2004); 6 – ЮКВ (Нариманов, 2004); 7 – обобщенные графики для ЮКВ (Brunet et al., 2002)

Дивергентная стадия (средняя юра – эоцен) начиналась с рифтогенного этапа (I). Раскол континентальной коры на рубеже ранней и средней юры (J_1-J_2) и расхождение микроконтинентальных блоков от края эпигерценской платформы (причленившихся к ней в триасе) привели к раскрытию системы кулисообразно расположенных трогов. В байос-бате на их базе образовалась узкая морская впадина с новообразованной базальтовой корой и континентальными окраинами (рис. 12). Далее синхронно с сужением Мезотетиса, субдукцией его коры под Анатолийско-Закавказско-Иранский блок микроконтинентов и заложением Малокавказской вулканогенной островной дуги (ОД) в теле последних рифтогенная впадина расширялась. В промежутке времени поздняя юра – ранний мел (этап II) (J_3-K_1) она эволюционировала в обширное БКОМ (Зоненшайн и др., 1990). Расширение моря сопровождалось затоплением и пассивным погружением его северного борта, где формировались континентальные склоны. Южный его борт образовался на северных активных (островодужных) окраинах Закавказского и Иранского микроконтинентов, где периодически изливались известково-щелочные магмы. В пределах Южно-Каспийского сегмента в позднеюрско-раннемеловом периоде происходило расширение окраинного моря, где в мелководной обстановке накапливались карбонатно-терригенные комплексы. Здесь возник глубокий прогиб, оказавшийся весьма устойчивым на протяжении всех этапов эволюции.

Промежуток времени поздняя юра – эоцен (J_3-P_{g2}) в эволюционном развитии окраинного моря соответствовал этапу (III) максимального его расширения и углубления. Для конца этого этапа были характерны ослабление тектонической и вулканической активности на окраинах микроконтинентов, приостановка расширения и стабильно высокий уровень окраинного моря.

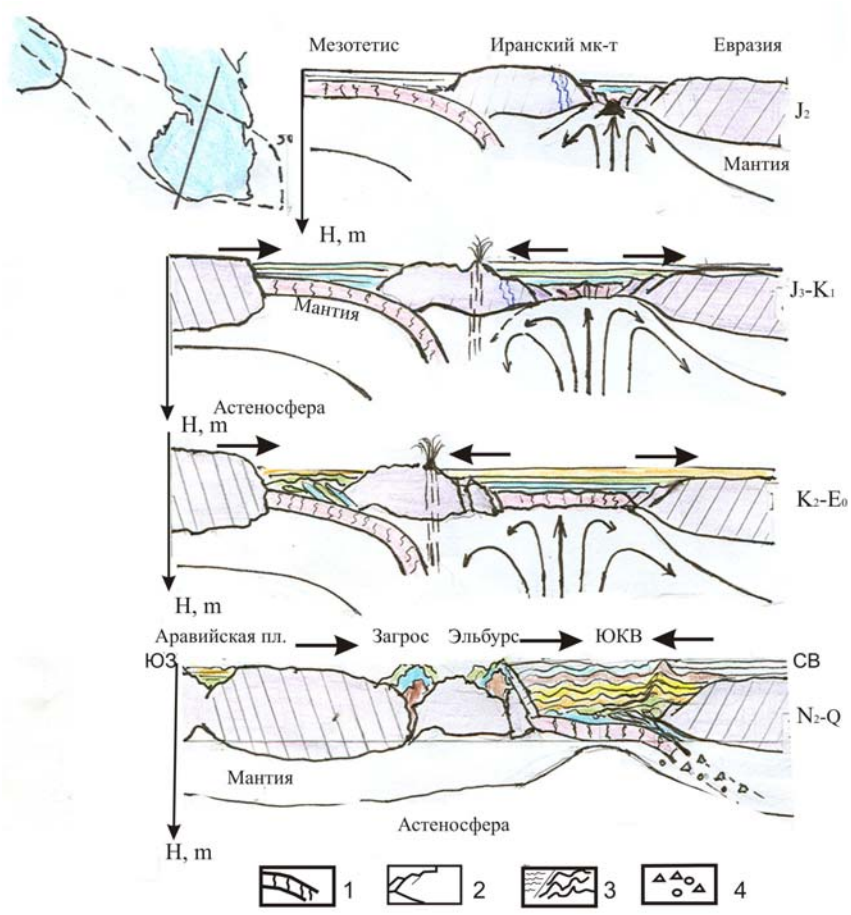


Рис. 12. Модели земной коры на этапах раскрытия рифтогенного трога (а), образования (б) и расширения (в) Большекавказского окраинного моря и экстремального сокращения и прогибания его Южно-Каспийского реликта.

Таким образом, в БКОМ до олигоцена протекали почти те же геодинамические процессы, которые протекали в кайнозое в современных окраинных (задуговых) морях. Они полностью согласуются с классической моделью Карига (Karig, 1974) о поэтапном развитии впадин в окраинных морях.

В олигоцен-раннемиоценовом периоде в регионе существовал частично изолированный от мирового океана бассейн со стагнантными условиями осадконакопления, где накапливались высокобитумозные черные глины.

На конвергентной стадии перемещение микроконтинентов на север под давлением Аравийского клина привело к сокращению и фрагментации БКОМ, поглощению большей части его консолидированной коры. Далее каждый сегмент БКОМ развивался сугубо индивидуально. Вдоль границ сближения плит возникли складчатые пояса, будь то зона субдукции с аккреционной призмой, или зоны континентальных столкновений с ростом гранито-гнейсовых выступов.

Активная субдукция КК имела место до позднего миоцена, т.е. до столкновения Закавказского микроконтинента со Скифской плитой и восточного фланга Иранского микроконтинента с Туранской плитой. В областях столкновения плит началось интенсивное воздымание горных сооружений обрамления. В среднем миоцене обособились глубоководные бассейны с океанической корой – реликты БКОМ: Восточно-Черноморская и Южно-Каспийская впадины, разделённые Закавказским микроконтинентом (этап IV) (рис. 13). Основную роль в сохранении Южнокаспийского реликта сыграли геометрия Закавказского и Иранского микроконтинентов и геодинамические процессы, приведшие к их столкновению с СТП. На западе от ЮКВ прижатый к платформе Закавказский микроконтинент сыграл роль буфера между ней и подпирающим с юга Анатолийско-Иранским блоком микроконтинентов. А восточный фланг Иранского микроконтинента, столкнувшись с Туранской платформой, послужил своего рода «упором», затормозил дальнейшее сокращение ЮКВ и способствовал росту Копетдага.

В позднем миоцене в областях контакта плит усилились силы воздымания и тангенциального сжатия горно-складчатых сооружений, происходило сближение южной цепочки горных систем (Малый Кавказ, Талыш, Эльбурс) с северной цепочкой (Большой Кавказ и Копетдаг). Сближение и рост горных систем компенсировались погружением и заполнением обломочным материалом межгорных территорий и сокращением седиментационных бассейнов (рис. 13).

Рубеж миоцена-плиоцена является весьма показательным не только для эволюции Прото-Каспия, но и для компоновки континентальных блоков во всем центральном сегменте АГПП. В это время в связи с раскрытием и расширением Красного моря резко возрастало распирающее давление Аравийского клина на находящиеся перед ней микроконтиненты. Колоссальные сжимающие силы с юга способствовали поддвигово-надвиговым процессам в зоне столкновения микроконтинентов, еще большему росту гор и экстремальному сжатию Южно-Каспийского бассейна. Горизонтальное сжатие и огромная изостатическая нагрузка мощной доплиоценовой осадочной толщи (более 15км) сверху дали резкий импульс для изгиба и субдукции консолидированной коры ЮКВ под СТП. Образовался желоб – глубокий прогиб на северном борту впадины перед фронтальной поверхностью континентального склона платформы. Быстрое оседание коры в зоне ее субдукции на рубеже понт – ранний плиоцен привело к резкому понижению уровня моря (до 700-1000 м). Воды обширного понтического бассейна стягивались в замкнутое море/озеро, где шла лавинная седиментация благодаря поступлению громадного количества осадочного материала крупными (Палео-Волга, Палео-Узбой, Палео-Кура) и десятками мелких рек. В верхнем плиоцене (акчагыльский век) в связи с кратковременным повышением уровня моря была возобновлена связь с Мировым океаном.

В квартере вновь образовался замкнутый, глубоководный бассейн в Южном Каспии – реликтовая котловина с шельфово-бассейновой топографией.

Таким образом, начиная с квартера, Восточно-Кавказская, Южно-Каспийская и Копетдагская ячеи моря находятся на разных уровнях развития. Области Кавказа и Копетдага олицетворяют орогенный (коллизионный) этап (VI). Области Куринского и Западно-Туркменского

прогибов на фоне экстремального сжатия литосферы испытали подъем и замыкание. Произошло полное осушение седиментационных бассейнов и переход к континентальному режиму (этап V). Осадочный материал из КП и ЗТП выдавливался вбок – в сторону ЮКВ, где резко утяжелела земная кора. Прерванный на IV этапе в ЮКВ геотектонический цикл еще продолжается. В ней в настоящее время продолжаются процессы сжатия земной коры, субдукция консолидированной коры и некомпенсированного осадконакопления с проградацией терригенных отложений на бортах.

Итак, как показывает исследование, начиная от средней юры, до квартера включительно в регионе существовало несколько тектонотипов ОБ, сменивших друг друга в пространстве и во времени, а именно: рифтогенный (средняя юра), окраинно-морской (верхняя юра – эоцен), частично изолированный от мирового океана глубоководный бассейн со стагнантными условиями осадконакопления (олигоцен – ранний миоцен), молассовые бассейны межгорных и предгорных депрессий (средний миоцен – квартер) и глубоководный некомпенсированный бассейн Южного Каспия (плиоцен-квартер).

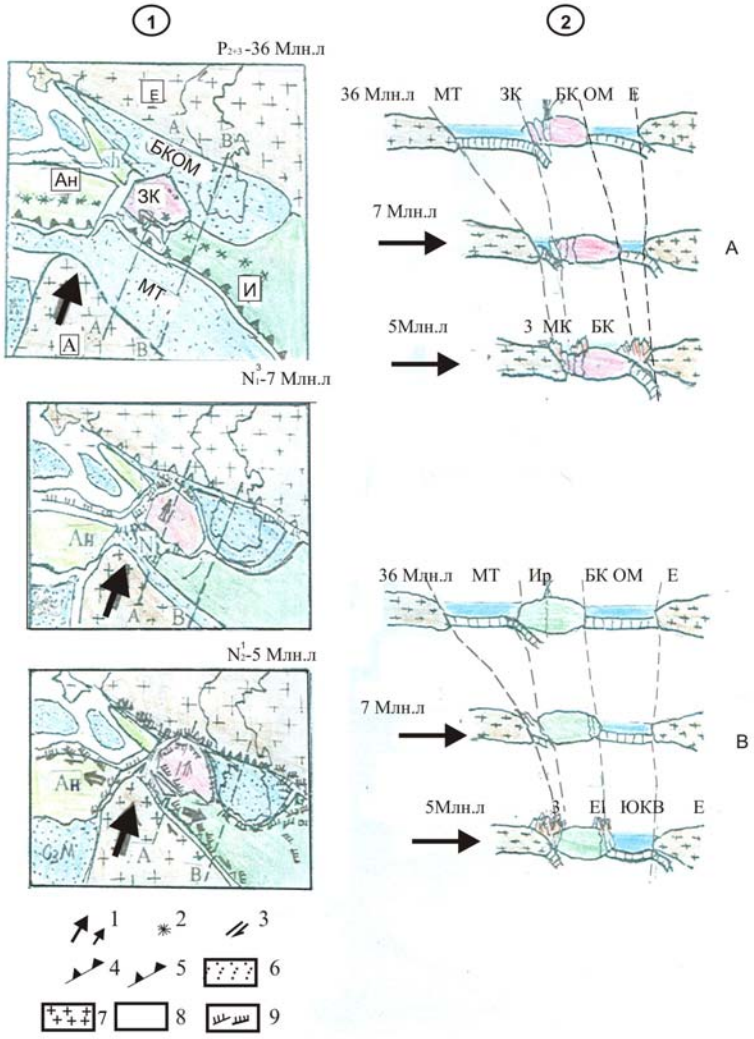


Рис. 13. Геодинамика Кавказско-Южно-Каспийского региона 36, 7 и 5 млн.лет назад. Тектоническое положение платформ и микроконтинентов на плане (1), то же самое на региональных разрезах по линиям А-А/ и В-В/ (2)
1 – направления движений плит; 2 – островодужные вулканы; 3 – сдвиговые разломы; 4 – глубинные разломы; 5 – линия субдукции; 6 – ОБ с океанической корой; 7 – евразийская (Е) и Аравийская (А) платформы; 8 – Иранский (И), Анатолийский (АН) Транскавказский (Т-С), N – Нахчыванский, Sh – им.Шатского микроконтиненты; 9 – складчатые зоны; БКОМ – Большекавказское окраинное море; МТ – Мезотетис, C_3M – Средиземное море; Горные системы: З – Загрос, МК – Малый Кавказ, Al – Альборс

Таким образом, ССА и региональный геодинамический анализ с позиции ТЛП, дополняя друг друга, позволяют представить современный ЮКМБ как интегральный бассейн, состоящий из разнотипных элементарных бассейнов в виде эволюционного ряда в рамках одного геотектонического (альпийского) цикла.

В результате эволюции литосферы в регионе формировался уникальный нефтегазоносный мегабассейн, отличающийся от внутренних и окраинных морей по ряду параметров и показателей. Осадочный бассейн Южного Каспия имеет самую тонкую консолидированную кору (6-8 км), самую большую мощность осадочного чехла (25-30 км) и характеризуется самой малой средней скоростью (2,0-4,2 км/с) продольных сейсмических волн. В большинстве осадочных бассейнов мира отношение мощностей осадочного чехла и консолидированной коры близко к единице (0,8-1,2), и только в ЮКВ это отношение равно 3-4. Низкие средние скорости в осадочных толщах и даже инверсия скоростей в некоторых интервалах разреза обусловлены очень быстрым погружением земной коры в позднем кайнозое, когда накапливалось больше половины терригенных осадков (особенно в плиоцен-квартере). Из-за быстрого погружения фундамента впадины пористые обломочные, преимущественно песчано-алевритовые толщи неогена сохранили свои коллекторские свойства.

ЮКВ и ее центриклинальные прогибы характеризуются обильными нефтегазопроявлениями, высокой плотностью открытых месторождений углеводородов, грязевым вулканизмом. Все это позволяет отнести их к числу богатейших и наиболее перспективных осадочных бассейнов мира.

Разрезы ЮКВ отличаются значительной мощностью и стратиграфической последовательностью, тогда как на периферии (в КП и ЗТП) фиксируются длительные перерывы в осадконакоплении.

Современная тектоническая активность (частые глубокофокусные землетрясения на границе с платформой и мелкофокусные – в пределах бассейна, грязевой вулканизм, нефтяные пятна, газовые выбросы и т.д.) свидетельствует о продолжении геодинамических процессов сжатия литосферы, нагнетания пластических масс и складкообразования.

ЛИТЕРАТУРА

АДАМИЯ, Ш.А., АСАНИДЗЕ, Б.З. ПЕЧЕРСКИЙ, Д.М. 1982. Геодинамика Кавказа. В. сб.: *Проблемы геодинамики Кавказа.* Наука, Москва, 13-21.

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

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

ГУЛИЕВ, И.С., ПАВЛЕНКОВА, Н.И., РАДЖАБОВ, М.М. 1988. Зона регионального разуплотнения в осадочном чехле ЮКВ. *Литология и полезные ископаемые* 5, 130-136.

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

КУКАЛ, З. 1987. Скорость геологических процессов. Мир. Москва. 300.

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

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

МАМЕДОВ, П.З. 1984. Некоторые результаты применения принципов сейсмостратиграфии при изучении нижней границы ПТ в пределах Абшеронского архипелага. *Нефтегазовая геология и геофизика*. ВНИИОЭНГ, Москва, 11, 20-23.

МАМЕДОВ, П.З. 1992. Сейсмостратиграфические исследования геологического строения осадочного чехла Южно-Каспийской мегавпадины в связи с перспективами нефтегазоносности. Автореферат докторской диссертации. 50.

МАМЕДОВ, П.З. 2002. Происхождение и геодинамическая эволюция ЮКВ. В сб.: *Сейсмология и факторы снижения сейсмического риска*. Баку, 98-99.

МАМЕДОВ, П.З. 2006. Особенности земной коры ЮКВ в свете новых геофизических данных. *Изв. НАН Азербайджана. Науки о Земле*, 3, 36-48.

МАМЕДОВ, П.З. 2007. Сейсмостратиграфические (возрастные) подразделения осадочного чехла ЮКМБ. *Стратиграфия и седиментология нефтегазоносных бассейнов НАНА, отделение наук о Земле*, 1, 102-117.

МАМЕДОВ, П.З. 2008. О причинах быстрого прогибания земной коры в ЮКВ. *АНХ,* 1, 8-20.

МАМЕДОВ, П.З. 2009. Изучение земной коры ЮКМБ по данным сверхглубинной сейсмометрии и сейсмостратиграфических исследований. В сб.: *Каталог сейсмопрогнозных наблюдений на территории Азербайджана за 2008 год*. Баку, 134-147.

МИТЧЕЛЛ, А. И РЕДИНГ, Х. 1985. Осадконакопление и тектоника. В кн.: *Обстановки осадконакопления и фации*.II т., 227-283.

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

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

СЕЙСМИЧЕСКАЯ СТРАТИГРАФИЯ. I и II тома. 1982. Мир. Москва. 840.

СОКОЛОВ, Б.А. 1985. Эволюционно-динамические критерии оценки нефтегазоносности недр. Недра. Москва. 1-166.

ШЛЕЗИНГЕР, А.Е. 1998. Региональная сейсмостратиграфия. Научный Мир. Москва. 145.

ШРЕЙДЕР, А.А., КАЗЬМИН, В.Г., ЛИГИН, В.Г. 1997. Магнитные аномалии и проблема возраста котловины Черного моря. *Геотектоника,* 1, 59-70.

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

ЯКОБСОН, А.Н. 2000. Литосфера Южного Каспия. Томографическая модель. Недра. Москва. 57-64.

ЯНШИН, А.Л., АРТЮШКОВ, Е.В., ШЛЕЗИНГЕР, А.Е. 1997. Основные типы крупных структур литосферных плит и возможные механизмы их образования. *Доклады АН СССР*, *Геология*, 5.

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

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

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

DERCOURT, J., ZONENSHAIN, L.P. et al. 1986. Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs sinse the Lias. *Tectonophysics*, 12, 241-315.

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

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

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

GREEN, T., ABDULLAYEV, N., HOSSASK, J., RILEY, G., ROBERTS, A. 2009. Sedimentation and subsidence in the South Caspian Basin, Azerbaijan. *The Geological Society*, Special Publications, London, 312, 241-260.

JACKSON, J.A., PRIESTLEY, E., ALLEN, M.B. BERBERIAN, M. 2001. Active tectonics of the South Caspian Basin. *Central Asia project report,* 17, 45. *Geophisical Journal Internasional,* 148, 214-245.

KARIG, D.E. 1974. Evolutions of arc systems in the western basific. *Annual reviews of Earth and Planetary*. *Sci.*, 2, 51-75.

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

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

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

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

MAMEDOV, P. 2004. Genesis and Seismic stratigraphic model of the South Caspian Megabasin architecture. South Caspian Basin: geology, geophysics, oil and gas content. Nafta-Press. Baku. 150-164.

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

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

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

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

SENGOR, A.M.C. 1984. The Cimmeride orogenic system and the tectonics of Eurasia. *Geological Society of America Special Paper,* 195, 181-241.

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

STEEKLER, M.S. AND WATS, A.B. 1978. Subsidence of the Atlantic type continental margin off New York. *Earth and Planetary Science Letters*, 41, 1-13.

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

VAIL, P.R., MITCHUM, R.M., THOMPSON, S. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 3 and 4. *Seismic stratigraphy*, *AAPb memoir*, 26, 83-97.

© А.А.Фейзуллаев. 2010

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ В СИСТЕМЕ ОСАДОЧНАЯ ПОРОДА – ФЛЮИД В ЮЖНО-КАСПИЙСКОМ БАССЕЙНЕ В СВЯЗИ С ОНТОГЕНЕЗОМ НЕФТИ И ГАЗА

А.А.Фейзуллаев

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

В статье на фоне анализа достижений зарубежных исследователей по исследуемой проблеме рассматриваются физико-химические взаимодействия и свойства осадочной среды Южно-Каспийского бассейна на всех этапах онтогенеза нефти и газа. Показано, что эволюция указанного бассейна и сопровождающие ее такие природные процессы, как неравновесное уплотнение, образование аномально-высоких давлений, диапиризм и грязевой вулканизм, активная флюидодинамика, сопровождаемая фазовыми переходами, находят свое отражение в физических и химических параметрах флюидов и вмещающих их пород.

Введение

Достижения в области наук о Земле во второй половине XX века настолько расширили наши представления о процессах концентрации и рассеивания минеральных веществ в земной коре, что стало очевидным единство многих фундаментальных законов, контролирующих генерацию, миграцию и аккумуляцию промышленных скоплений полезных ископаемых, в том числе нефти и газа.

Онтогенез нефти и газа представляет собой очень сложный и длительный, многоэтапный процесс, включающий:

- накопление в бассейне, где наблюдаются нисходящие тектонические движения осадков, в том числе богатых органическим веществом (ОВ), которое является прародителем углеводородов (УВ);
- литогенез и диагенез осадков, сопровождающийся образованием биохимического метана;
- катагенез пород и ОВ с образованием нефти и газа;
- процесс эмиграции УВ из материнской породы в породы-проводники (первичная миграция) и далее миграция и аккумуляция их в ловушках, с формированием залежи/месторождения УВ.
- метагенез пород, ОВ и крекинг нефти с образованием высокотемпературного метана;
- переформирование или даже разрушение первичных залежей в зависимости от условий сохранения скоплений УВ.

Весь этот процесс онтогенеза нефти и газа сопровождается целым рядом таких сопутствующих физико-химических процессов, как:

- отжатие седиментационных вод из осадков в процессе их уплотнения и литификации;
- фазовые переходы в процессе субвертикальной миграции флюидов;
- термальный процесс дегидратации глинистых минералов (преобразование смектита в иллит), сопровождающийся выделением межслоевой воды;
- формирование в бассейнах с высокой скоростью осадконакопления аномально-высоких флюидных давлений, обусловленное неравновесным уплотнением осадков, образованием УВ в массивных глинах, трансформацией глинистых минералов и т.д.;
- внедрение в осадочный комплекс высокотемпературных флюидов из консолидированной земной коры и, возможно, мантии.

Все вышеуказанные процессы, действуя в комплексе, приводят к различным физико-химическим взаимодействиям между компонентами среды и к соответствующим изменениям ее свойств в системе осадочная порода – флюид, которые в последние годы активно изучаются специалистами широкого профиля.

В данной статье на фоне анализа достижений зарубежных исследователей по исследуемой проблеме рассматриваются физико-химические взаимодействия и свойства оса-

дочной среды Южно-Каспийского бассейна (ЮКБ) на всех этапах онтогенеза нефти и газа.

О зарубежном опыте изучения проблемы

Физико-химические взаимодействия в системе флюид – вмещающие их породы в осадочных бассейнах наблюдаются на всех стадиях их эволюции и онтогенеза углеводородов. Уже на стадии сноса и накопления в морском водоеме осадков, органических и растительных остатков, последующего их литогенеза и диагенеза в флюидно-породной системе происходят различные физико-химические взаимодействия между компонентами ее вещественного состава (Jones, 2001; Seewald, 2003).

Комбинация придонной анаэробной среды с высокой биопродуктивностью в верхних аэрированных слоях воды морей и океанов определяет формирование в морских осадках стабильной парагенетической ассоциации органического вещества, фосфора и других металлов, как например, отложения органогенного фосфата (Пеньков, 1989; Горжевский и др., 1990; Monson and Parnell, 1992; Kochenov and Baturin, 2002), и металл-силикат-органические взаимодействия в период формирования нефтяных сланцев в умеренных сульфат-восстанавливающих условиях (Pfendt et al., 1990).

Другим широко известным геологическим феноменом является сингенетичное или раннедиагенетическое обогащение ураном насыщенных ОВ черных глин (Bates and Strahl, 1958; Swanson, 1960; Turekian and Wedepohl, 1961; Breger and Brown, 1963). Так, если в обычных глинах среднее содержание урана составляет 3-7 ppm, то в черных глинах среднее содержание его изменяется от 3 до 1244 ppm (Ronov and Migdisov, 1971; Degens et al., 1977; Olson, 1982). Такая ассоциация ОВ (торф, уголь, кероген, битум) с ураном объясняется способностью ОВ извлекать уран из раствора с последующей концентрацией его в кислородсодержащих функциональных группах в форме урано-органических комплексов (Eakin, 1989).

В зависимости от условий накопления осадков (континентальные, мелководные или глубоководные морские) в них преобладают либо окислительные, либо восстановительные реакции. Цвет пород является одним из наиболее очевидных индикаторов этих процессов. Хотя вопрос – Когда и как формируется широкий диапазон цветов осадочных пород? – длительное время является предметом научных дебатов, однако доминирует мнение, что окраска пород имеет в основном диагенетическое происхождение (McBride, 1974; Fichter et al., 1991; Winkler, 1997).

Красные или красно-бурые песчаники, известняки или сланцы являются производными кислой среды (условия речных каналов, пойм рек и мелководного моря). Зеленые цвета означают окружающую среду с недостатком кислорода, часто ассоциирующимся с морскими средами. Породы темно-серого до черного цвета отражают бескислородные (анаэробные) условия осадконакопления (глубоководную или болотистую окружающую среду), формирующие отложения, богатые ОВ.

Железо – наиболее общий и самый сильный пигмент в осадочных породах. Являясь функцией количества и степени окисления, оно может служить причиной широкого диапазона цветов. Соединения трехвалентного железа (Fe_2O_3-окись железа) производят красные, фиолетовые и желтые цвета (от минералов подобно гематиту и лимониту). Двухвалентное железо (FeO – закись железа) производит зеленоватые цвета (Fichter et al.,1991). Однако цвет большинства осадочных пород и почв зависит от различных количеств главным образом аморфной гидроокиси (гидрата окиси) железа ($Fe_2O_3 \cdot nH_2O$) (Winkler, 1997).

Установлено, что переход окиси железа в закись может происходить при непосредственном участии органических соединений (Patnode, 1941; Карцев, 1978; Shebl and Surdam, 1996) по схеме:

$$Fe_2O_3 + CnHn = FeO + CO_2 + H_2O$$

В окислительно-восстановительных реакциях железо, как правило, выпадает в осадок и может быть представлено как вторичный цемент. Установлено, что многие брекчии, конгломераты и песчаники часто цементируются красновато-коричневым межзерновым цементом (Winkler, 1997), природа, распределение и геометрия которого – важные

параметры, определяющие емкостно-фильтрационные свойств резервуара. Цементация, уменьшая объем пор, действует как барьер для миграции флюидов, может даже привести к разобщению пород в резервуаре (Gibbons et al., 1993; Prosser et al., 1993).

Саморазвитие осадочного бассейна, испытывающего непрерывное погружение, сопровождается прогрессивным увеличением температур. В условиях низких температур (до 60-80^{0}C) преобразование ОВ происходит в основном с участием микроорганизмов и образованием биохимического метана с легким изотопным составом углерода (ИСУ) метана – верхняя главная фаза газообразования (ГФЗ) (Вассоевич, 1974). Как правило, этот метан не сохраняется и разгружается в атмосферу. Однако известны факты, когда благодаря благоприятным для сохранения этих газов условиям (зоны вечной мерзлоты, наличие литологически- и стратиграфически-ограниченных ловушек) образуются их промышленные скопления (месторождения в Зап.Сибири, Италии, Канаде, Японии).

Выявлено необычное свойство этих газов формировать в присутствии воды и при соответствующих температурах (< 4^{0}C) и давлениях скопления УВ газов в твердой фазе, так называемые газогидраты (Васильев и др., 1970). Такие условия существуют на дне морей и океанов и в зонах вечной мерзлоты. Впервые месторождение газогидратов было выявлено Андреем Трофимуком с коллегами еще в 1975 году. Энергетические ресурсы газогидратов оцениваются цифрой, превышающей их количество во всех остальных видах топлива, вместе взятых. Природные термобарические условия газогидратов находятся вблизи границ их устойчивости, и поэтому даже относительно небольшие изменения условий могут привести к разложению природных газогидратов, сопровождаемому неконтролируемыми выбросами газа в атмосферу, взрывами, пожарами, многократным усилением парникового эффекта, а также могут явиться причиной механической неустойчивости инженерных сооружений (Истомин, Якушев, 1992).

Установлено, что при гидратообразовании наблюдается процесс фракционирования, который проявляется, в частности, в обогащении УВ газовой фазы гидрата пропаном и бутаном, разделении изотопов воды и газов, опреснении воды, захватываемой при гидратообразовании из океанской/морской среды (Бык и Фомина, 1970; Трофимук и др., 1974).

При достижении температур в недрах определенных значений происходит интенсивное преобразование керогена в нефть («нефтяное окно» или «главная фаза нефтеобразования» (ГФН) с верхней пороговой температурой около 100^{0}C), крекинг остаточного керогена и нефти в газ (нижняя ГФЗ с верхней пороговой температурой около 150^{0}C) (Вассоевич, 1969;1974; Cooles et al., 1985; Mackenzie and Quigley, 1988; Wood, 1988; Соколов и Старостин, 2000).

Формирование глубоких флюидов практически всегда сопровождается фазовыми переходами в системе флюид – порода. Эти взаимосвязанные процессы при переменных во времени термодинамических условиях приводят к частичному или полному преобразованию как флюида, так и вмещающих их пород: существенному изменению емкостных и фильтрационных свойств пород, химического и газового состава флюидов, минералообразованию и т.д.

В силу многообразия и неоднородности минералого-литологического состава пород, неоднородности теплового и флюидодинамического полей, неоднородности поля напряженности эти процессы протекают с разной интенсивностью и с разными последствиями в каждой точке пространства, что формирует существенную неоднородность многих геологических и физических полей.

Проведенными исследованиями и модельными экспериментами выявлена каталитическая роль минеральной матрицы осадочных пород в реакциях крекинга керогена (Brooks, 1952; Клубова, 1965; Johns and Shimoyama, 1972; Johns, 1979; Davis and Stanley, 1982; Li et al., 1998). Установлено, что при термодеструкции органического вещества минералы способствуют увеличению выхода жидких УВ продуктов, снижению содержания смолисто-асфальтеновых веществ, преобладанию термодинамически стабильных изомеров УВ.

Так, экспериментами по пиролизу изолированного керогена и керогена в смеси с

глинистыми минералами и солью установлено, что монтмориллонит и карбонат калия (K_2CO_3) активизируют трансформацию керогена, увеличивая выход газа и легких УВ. Монтмориллонит, кроме того, снижает выход тяжелых УВ, удерживая их на поверхности минералов. Интенсивное образование пиролизата при термолизе ОВ в среде воды установлено и в присутствии карбоната кальция (Eglinton et al.,1986). Однако существует мнение, что наибольшее количество жидких нефтеподобных продуктов образуется в присутствии кварца и монтмориллонита (Савельев, 2005).

ГФН с позиций геохимии подземных вод выступает как этап максимального обогащения подземных вод микроэлементами, органическими веществами, с увеличением в составе водорастворенных газов, тяжелых УВ при одновременном уменьшении концентрации метана, утяжеления изотопного состава углерода метана свободных и водорастворенных газов (Матусевич и Попов, 1982).

Образующиеся УВ, закономерно являясь составной частью вертикальных флюидных потоков, мигрируют по трещинам и порам вверх по разрезу, попадая в породы-резервуары, и в конечном итоге – в ловушки. Установлено, что в каналах миграции и резервуарах молодых мобильных бассейнов, характеризующихся активной флюидодинамикой, нефть, вода и газ находятся в непрерывном взаимодействии (Helgeson et al., 1993). В частности, в процессе миграции газы вымывают из пород, насыщенных нефтями, ее легкие фракции (Whelan, 2001), а жирные УВ газы, мигрируя через плохопроницаемые породы, теряют тяжелые компоненты и становятся более «сухими».

Объектом наибольшего внимания ученых и специалистов являются физико-химические процессы, происходящие в нефтегазовом резервуаре, которые изучаются в рамках относительно нового направления «Геохимия резервуаров» (Larter et al., 1997).

Геохимия нефтяных и газовых резервуаров направлена на установление пространственно-временных химических изменений нефтегазовых и водных фаз, а также вмещающих их пород. Цель состоит в том, чтобы понять эти изменения в результате влияния таких процессов, как диффузное и конвективное смешивание, гравитационная и термальная дифференциация, фазовые переходы, биодеградация и утечки. Важная практическая цель состоит в том, чтобы использовать эту информацию, для выявления в резервуаре зон с низкой проницаемостью, что имеет важное значение при добыче углеводородов. В разработке месторождений нефти и газа «геохимия резервуара» уже утвердилась как самостоятельный чрезвычайно полезный инструмент, помогая в выборе наиболее эффективной технологии применительно к конкретным геологическим условиям (England, 2007).

Хотя в классической теории нефтегазовой геологии до сих пор считалось, что нефть нейтральна и практически не реагирует с вмещающими ее породами и не влияет на их петрофизические свойства, однако результаты исследований последних лет указывают по меньшей мере на неоднозначность этого утверждения.

Миграция и распределение сырой нефти, газа и пластовой воды в пористой среде нефтегазовых резервуаров контролируются в значительной степени взаимодействиями, которые наблюдаются на поверхности раздела различных флюидов и пород.

Большую роль в онтогенезе нефти играет вода, которая, внося водород и кислород и насыщенные кислородом продукты-окислители, способствует физико-химическим реакциям, не возможным в сухих средах.

В качестве примера, отражающего взаимодействие между нефтью и пластовой водой, можно привести результаты корреляции изотопного состава водорода (отношение D/H) около 50 образцов нефтей (различных их фракций) и находящихся в контакте с ними пластовых вод месторождений Австралии (Schimmelmann and Mastaler, 2001). Как видно из рис.1, отмечается заметная прямая корреляция между изотопными составами водорода воды и углерода различных фракций нефтей.

Несмотря на то, что многие аспекты геохимии нефтегазовых резервуаров начали исследоваться только недавно, однако уже имеются определенные достижения, описанные в многочисленных публикациях (Cuiec L., 1984; Bennett et al., 2005; Bennett and Larter, 2008 и др.). Установлено, что породы и их органические составляющие в нефтегазовых

резервуарах часто характеризуются как латеральными, так и вертикальными композиционными изменениями, которые контролируются геологическими и геохимическими условиями. Часто эти изменения «унаследованы» от процесса формирования месторождений, продолжающегося в молодых бассейнах до настоящего времени.

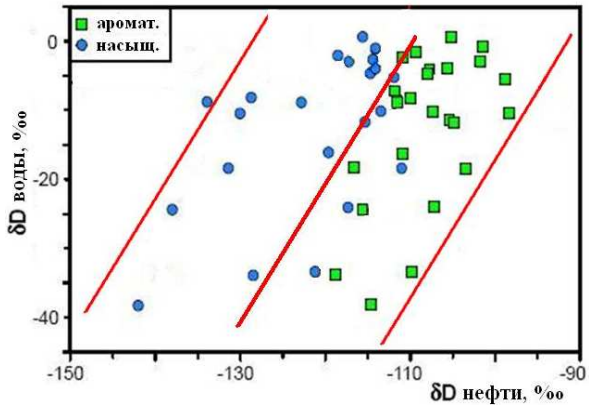


Рис. 1. Зависимость между изотопными составами водорода пластовой воды и углерода различных фракций нефти (Schimmelmann, Mastaler, 2001)

Изучение граничных взаимодействий в системе «порода – нефть – пластовая вода» имеет большое прикладное значение и применялось к решению таких проблем, как дестабилизация асфальтенов в нефтях, влияние изменение смачиваемости пород в месторождениях тяжелых нефтей в различных температурных условиях и т.д. (Rao, 2001).

Установлено, что высокомолекулярные, полярные фракции нефтей (смолы и асфальтены) богаты поверхностно-активными компонентами и они чувствительны к свойствам пород (Bennett et al., 2005; Bennett and Larter, 2008). В связи с этим представляют интерес экспериментальные исследования, выполненные M.A.Shebl и R.C. Surdama (1996), результаты которых показали, что существует значительный потенциал для окислительно-востановительных реакций между сырой нефтью и окисленными минеральными фазами пород. Нефть и минералы-окислители, приходя в контакт, в присутствии воды провоцируют окислительно-восстановительные реакции с образованием органических кислот, которые растворяют зерна матрицы и цемент (главным образом карбонатный), увеличивая пористость пород. В результате этих окислительно-восстановительных реакций в породе, насыщенной нефтью и водой, пористость образцов возрастает на 13-20% от первоначальной пористости. Особенно интересен тот факт, что использовавшиеся в эксперименте красные (окисленные) песчаники, содержавшие 10-25% карбонатного, ангидритового и межгранулярного глинистого цемента, после эксперимента приобретали серую или белую окраску, главным образом благодаря растворению карбоната (Shebl and Surdam, 1996).

Резкое уменьшение содержания карбонатного цемента как в песчаниках, так и в алевролитах нефтенасыщенной части коллектора было установлено на Федоровском месторождении в Западной Сибири (Сахибгареев, 1989).

Как полагает В.И.Созанский (1991), углеводороды, внедряясь в ловушки, разуплотняют и химически взаимодействуют с вмещающими породами, улучшая их коллекторские свойства. Действительно, на сегодняшний день уже накоплено множество фактов, свидетельствующих, что коллекторы в залежах нефти имеют более благоприятные емкостные характеристики, чем за их пределами (Шаронова и Шаронов, 1981; Михайлов и др., 1991; Pottorf et al.,1991; Shebl and Surdama,1996; Созанский,1991; Тараненко и др., 2001). Так, на некоторых площадях Волго-Уральского региона, в частности на Кукуйском месторождении, средняя пористость пород в залежи составляла 10,7 %, в законтурной части – 7,4 %; проницаемость в залежи более чем в 5 раз превышала проницаемость в законтурной части (Шаронова и Шаронов, 1981). Повышенную пористость и проницаемость в нефтенасыщенных коллекторах в сравнении с законтурной областью установили также И.М.Михайлов и др. (1991) на Кулешовском поднятии (Куйбышевское Поволжье), где на своде пористость составляла 20-30 %, а ниже водонефтяного контакта (ВНК) – 10-20 %.

Преобразование коллекторов в нефтяных залежах обнаружили также Е.И. Тараненко и др. (2001), которые отмечают, что в нефтегазовых залежах пористость и проницаемость пород выше, а объемная плотность и содержание цемента ниже, чем за его пределами.

Более высокую пористость и проницае-

мость в углеводородсодержащих породах в сравнении с водонасыщенными породами обнаружили также Pottorf R.J. и др. (1991). По результатам выполненного ими анализа образцов керна общий эффект позитивного влияния УВ на их пористость был оценен в порядка 2-3% от объема породы; эффект влияния на проницаемость был более значимый.

Взаимодействие флюидов и минеральной матрицы пород особенно контрастно на контакте воды и нефти (ВНК), где отмечены значительные изменения состава компонентов, pH и Eh, некоторых физических полей, содержания радия в подошвенных водах, концентрации низкомолекулярных органических веществ и микроэлементов (Матусевич, 1976; Щепеткин, 1986). ВНК выделяются повышенной плотностью нефти и более высоким содержанием цемента (Тараненко и др., 2001).

Изменения физико-химических свойств и состава нефтей обусловлены не только процессами, происходящими в зонах катагенеза и метаморфизма (в условиях высоких температур), но и в зонах гипергенеза-биодеградации на небольших глубинах. Биодеградация УВ – широко распространенное явление, которое установлено в большинстве осадочных бассейнов мира. Эти процессы наблюдаются при температурах в недрах не выше 70-80^{0}C и в присутствии соответствующего микробного сообщества (Connan, 1984; Lafargue and Barker, 1988; Bernard and Connan,1992; Head et al., 2003; Larter et al., 2005). Обнаруживаемые различия в деградации УВ на различных месторождениях, наиболее вероятно, обусловлены соответствующими различиями в микробных ассоциациях (Elias et al., 2007).

Биологическое разложение нефтей в глубокозалегающих резервуарах, характеризующихся анаэробными условиями происходит главным образом на или вблизи ВНК (Spormann and Widdel, 2000). Однако реальный механизм этого процесса остается пока не достаточно ясным (Huang et al., 2004).

Биодеградация сырой нефти в резервуарах приводит к существенному ухудшению качества остаточной нефти: значительному уменьшению ее объема, увеличению плотности, кислотности и вязкости нефти и содержания в его составе серы (Hunt, 1961; Volkman et al., 1984; Connan, 1984; Peters and Moldovan, 1993; Wenger et al., 2001; Head et al., 2003; Erstad et al., 2009), что делает добычу и переработку такой нефти более дорогостоящей (Head et al., 2003; Jones, 2008). Это явление ответственно за возникновение крупных залежей тяжелых нефтей и битумов. Хорошим примером являются обширные запасы вязкой нефти и битумов в северной части Западно-Канадского осадочного бассейна, где оцениваемые геологические запасы составляют 1,7 трлн. баррелей и размещаются в основном на трех месторождениях – Атабаска, Колд-Лейк и Пис-Ривер. В настоящее время Канада добывает более 1,2 млн баррелей битумов в день (Cold..., 2010).

Рядом авторов (Jeffrey et al., 1988), исследовавших геохимию нефтяных и газовых систем, установлено, что процессы преобразования нефти отражаются и на изотопно-геохимическом составе углеродсодержащих газов (Stahl, 1980; Jenden and Kaplan, 1987; Jeffrey et al., 1988).

Различие в физических свойствах вмещающей их среды обуславливает также дифференциацию флюидов в процессе их субвертикальной миграции с образованием УВ скоплений различного фазового состояния (нефтяных, нефтегазовых, газоконденатных, газовых) и их залегание в различных термобарических условиях. По данным многочисленных геотермических исследований нефтегазоносных бассейнов установлено существование положительных аномалий температуры, геотермических градиентов и тепловых потоков над залежами нефти и газа. Тепловые аномалии отчетливо проявляются в самих залежах и над ними, прослеживаясь с постепенным затуханием вплоть до приповерхностных слоев. Так замеры показывают, что температура в залежах может на 10-20°C превышать региональный фон. Причем газовые залежи сопровождаются более резкими положительными аномалиями, чем нефтяные (Тараненко и др., 2001).

Установлен также флюидный контроль сейсмо-волнового поля осадочного разреза (Wang et al., 1990; Batzle and Wang, 1992; Simmons and Backus, 1994; Klimentos, 1995). В качестве примера на рисунке 2 показано влияние различных флюидов на плотностно-скоростные свойства пород-резервуаров (Simmons and Backus, 1994).

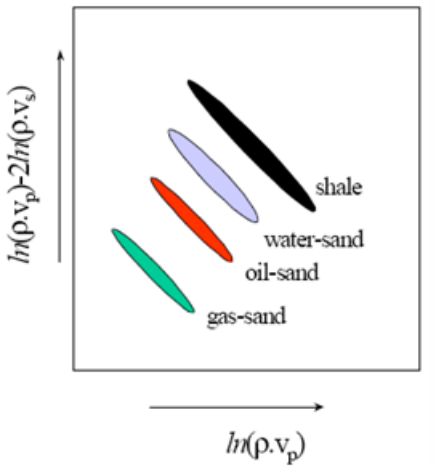


Рис. 2. Дифференциация пород, насыщенных различными флюидами путем комбинации поперечного (ρVs) и продольного (ρVp) импедансов

Зоны интенсивного процесса нефтегазообразования, сопровождающегося возрастанием значений поровых давлений, приводят к уменьшению интервальных скоростей упругих сейсмических волн на 30-50% (Добрынин, Серебряков, 1989).

О физико-химических процессах в осадочной толще ЮКБ

Южно-Каспийский бассейн (ЮКБ), расположенный в Альпийско-Гималайском тектонически-активном поясе, характеризуется уникальными особенностями истории развития и геологического строения земной коры: лавинной скоростью осадконакопления в плиоцен-четвертичное время, огромной мощностью осадочного чехла, где преобладают тонкопелитовые фракции пород, аномально-низкими градиентами температур. Как следствие, здесь пик катагенетической трансформации ОВ и генерации УВ опущен на значительные глубины, широко развиты аномально-высокие флюидные давления, диапиризм и грязевой вулканизм. Все эти процессы, а также сопутствующие им физико-химические взаимодействия в системе осадочная порода – флюид продолжаются до настоящего времени и могут наблюдаться в реальном масштабе времени.

Характер геологической эволюции ЮКБ определял региональные и локальные особенности происходящих здесь процессов на всех этапах онтогенеза нефти и газа. В процессе осадконакопления и формирования осадочной толщи ЮКБ, в том числе богатых органикой нефтегазоматеринских отложений и обладающих благоприятными емкостно-фильтрационными свойствами пород-резервуаров, принимали участие горно-складчатые массивы, окаймляющие впадину.

Изоляция ЮКБ в позднем миоцене от Черного моря и остальной части Паратетиса способствовала в аридном климате интенсификации процесса испарения, что привело к резкому понижению уровня моря. С позднего миоцена до современного времени бассейн заполнился осадками общей мощностью около 10 км, представленными аллювиальными, дельтовыми, мелководно-морскими до глубоководных, терригенными отложениями. Осадки поступали с севера по Палео-Волжской речной системе, с востока по Палео-Амударьинской речной системе и с запада по Палео-Куре.

Различие источников сноса осадочного материала и палеогеографических условий их накопления (изменение в пространстве и во времени скорости осадконакопления, глубины моря, климатических и геохимических условий) контролировали физико-химические свойства осадочной среды бассейна, имеющие как глобальный, так и местный характер.

Так, широко известный факт парагенезиса металлов и радиоактивных элементов с ОВ был обнаружен и в ЮКБ (Алиев и др., 2005; Hudson et al., 2008). Комплексным изучением естественных обнажений осадочных пород юго-восточного окончания Б.Кавказа (стратиграфический интервал юра-плиоцен) установлена прямая корреляция интегральной радиоактивности пород и концентрации металлов (молибден, ванадий и уран) с суммарным содержанием органического углерода (TOC) (рис.3).

Весьма специфические условия наблюдались в период формирования осадков главного нефтегазового резервуара ЮКБ в нижнеплиоценовое время. Различные источники и главные транспортные артерии (Палео-Волга, Кура и Амударья), поставлявшие материал во впадину, а также мелководные условия осадконакопления (особенно на восточном борту ЮКБ) определили пространственную гетеро-

генность нижнеплиценового резервуара. Одним из очевидных признаков является характерная красно-бурая окраска нижнеплиоценовых пород на восточном борту ЮКБ (туркменский сектор), в отличие от пород на западном борту бассейна (азербайджанский сектор).

Красная окраска пород КТ в ЮКБ может быть обусловлена несколькими причинами:

- результат размыва пестроокрашенных пород Большого и Малого Балхана, Западного Копет-Дага, основной речной водной артерией которых служила Палео-Амударья.

- преобладание в породах КТ окислительной обстановки осадконакопления и повышенное содержание окисленных форм железа: окиси (Fe_2O_3) и гидрата окиси ($Fe_2O_3 \cdot nH_2O$) железа.

- различие физико-химических процессов в породах, насыщенных разными флюидами (углеводородами, пластовой водой).

Рассматривая роль вышеотмеченных факторов, можно отметить нижеследующее.

Согласно мнению О.А.Арефьева и др. (1992), в породах КТ преобладала окислительная обстановка осадконакопления, и ОВ подвергалось глубокой биодеградации, что в свою очередь привело к необратимым химическим изменениям в его составе.

Действительно, сравнение результатов пиролиза пород ПТ и КТ по площадям Абшероно-Прибалханского порога показало, что ОВ в породах КТ обладает более высокой степенью окисленности – относительно более высокими значениями кислородного индекса (OI) и сравнительно более низким УВ потенциалом (суммарное содержание органического углерода (TOC), в сравнении с породами ПТ (рис.4).

Интересно, что при анализе распределения во вмещающих ОВ породах ПТ-КТ значений коэффициента окисления (отношение FeO/Fe_2O_3) отмечается обратная картина: в породах ПТ преобладает окисленная форма железа (табл.1). Иначе говоря, окислительно-восстановительные изменения ОВ и пород характеризуются обратно-пропорциональным равновесным состоянием.

Данные таблицы 1 позволяют также заключить, что происхождение красно-бурой окраски пород КТ связано не с повышенным содержанием Fe_2O_3, а, главным образом с содержанием аморфной гидроокиси (гидрата окиси) железа ($Fe_2O_3 \cdot nH_2O$), что согласуется с выводом А.А.Карцева (1978) о резкой обогащенности пород КТ гидроксидами железа.

Что касается окислительно-востановительных реакций между сырой нефтью и окисленными минеральными фазами пород и их значения в формировании цвета пород, то в связи с этим весьма интересны наблюдения А.А.Карцева (1978), согласно которым участки песчаников КТ, пропитанных нефтью, всегда окрашены в зеленовато-серый или синевато-серый цвет. В тех же частях пластов, где нефтяные углеводороды отсутствуют, они представлены бурыми и ржаво-красными разновидностями.

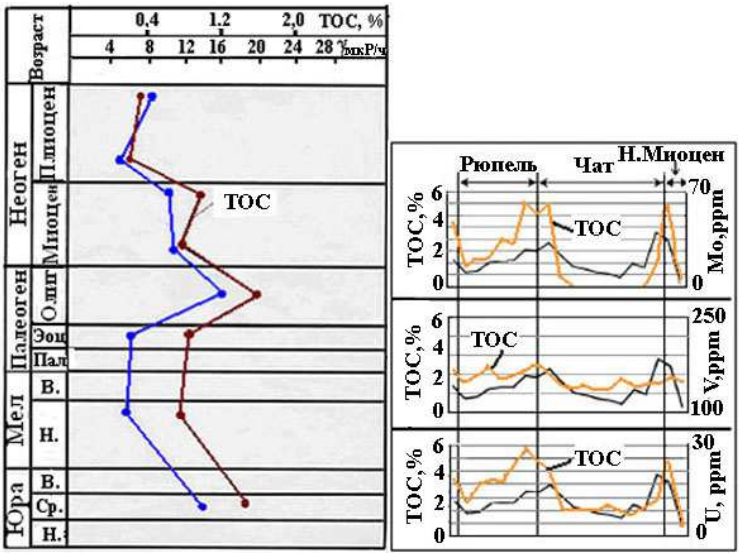


Рис. 3. Зависимость между радиоактивностью (слева), концентрацией металлов и содержанием TOC в осадочных породах естественных обнажений юго-восточного окончания Б.Кавказа

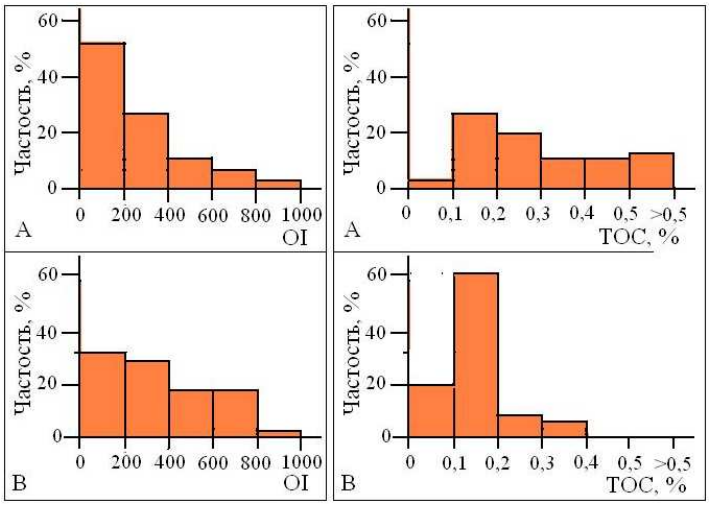


Рис. 4. Гистограммы распределения значений кислородного индекса (OI, слева) и суммарного содержания органического углерода (TOC) в породах ПТ (A) и КТ (B)

Таблица 1

Сравнение значений отношения FeO/Fe_2O_3 в породах ПТ и КТ

Месторождения Абшероно-Прибалханской зоны	**Интервал глубин, м**	**Кол-во анализов**	**FeO/Fe_2O_3**	
			Пределы	**Среднее**
Азербайджанский сектор	1275-4610	45	0,1-5,3	0,93
Туркменский сектор	1445-4820	44	0,4-33	3,1

Как отмечалось выше, этот вывод подтверждают экспериментальные работы M.A.Shebl и R.C. Surdama (1996), которые установили, что взаимодействие нефтей с окисленными минеральными фазами пород не только меняет окраску пород, но и улучшает их емкостно-фильтрационные свойства. Выполненный в связи с этим сопоставительный анализ коллекторских свойств пород ПТ и КТ по площадям Абшероно-Прибалханского порога подтверждает результаты вышеуказанных экспериментов.

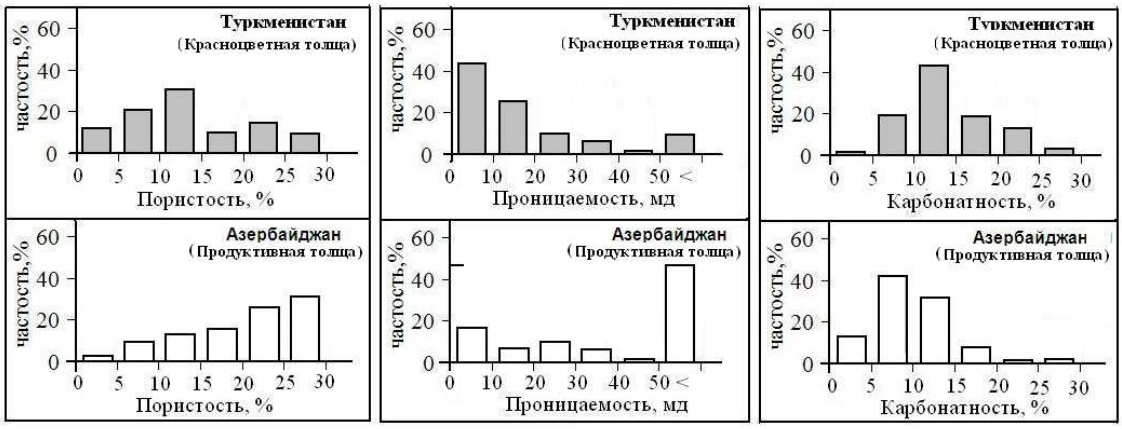


Рис. 5. Сравнительный анализ распределения значений петрофизических параметров пород ПТ и КТ по месторождениям Абшерон-Прибалханского порога

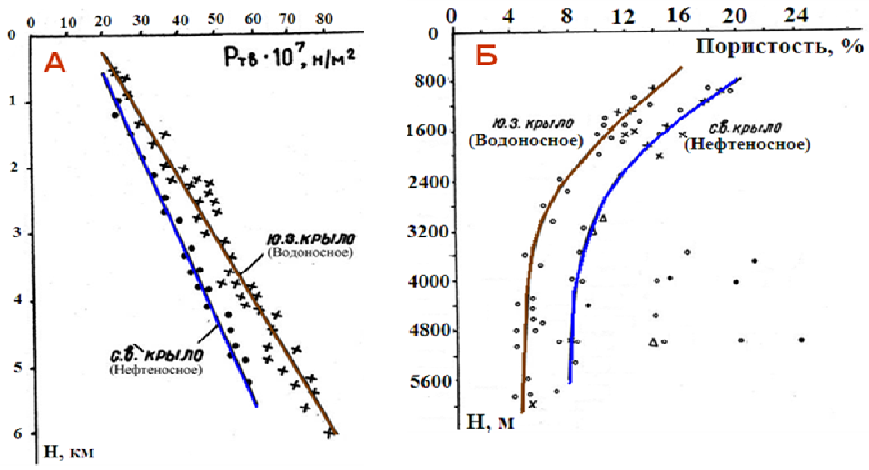


Рис. 6. Кривые изменения твердости (А) и пористости (Б) песчано-алевритовых пород ПТ с глубиной на площади Хара-Зиря (Иманов и др., 1981)

Как видно из представленных на рис. 5 гистограмм, по всем основным петрофизическим параметрам, отражающим коллекторские свойства пород (пористость, проницаемость и содержание карбонатного цемента) ПТ характеризуется более благоприятными показателями.

Приведенные выше данные позволяют заключить, что красноцветная окраска пород КТ восточного шельфа ЮКБ, вероятнее всего, имеет вторичный характер. Такого же мнения придерживаются и другие исследователи (Карцев, 1978; Арефьев и др., 1992).

Факт изменения свойств пород ПТ в присутствии нефти установлены и на других площадях ЮКБ (Хеиров, Даидбекова, 1977; Иманов и др., 1981) (рис.6 и 7).

Миграция УВ и сопровождающие ее физико-химические процессы также находят свое отражение в ЮКБ. Одним из известных факторов, характерных процессу миграции флюидов, является их различная фазовая проницаемость, что хорошо демонстрируют результаты экспериментальных исследований с использованием образцов пород ПТ (рис.8) (Иманов и др., 1991).

Другим явлением, наблюдающимся в процессе миграции УВ, является природный газохроматографический эффект.

Роль двух указанных выше факторов особенно контрастно проявляется в процессе миграции УВ газов по многокилометровому каналу грязевых вулканов, заполненных глинистой брекчией. Согласно оценкам зрелости этих газов по изотопному составу углерода этана (Фейзуллаев, Тагиев, 2008) очаг их приурочен к зоне жирных газоконденсатных газов (R_0=1,3-1,8%). Это находит свое подтверждение в особенностях процесса горения УВ во время извержения грязевых вулканов, когда УВ газы достигают поверхности по открытому каналу без газохроматографического эффекта. Жирный состав УВ газа отражается черным цветом продуктов горения УВ газов (рис.9) и обнаружением на поверхности вулкана застывших каплей жидких УВ, выпавших из горящего газа. Однако в спокойные периоды деятельности грязевых вулканов, благодаря совокупному действию природного газохроматографического эффекта и различной фазовой проницаемости флюидов, поверхности достигает практически только метан, и газы характеризуются абсолютно сухим УВ составом (95-100% CH_4).

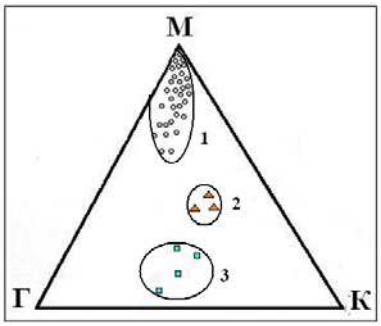


Рис. 7. Минералогический состав тонкопелитовой фракции песчаников ПТ Бакинского архипелага: Г-гидрослюда; М-монтмориллонит; К-каолинит: 1-водоносные; 2-водогазоносные; 3-нефтеносные (Хеиров и Даидбекова, 1977)

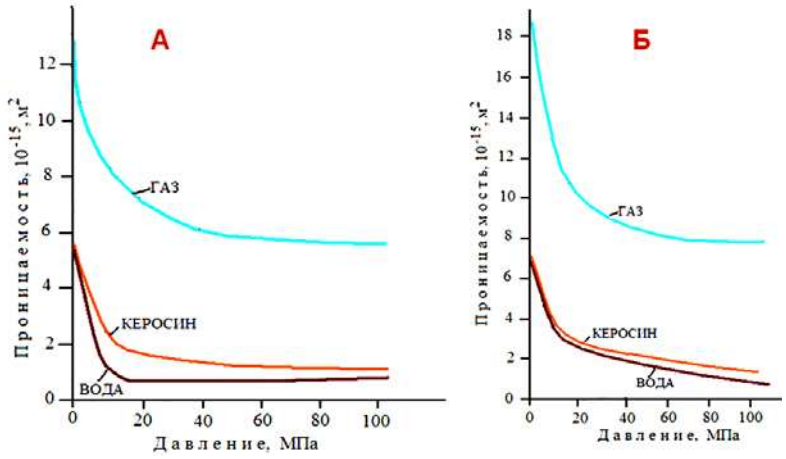


Рис. 8. Изменение проницаемости песчаника ПТ в зависимости от всестороннего давления и типа насыщающего флюида: А – НКП, скв. 14, глубина 3301-3306 м; Б – КаС, скв. 1, глубина 4055-4060 м

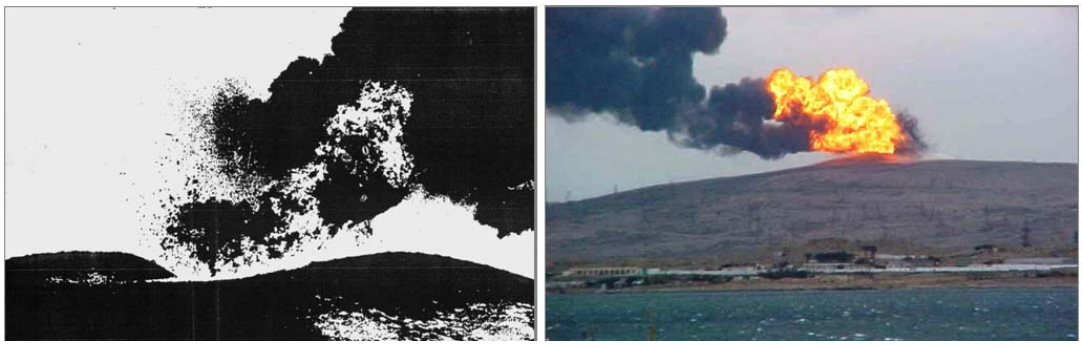


Рис. 9. Извержения грязевого вулкана Локбатан в 1997 (слева) и 2001 гг.

В конце 70-х годов специальными исследованиями в Южном Каспии впервые был установлен факт газогидратообразования (Гусейнов, 1991). Необычность этого явления заключалась в том, что газовые гидраты были обнаружены в жерлах подводных грязевых вулканов, где источником был не сингенетичный биохимический метан, а эпигенетические УВ газы зоны катагенеза.

Наличие газовых гидратов в глубоководной части Южного Каспия (глубина моря до 650 м) по 2D-сейсмическим данным впервые было обнаружено Диагонеску с соавторами (Diaconescu et al., 2001).

Эпигенетичность основной доли ресурсов нефти в продуктивной толще (ПТ – нижний плиоцен) Южно-Каспийского бассейна является в настоящее время господствующей точкой зрения, которая базируется на результатах выполненного в последние 15 лет большого объема изотопно-геохимических исследований органического вещества нефтей и газов, корреляции их параметров и бассейнового моделирования (Bailey et al., 1996; Gurgey, 2003; Katz et al., 2000). Это подтверждается и выявлением на примере месторождения Гюнешли каналов питания структур ПТ углеводородами из подстилающих отложений. Указанные очаги внедрения УВ флюидов, изменяя свойства среды в резервуаре, находят свое отражение в пространственно согласующихся друг с другом локальных зонах повышенных значений пластовых давлений, температур (рис.10) и газового фактора, а также характере изменения по площади изотопного состава углерода (ИСУ) нефтей (рис.11), гидрохимического состава вод и др. параметров.

Одним из показателей физико-химических процессов в резервуарах ЮКБ после заполнения их углеводородами является выявленный на примере месторождений Нефтчала и Хиллы факт различия минерализации пластовых вод в пределах и за пределами нефтяной залежи (рис.12).

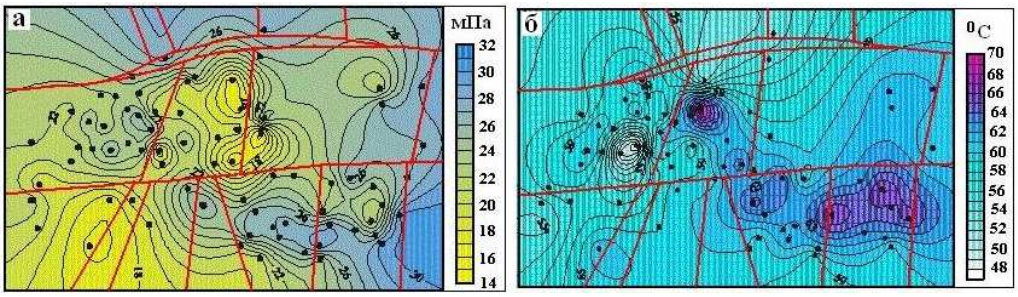


Рис. 10. Распределение пластовых давлений и температур на структуре Гюнешли на глубинном срезе 3 км

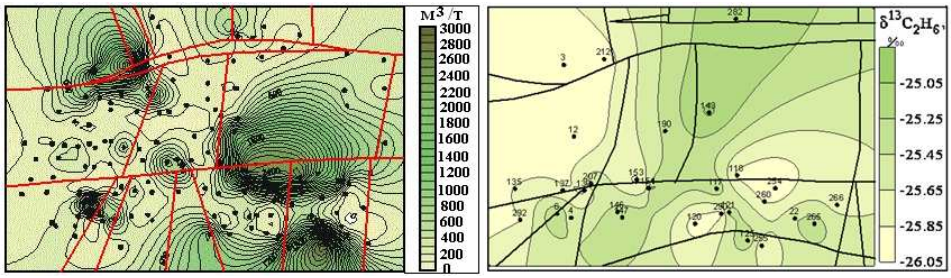


Рис. 11. Месторождение Гюнешли. Распределение по площади газового фактора и ИСУ нефтей (справа)

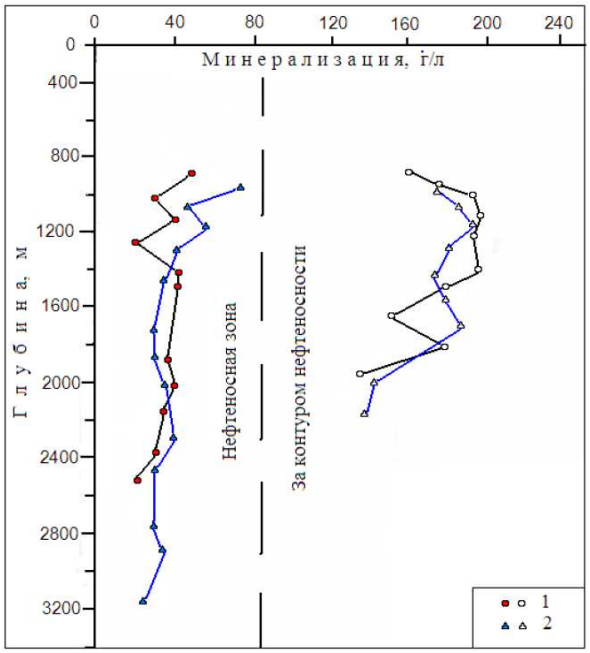


Рис. 12. Изменение минерализации пластовых вод с глубиной в пределах залежи нефти и за контуром нефтеносности площадей Хиллы (1) и Нефтчала (2)

Как видно из рисунка 12, на обеих рассмотренных площадях вода в пределах нефтеносной зоны характеризуется значительно более низкой минерализацией (15-80 г/л), чем законтурная вода (120-200 г/л). Такая ассоциация сырой нефти и опресненных поровых вод в залежи обнаружена исследователями и в других бассейнах (Donovan, 1974; Шаронова и Шаронов, 1981; Карцев, Никаноров, 1983).

Природа данного явления пока не имеет однозначного объяснения. Это может быть результатом каталитического влияния УВ на геохимические (биохимические, окислительные) процессы взаимодействия в системе флюид – порода. Однако более предпочтительно объяснение данного факта с позиции конденсационной теории формирования месторождений ЮКБ. Согласно этой теории УВ мигрируют из глубоких горизонтов осадочного разреза в парогазовом состоянии. Фазовая дифференциация парогазовой смеси в связи с падением давления происходит в верхних частях разреза. Здесь из поступающего в ловушку раствора наряду с газообразными и жидкими УВ из раствора выпадает конденсационная («чуждая») вода, минерализация которой существенно ниже седиментационной (реликтовой) воды. Механизм миграции УВ в однофазовом (газоконденсатном) состоянии особенно эффективен для ОВ III типа, который генерирует значительное количество газа и мало нефти, а также для ОВ I-II типа, находящегося на высокой стадии зрелости. Именно таким механизмом миграции ОВ Welte и др. (1997) объяс-

няют происхождение скоплений легкой нефти и газоконденсата, выявленных в низко зрелых разрезах во многих бассейнах.

Существует мнение, что фазовые переходы флюидов (конденсация воды и нефти) могут сопровождаться значительным приростом температуры, достигающим нескольких десятков градусов Цельсия (Тараненко и др., 2001), что в определенной мере подтверждается на примере месторождения Гюнешли (см. рис. 10).

Другим интересным фактом, установленным А.А.Имановым с соавторами (1981), является обнаружение более высоких градиентов поровых давлений в нефтеносной СВ части структуры Хара-Зиря в сравнении с ее ЮЗ водоносной частью (рис. 13).

Нефтегазовые залежи в пределах ЮКБ находятся в широком интервале глубин и соответственно в различных температурных условиях: от 15-20^{0}С (на глубинах менее 200 м) до 100-110^{0}С (на глубинах примерно 6000 м). Неглубокозалегающие нефтегазовые месторождения, естественно, подвержены процессам биологической деградации и окислению, которые находит свое отражение на химическом составе нефтей (рис.14A,B).

Исследование изотопного состава углерода (ИСУ) CO_2 грязевых вулканов и месторождений ЮКБ также выявило широкое распространение его позитивных значений, достигающих 20 и более промилей (Фейзуллаев, Мовсумова, 2010). Причем на основании данных о газах месторождений была установлена приуроченность независимо от стратиграфической приуроченности газа позитивных значений $\delta^{13}C$ CO_2 (примерно 43% исследованных проб) к глубинам, не превышающим 2км (рис.15). Этот установленный факт однозначно указывал на близповерхностную природу изотопно-тяжелой CO_2, обусловленную биодеградацией (ферментацией) нефти (Dimitrakopolos and Muehlenbachs, 1987) без участия температурного фактора, отвергая гипотезу образования ее в результате гидролиза карбонатов и термодеструкции ОВ (Галимов, 1973).

Механическое разрушение неглубокозалегающих месторождений проявляется выявленным закономерным уменьшением газового фактора нефтей ЮКБ в направлении к поверхности земли. Это уменьшение особенно заметно с глубины около 2 км (рис.16).

Таким образом, процессы биодеградации нефтей как с участием микроорганизмов, так и выветривания наблюдаются главным образом до глубины 2 км, приводя в конечном итоге к увеличению плотности нефтей, что наглядно видно на примере месторождений антиклинальной зоны Балаханы – Гум-адасы (рис.17).

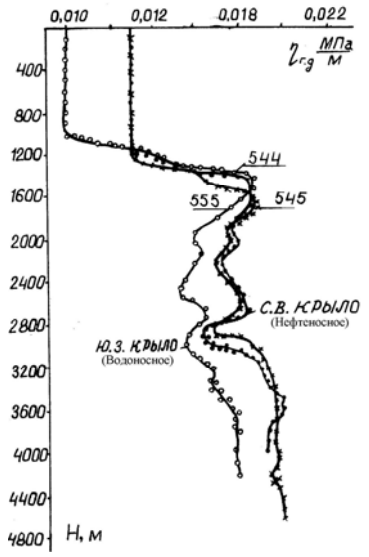


Рис. 13. Распределение градиента порового давления по стволу скв. 555 (ЮЗ водоносное крыло) и скв.544 и 545 (СВ нефтеносное крыло) структуры Хара-Зиря (Иманов и др., 1981)

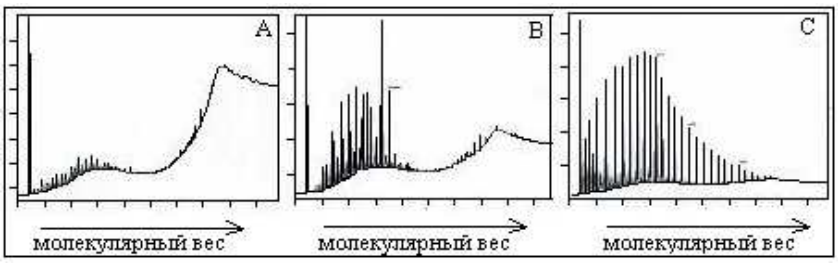


Рис. 14. Примеры хроматограмм насыщенной фракции нефтей ЮКБ: А-Нефтчала, 667-697м; В-Умбаки, скв.135, 682-710м; С-Дуванны-дениз, скв.320, 3548-3614м

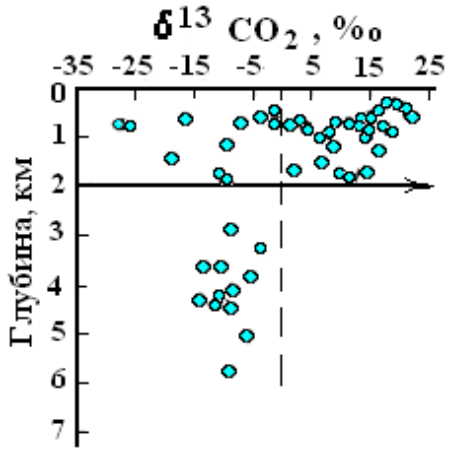


Рис. 15. Изменение с глубиной ИСУ CO_2 месторождений ЮКБ

Специальными исследованиями на грязевых вулканах Дашгиль и Кичик Бахар обнаружена жизнедеятельность микроорганизмов в их канале, представленных неизмененными формами фосфолипидов. Эти мембранные липиды, стабильные только в живых ячейках, могут существовать в течение геологического времени, и поэтому классифицируются как биомаркеры. Образцы из малой сальзы вулкана Дашгиль содержали наибольшее количество этих биомаркеров. В образцах вулкана Кичик Бахар, кроме того, обнаружена высокая степень аэробного окисления метана, которая не характерна для образцов брекчии с вулкана Дашгиль. Выявленные биомаркеры, вероятнее всего, представляют микробное сообщество глубокой биосферы, поскольку температуры на поверхности вулканов сопоставимы с температурами окружающей среды (Mangelsdorf et al., 2009).

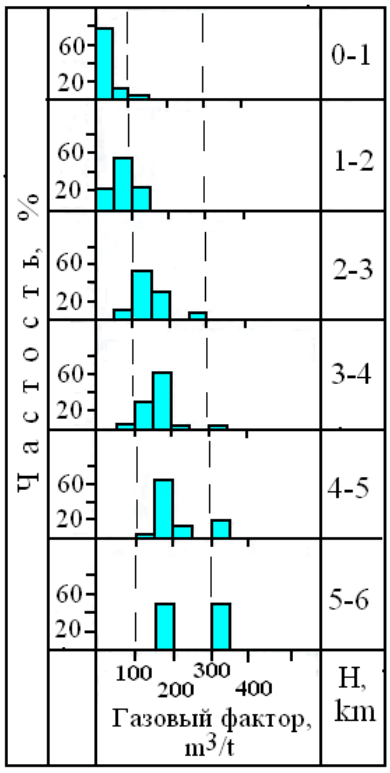


Рис. 16. Гистограммы, отражающие изменение газового фактора нефтей ЮКБ с глубиной

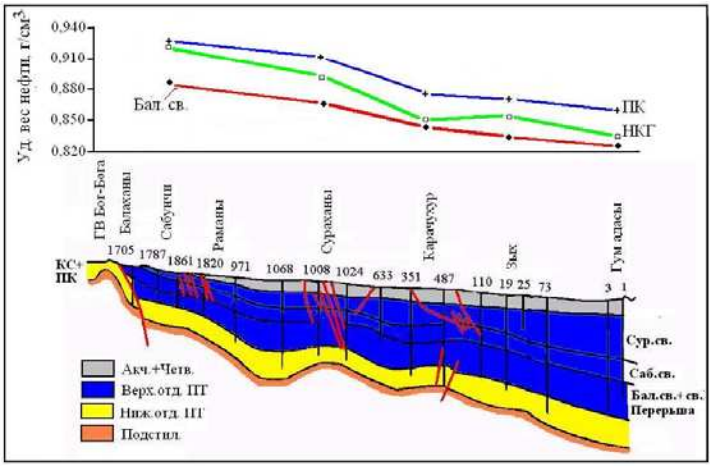


Рис. 17. Изменение уд. веса нефтей месторождений в пределах антиклинальной линии Балаханы – Гум-адасы

Эволюция ЮКБ и сопровождающие ее такие природные процессы, как неравновесное уплотнение, образование аномально-высоких давлений, диапиризм и грязевой вулканизм, а также формирование промышленных скоплений жидких и газообразных УВ, различающихся физико-химическими свойствами, находят свое отражение и в сейсмоволновой характеристике осадочного комплекса. Этот факт послужил основой для разработки технологии и пакета программ прямого сейсмического метода прогнозирования аномально-высоких флюидных давлений и промышленных скоплений УВ (Шыхалиев, Гаузер, 2006), которые успешно апробированы в ЮКБ (Шыхалиев, Фейзуллаев, 2010а,б).

Заключение

На основании выполненного сбора, обобщения и анализа зарубежного опыта исследований физико-химических взаимодействий в системе флюид и вмещающие их породы в осадочных бассейнах мира, включая и ЮКБ, показано, что эти процессы и сопровождающие их изменения свойств среды наблюдаются на всех стадиях онтогенеза углеводородов: от накопления разнофациальных осадков (глин, насыщенных ОВ, и песчано-алевритовых пород-резервуаров), их литификации и диагенеза до преобразования ОВ в УВ, миграции, формирования и сохранения их промышленных скоплений.

В зависимости от истории геологического развития и строения бассейнов, особенностей изменения окружающей среды природные процессы в осадочной толще имеют глобальный, региональный и локальный характер. На примере ЮКБ показано, что в молодых бассейнах, характеризующихся активной геодинамикой (высокие скорости разнонаправленных тектонических движений, интенсивная флюидодинамика и т.д.), физико-химические взаимодействия в системе флюид-флюид и флюид-порода имеют более широкий спектр и наиболее контрастны и их можно наблюдать в реальном масштабе времени.

Эволюция ЮКБ и сопровождающие ее такие природные процессы, как неравновесное уплотнение, образование аномально-высоких давлений, диапиризм и грязевой вулканизм, активная флюидодинамика, сопровождаемая фазовыми переходами, находят свое отражение в физических и химических параметрах флюидов и вмещающих их пород. Так, приведены примеры парагенезиса металлов и ОВ, на основании анализа физико-химических процессов в ПТ и КТ дано объяснение выявленного различия их коллекторских свойств и УВ потенциала пород, показано проявление фазовой дифференциации и природного газохроматографического эффекта в процессе миграции УВ по каналу грязевых вулканов, рассмотрены физико-химические реакции и процессы биодеградации УВ в резервуаре.

Рассматриваемая научная проблема представляет не только большой фундаментальный интерес, помогая лучшему пониманию механизма природных процессов в земной коре, но имеет и прикладное значение, способствуя решению таких задач, как повышение эффективности прогнозирования нежелательных явлений, усовершенствование и разработка новых подходов и методов выявления промышленных скоплений УВ и их разработки.

ЛИТЕРАТУРА

АЛИЕВ, Ч.С., ФЕЙЗУЛЛАЕВ, А.А., БАБАЕВ, Ш.А. 2005. Радиоактивная и геохимическая характеристика мезо-кайнозойских отложений в восточном Азербайджане и их корреляция. *Известия НАН Азербайджана. Науки о Земле*, 2, 24-27.

АРЕФЬЕВ, О.А., ЗАХАРОВ, Е.В., КУЛИБАКИНА, И.Б., МУРАДЯН, В.М., АХМЕДОВ, А.Г., НАРИМАНОВ, А.А., СУЛЕЙМАНОВ, А.И. 1992. О генетическом единстве нефтей Абшероно-Прибалханской зоны поднятий. *Геология нефти и газа*, 3, 27-36.

БЫК, С.Ш., ФОМИНА, В.И. 1970. Газовые гидраты. *Итоги науки и техники. Серия: Физическая химия, химическая термодинамика равновесие*. Москва. 128.

ВАСИЛЬЕВ, В.Г., МАКОГОН, Ю.Ф., ТРЕБИН, Ф.А. 1970. Свойство природных газов находиться в земной коре в твердом состоянии и образовывать газогидратные залежи. В сб.: *Открытия в СССР, 1968-1969 гг.,* ЦНИИПИ, Москва.

ВАССОЕВИЧ, Н.Б. 1969. Главная фаза нефтеобразования. *Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол.,* 6, 3-27.

ВАССОЕВИЧ, Н.Б. 1974. Принципиальная схема вертикальной зональности в генерации углеводородных газов и нефти. *Известия АН СССР. Сер. геол*., 5, 17-29.

ГАЛИМОВ, Э.М. 1973. Изотопы углерода в нефтегазовой геологии. Недра. Москва. 384.

ГОРЖЕВСКИЙ, Д.И., ПАВЛОВ, Д.И., КАРЦЕВ, А.А. 1990. Парагенезис металлов и нефти в осадочных толщах нефтегазоносных бассейнов. Недра. Москва. 268.

ГУСЕЙНОВ, Р.А. 1991. Углеводородные газы Каспий-

ского моря. Дисс. на соискание уч. степени д.г.-м.н. Баку. 341.

ДОБРЫНИН, В.М., СЕРЕБРЯКОВ, В.А. 1989. Геолого-геофизические методы прогнозирования аномальных пластовых давлений. Недра. Москва. 232.

ИМАНОВ, А.А., КЕРИМОВ, Р.А., МАМЕДОВ, В.С. 1991. К вопросу определения проницаемости пород-коллекторов при фильтрации жидкостей и газа. ВИНИТИ, № 959-В91. Москва. 21.

ИМАНОВ, А.А., МАМЕДОВ, Д.А., САЛИМОВ, Г.Д., АХУНДОВ, Д.С. 1981. Исследование механических, физико-коллекторских свойств пород и усовершенствование технологии проводки глубоких скважин на площади о.Булла. *АНХ*, 3, 32-36.

ИСТОМИН, В.А., ЯКУШЕВ, В.С. 1992. Газовые гидраты в природных условиях. Недра. Москва. 236.

КАРЦЕВ, А.А. 1978. Основы геохимии нефти и газа. Недра. Москва. 279.

КАРЦЕВ, А.А., НИКАНОРОВ, А.М. 1983. Нефтегазопромысловая гидрогеология. Недра. Москва. 199.

КЛУБОВА, Т.Т. 1965. Роль глинистых минералов в преобразовании органического вещества и формировании порового пространства коллекторов. Наука. Москва. 106.

МАТУСЕВИЧ, В.М. 1976. Геохимия подземных вод Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна. Недра. Москва. 157.

МАТУСЕВИЧ, В.М., ПОПОВ, В.К. 1982.Стадийность нефтеобразования с позиций геохимии подземных вод. В кн.: *Органическая геохимия вод и поисковая геохимия.* Наука, Москва, 79-83.

МИХАЙЛОВ, И.М., ЯКОВЛЕВ, Б.М., МАТВЕЕВ, М.Г. 1991. Роль глубинных флюидов в микробиологическом образовании нефти. Тезисы докладов III Всесоюзного Совещания. Москва. Апрель. 179-180.

ПЕНЬКОВ, В.Ф. 1989. Уран и углеводороды. Недра. Москва. 166.

САВЕЛЬЕВ, В.В. 2005. Влияние минералов на превращения органического вещества при термолизе в среде бензола. *Химия в интересах устойчивого развития*, 13, 571-576

САХИБГАРЕЕВ, Р.С. 1989. Вторичные изменения коллекторов в процессе формирования и разрушения нефтяных залежей. Недра. Ленинград. 260.

СОЗАНСКИЙ, В.И. 1991. Практическое применение идей дегазации в нефтяной геологии. Тезисы докладов III Всесоюзного Совещания. Москва. Апрель. 189-191.

СОКОЛОВ, Б.А., СТАРОСТИН, В.И. 2000. Флюидодинамическая концепция формирования месторождений полезных ископаемых (металлических и углеводородных). Смирновский сборник-2000 *Основные проблемы геологии и минерагении*. Москва. 100-147.

ТАРАНЕНКО, Е.И., БЕЗБОРОДОВ, Р.С., ХАКИМОВ, М.Ю. 2001. Преобразование коллекторов в нефтяных залежах. *Геология нефти и газа,* 2, 11-17.

ТРОФИМУК, А.А., ЧЕРСКИЙ, Н.В., ЦАРЕВ, В.П. 1974. Механизм разделения изотопов воды и газов в зонах гидратообразования земной коры. *Докл. АН СССР*, 215, 5, 1226-1229.

ФЕЙЗУЛЛАЕВ, А.А, ТАГИЕВ, М.Ф. 2008. Формирование залежей нефти и газа в продуктивной толще Южно-Каспийского бассейна: новые подходы и результаты. *АНХ*, 3, 7-18.

ФЕЙЗУЛЛАЕВ, А.А., МОВСУМОВА У.А. 2010. Природа изотопно тяжелого углерода углекислого газа и бикарбонатов вод грязевых вулканов Азербайджана. *Геохимия*, 5, 551–557.

ХЕИРОВ, М.Б., ДАИДБЕКОВА, Э.А. 1977. Роль нефти и газа в формировании перового пространства пород-коллекторов. *Труды МИНХ и ГП*, 123, 98–101.

ШАРОНОВА, В.Н., ШАРОНОВ, Л.В. 1981. Особенности карбонатных пород Волго-Уральской провинции. *Нефтегазовая геология и геофизика*, 9, 7-9.

ЩЕПЕТКИН, Ю.В. 1986. Вторичные изменения осадочных пород в процессе формирования углеводородных скоплений. Геохимия процессов нефтегазообразования и нефтегазонакопления в мезозойских отложениях Западной Сибири. Тюмень. 58-72.

ШЫХАЛИЕВ, Ю.А., ГАУЗЕР, Г. Е. 2006. К вопросу прогнозирования зон аномально высоких пластовых давлений по данным сейсморазведки. *Геофизика*, 1, 21-25.

ШЫХАЛИЕВ, Ю.А., ФЕЙЗУЛЛАЕВ, А.А. 2010а. Аномально-высокие давления в осадочном разрезе Южного Каспия: опыт диагностики по сейсмическим данным. *Изв.НАН Азербайджана. Науки о Земле*, 1, 24-29.

ШЫХАЛИЕВ, Ю.А., ФЕЙЗУЛЛАЕВ, А.А. 2010б. О нефтегазоносности структуры Абшерон в Южно-Каспийской впадине: доводы за и против. *Изв.НАН Азербайджана. Науки о Земле*, 2, 3-6

BAILEY, N., GULIYEV, I.S., FEYZULLAYEV, A.A. 1996. Source rocks in the South Caspian. AAPG/ASPG Research Symposium; *Oil and gas Petroleum Systems in rapidly subsiding basins*. Baku, October 6-9.

BATES, T.F. AND STRAHL, E.O. 1958. Mineralogy and chemistry of uranium-bearing black shales. In: *Proc. 2nd United Nations Intl. Conf. Peaceful Uses of Atomic Energy*, 2, 407-411.

BATZLE, M. AND WANG, Z. 1992. Seismic properties of pore fluids. *Geophysics*, 57, 11, 1396-1408.

BENNETT, B., BOWLER, B.F.J., LAGER, A, BUCKMAN, J.O., WINANS, R. AND LARTER, S.R. 2005. Crude oil/brine/rock interactions during simulated petroleum migration. AAPG Calgary, Alberta, June 16-19, 2005 (abs.).

BENNETT, B. AND LARTER, S.R. 2008. Petroleum geochemical responses to reservoir rock properties. 2008 CSPG CSEG CWLS Convention, 531-534.

BERNARD, F.P. AND CONNAN, J. 1992. Indigenous microorganisms in connate waters of many oil fields: a new tool for exploration and production techniques. SPE 2481. In: *67th Annual Technical Conference and Exibition of the Society of Petroleum Engineers*, Washington, DC October , 487-476.

BREGER, I.A. AND BROWN, A. 1963. Distribution and types of organic matter in a barred marine basin. *Trans. N.Y. Acad. Sci*., 25, 741-755.

BROOKS, B.T. 1952. Evidence of catalytic action in petroleum formation. *Ind. Eng. Chem.*, 44, 2570-2577.

COLD PRODUCTION in Western Canada: A Step Forward in Primary Recovery. 2010. ROGTEC, 68-75 (www.rogtecmagazine.com).

CONNAN, J. 1984. Biodegradation of crude oils in reservoirs. In: *Advances in Petroleum Geochemistry*, 1, Academic Press, London, 299-335.

COOLES, G.P. 1985. Calculation of petroleum masses gen-

erated and expelled from source rocks. *Organic geochemistry*, 10, 235-245.

CUIEC, L. 1984. Rock/crude-oil interactions and wettability: an attempt to understand their interrelation. In: *SPE Annual Technical Conference and Exhibition*, 16-19 September, Houston, Texas, 14.

DAVIS, J.B. AND STANLEY, J.P. 1982. Catalytic effect of smectite clays in hydrocarbon generation revealed by pyrolysis-gas chromatography. *Journal of Analytical and Applied Pyrolysis*, 4 (3), 227-240.

DEGENS, E.T., KHOO, F. AND MICHAELIS, W. 1977. Uranium anomaly in Black Sea sediments. *Nature*, 269, 566-569.

DIACONESCU, C.C., KIECKHEFER, R.M., KNAPP, J.H. 2001. Geophysical evidence for gas hydrates in the deep water of the South Caspian Basin, Azerbaijan. *Marine and Petroleum Geology*, 18, 209-221.

DIMITRAKOPOLOS, R. AND MUEHLENBACHS, K. 1987. Biodegradation of petroleum as a source of 13C-enriched carbon dioxide in the formation of the carbonate cement. *Chemical Geology (Isotope Geosciences section)*, 65, 283-291.

DONOVAN, T.J. 1974. Petroleum microseepage at Cement, Oklahoma: evidence and mechanism. *AAPG Bull.*, 58 (3), 429-446.

EAKIN, P.A. 1989. Isotopic and petrographic studies of uraniferous hydrocarbons from around the Irish Sea Basin. *Journal of the Geological Society*, London, 146, 663-673.

EGLINTON, T.I., ROWLAND, S.J., CURTIS, C.D., DOUGLAS, A.G. 1986. *J. Org. Geochem.*, 10, 1041.

ELIAS, R., VIETH, A., RIVA, A., HORSFIELD, B. AND WILKES, H. 2007. Improved assessment of biodegradation extent and prediction of petroleum quality. *Organic Geochemistry*, 38 (12), 2111-2130.

ENGLAND, W.A. 2007. Reservoir geochemistry – a reservoir engineering perspective. *Journal of Petroleum Science and Engineering,* 58, 344-354.

ERSTAD, K., HVIDSTEN, I.V., ASKVIK, K.M. AND BARTH, T. 2009. Changes in crude oil composition during laboratory biodegradation: acids and oil–water, oil–hydrate interfacial properties. *Energy Fuels*, 23 (8), 4068-4076.

FICHTER, L.S., FARMER, G.T., AND CLAY, J.S. 1991. Earth materials and earth processes. Macmillan publishing company, 301.

GIBBONS, K., HELLEN, T., KJEMPERUD, A., NIO, S.D. AND VEBBENSTAD, K. 1993. Sequence architecture, facies development and carbonate-cemented horizons in the Troll Field reservoir, offshore Norway. In: *Advances in reservoir geology*, Geological Society Special publications, 69, 1-31.

GURGEY, K. 2003. Correlation, alteration, and origin of hydrocarbons in the GCA, Bahar, and Gum Adasi fields, western South Caspian Basin: geochemical and multivariate statistical assessments. *Marine and Petroleum Geology*, 20 (10), 1119-1139.

HEAD, I.M., JONES, D.M. AND LARTER, S.R. 2003. Review article: Biological activity in the deep subsurface and the origin of heavy oil. *Nature*, 426, 344-352.

HELGESON, H.C., KNOX A.M., OWENS, C.E. AND SHOCK E.L. 1993. Petroleum, oil field waters, and authigenic mineral assemblages in metastable equilibrium in hydrocarbon reservoirs. *Geochimica et Cosmochimica Acta,* 57 (14), 3295-3339.

HUANG, H., LARTER, S.R., BOWLER, B.F.J. AND OLDENBURG, T.B.P. 2004. *Organic Geochemistry*, 35 (3), 299-316.

HUDSON, S.M., JOHNSON C.L., EFENDIYEVA M.A., ROWE H.D., FEYZULLAYEV A.A., ALIYEV C.S. 2008. Stratigraphy and geochemical characterization of the Oligocene-Miocene Maikop series: Implications for the paleogeography of Eastern Azerbaijan. *Tectonophysics*, 451, 40–55.

HUNT, G.M. 1961. Distribution of hydrocarbons in sedimentary rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 22, 37-49.

JEFFREY, A.W., ALIMI, H.M. AND JENDEN, P.D. 1988. Geochemistry of Los-Angeles Basin oil and gas systems, *AAPG Bulletin*, 52, 197-219.

JENDEN, P.D. AND KAPLAN, I.R. 1987.The origin of natural gas in the Sacramento basin and its relation to the tectonic evolution of northern California. AAPG Bulletin,73, 431-453.

JONES, K.W. 2001. Study of the microgeometry of geological materials using synchrotron computed microtomography. *Summary of FY 2000 Geosciences Research.* Contract: DE-AC02-98CH10886, 14-15.

JONES, D.M., HEAD, I.M., GRAY, N.D., ADAMS, J.J., ROWAN, A.K., AITKEN, C.M., BENNETT, B., HUANG, H., BROWN, A., BOWLER, B.F.J., OLDENBURG, T., ERDMANN, M. AND LARTER, S.R. 2008. Crude-oil biodegradation via methanogenesis in subsurface petroleum reservoirs. *Nature*, 451, 176-180.

JOHNS, W.D., SHIMOYAMA, A. 1972. Clay minerals and petroleum-forming reactions during burial and diagenesis. *AAPG Bulletin*, 56 (11), 2160-2167.

JOHNS, W.D. 1979. Clay mineral catalysis and petroleum generation. *Ann. Rev. Earth Planet Sci.*, 7, 183-198.

KATZ, K.J., RICHARDS, D., LONG, D., LAWRENCE, W. 2000. A new look at the components of the petroleum system of the South Caspian basin. *Journal of petroleum science and engineering*, 28, 161–182.

KLIMENTOS, T. 1995. Attenuation of P- and S-waves as a method of distinguishing gas and condensate from oil and water. *Geophysics,* 60, (2), 447-458.

KOCHENOV, A.V. AND BATURIN, G.N. 2002. The Paragenesis of organic matter, phosphorus, and uranium in marine sediments. *Lithology and Mineral Resources*, 37, (2), 107-120.

LAFARGUE, E. AND BARKER, C. 1988. Effect of water washing on crude oil composition. *AAPG Bull.*, 72, 263-276.

LARTER, S.R., APLIN, A.C., CORBETT, P.W.M., EMENTON, N., CHEN, M., TAYLOR, P.N. 1997. Reservoir geochemistry: A link between reservoir geology and engineering? *Society of Petroleum Engineers*, Feb, 12-17.

LARTER, S.R., HEAD, I. M., HUANG, H., BENNETT, B., JONES, M., APLIN, A.C., MURRAY, A., ERDMANN, M., WILHELMS, A. AND DI PRIMIO, R. 2005. Biodegradation, gas destruction and methane generation in deep subsurface petroleum reservoirs: an overview. *Geological Society, London, Petroleum Geology Conference series*, 6, 633-639.

LI, S., GUO, S. AND TAN, X. 1998. Characteristics and kinetics of catalytic degradation of immature kerogen in the presence of mineral and salt. *Organic Geochemistry*, 29, 5-7, 1431-1439.

McBRIDE, E.F. 1974. Significance of color in red, green, purple, olive, brown, and gray beds of difunta group, Northeastern Mexico. *Journal of sedimentary research,* 44, 649-654.

MACKENZIE, A.S. AND QUIGLEY, T.M. 1988. Principles of geochemical prospect appraisal. *AAPG Bulletin*, 72, (4), 399-415.

MANGELSDORF, K., KRÜGERB, M., FEYZULLAYEV, A. AND SCHULZ, H.-M. 2009. Biogeochemical characterization of microbial ecosystems in terrestrial mud volcanoes in the South Caspian Basin, Azerbaijan. *International Conference IMOG*. Abstract.

MONSON, B. AND PARNELL. J. 1992. Metal-organic relationships from the Irish Carboniferous. *Chemical Geology*, 99 (1-3), 125-137.

OLSON, R.K. 1982. Factors controlling uranium distribution in Upper Devonian – Lower Mississippian black shales of Oklahoma and Kansas. Ph.D dissertation, Univ. Tulsa.

PATNODE, H.W. 1941. Relation of organic matter to color of sedimentary rocks. *AAPG Bull.*, 25 (10), 1921-1923.

PETERS, K.E. AND MOLDOVAN, J.M. 1993. The Biomarker guide: interpreting molecular fossils in petroleum and ancient sediments. Prentice Hall Englewood Cliffs. NJ.

PFENDT, P.A., POLIĆA, P., KRSMANOVIĆA, V.D. AND VITOROVIĆA, D. 1990. Metal-organic matter interactions in the formation of an oil shale deposit. *Organic geochemistry*, 16, (1-3), 621-629.

POTTORF, R.J., SUMMA, L.L., SCHWARTZER, T.F. AND HARRISON, W.J. 1991. Modeling the interactions of fluids and rocks to predict reservoir quality: applications to the Gulf Coast Frio Formation: AAPG Annual Convention, Dallas, Texas, April 4.

PROSSER, D.J., DAWS, J.A., FALLICK, A.E. AND WILLIAMS, B.P.J. 1993. Geochemistry and diagenesis of stratabound calcite cement layers within the Rannoch Formation of the Brent Group, Murchison Field, North Viking Graben (northern North Sea). *Sedimentary Geology*, 87, 139-164.

RAO, D.N. 2001. Fluid-fluid and solid-fluid interfacial interactions in petroleum reservoirs. *Petroleum Science and Technology*, 19, (1), 157-188.

RONOV, A.B. AND MIGDISOV, A.A. 1971. Geochemical history of the crystalline basement and the sedimentary cover of the Russian and North American Platform. *Sedimentology*, 16, 137-185.

SCHIMMELMANN, A., MASTALERZ, M. 2001. Isotopically labile organic hydrogen in thermal maturation of organic matter. *Summary of FY 2000 Geosciences Research November 2001*. Washington, D.C. 20585. Grant: DE-FG02-00ER 15032, 150-151.

SEEWALD, J.S. 2003. Review article: Organic-inorganic interactions in petroleum-producing sedimentary basins. *Nature*, 426, 327-333.

SHEBL, M.A. AND SURDAMA, R.C. 1995. Hydrocarbon-water-rock interaction: Redox reaction as a mechanism for sandstone reservoir porosity enhancement. *AAPG Bulletin*, 79, (6), 924.

SHEBL, M.A. AND SURDAMA, R.C. 1996. Redox reactions in hydrocarbon clastic reservoirs: experimental validation of this mechanism for porosity enhancement. *Chemical Geology*, 132, (1-4), 103-117.

SIMMONS, J.L. JR. AND BACKUS, M.M. 1994. AVO modeling and the locally converted shear wave. *Geophysics*, 59(9), 1237-1249.

SPORMANN, A.M. AND WIDDEL, F. 2000. Metabolism of alkylbenzenes, alkanes, and other hydrocarbons in anaerobic bacteria. *Biodegradation*, 11, 85-105.

STAHL, W.J. 1980. Compositional changes and 13C/12C fractionations during the degradation of hydrocarbons by bacteria. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 44, 1903-1907.

SWANSON, V.E. 1960. Oil yield and uranium content of black shales. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap*., 356-A.

TUREKIAN, K.K. AND WEDEPOHL, K.H., 1961. Distribution of the elements in some major units of the Earth's crust. *Geol. Soc. Amer. Bull*., 72, 175-191.

VOLKMAN, J.K., ALEXANDER, R., KAGI, R.I., WOODHOUSE, G.W. 1984. Biodegradation of aromatic hydrocarbons in crude oils from the Barrow Sub-basin of Western Australia. In: *Advances in Organic Geochemistry*. Pergamon Press, Oxford, 619-632.

WANG, Z., BATZE, M.L. AND NUR, A.M. 1990. Effect of different pore fluids on seismic velocities in rocks. *Canadian journal of exploration geophysics*, 26, (1-2), 104-112.

WELTE, D. H., HORSFIELD, B. AND BAKER, D.R. (eds). 1997. Petroleum and Basin Evolution. Insights from Petroleum Geochemistry, Geology and Basin Modeling. Springer-Verlag. Berlin, Heidelberg, New York, London, Paris, Tokyo, Hong Kong. 535.

WENGER, L.M., DAVIS, C.L. AND ISAKSEN, G.H. 2001. Multiple controls on petroleum biodegradation and impact on oil quality. *Society of Petroleum Engineers*, paper 71450.

WHELAN, J.K. 2001. Organic geochemistry of outer continental margins and deep-water sediments. *Summary of FY 2000 geosciences research*. Grant:DE-FG02-89ER13466, 256-257.

WINKLER, E.M. 1997. Stone in architecture: properties durability. 3rd completely rev. and extended edition. Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York, 131.

WOOD, D.A. 1988. Relationships between thermal maturity indices calculated, using Arrhenius equation and Lopatin method: implications for petroleum exploration. *AAPG Bul*., 72, 115 – 134.

© А.Ш.Мехтиев, А.К.Гюль, 2010

К ПРОБЛЕМЕ ЗАГРЯЗНЕНИЯ КАСПИЙСКОГО МОРЯ

А.Ш.Мехтиев[1], А.К.Гюль[2]

1 – *Национальная Академия Авиации*
AZ1045, Баку, пос.Бина, 25 км

2 – *Институт экологии Национального Аэрокосмического агентства,*
AZ1106, Баку, кварт.3103, ул. С.С.Ахундова, корп.2

В рассматриваемой статье даётся обзор основных научных публикаций по теме «Экология и охрана природной среды Каспийского моря». Подводя итог проделанной работы, авторы приходят к заключению о необходимости повторных, как и в 1986-1991 гг., мониторингов качества вод региона с применением в акватории современных средств дистанционного зондирования.

Рассматриваемый водоем, имеющий важнейшее значение для прибрежных государств (Россия, Иран, Казахстан, Азербайджан и Туркмения), чрезвычайно богат минеральными и биологическими ресурсами. Этот регион отличается интенсивным рыболовством, нефтедобычей, судоходством торгового и наливного флотов. Здесь проходят главные водные магистрали, соединяющие Европу со странами Центральной Азии, расположены портовые города – Баку, Туркменбаши, Махачкала, Астрахань (Материалы Департамента…, 2001; Мехтиев, Гюль, 2006).

В то же время Каспий, согласно классификации ГОИН (Государственного Океанографического института Российской Федерации), относится к числу самых загрязненных морей мира, наряду с Черным и Балтийским морями (Мехтиев, Гюль, 2006). Причиной сложившейся экологической проблемы стал непомерный многолетний сброс промышленных и других сточных вод прилегающих государств, в составе которых преобладают нефтяные углеводороды и их производные. При этом наибольший объем загрязняющих веществ приходится на долю России и ее реки Волги, а наименьший – на территорию Ирана (табл. 1).

Основным загрязнителем Каспийского моря является река Волга, чьи воды по содержанию инородных примесей намного превосходят их количество во всех остальных реках региона вместе взятых (табл.2) (Ежегодные гидрохисмические.., 1978-1995).

Таблица 1

Общий техногенный сток Прикаспийских государств (тысяча тонн в год)
(Ежегодные гидрохимические…,1978-1995;Обзоры состояния…, 1974-1991)

з.в.	Среднемноголетние значения (1978 - 1995)											
	Все море	%	Россия$^{(x)}$	%	Азербайджан	%	Казахстан	%	Туркмения	%	Иран$^{(x)}$	%
Нефть	94,0$^{(xxx)}$	100	76,1$^{(xxx)}$	81,0	16,0$^{(xxx)}$	17,0	1,32$^{(xxx)}$	1,4	0,3700	0,39	0,21$^{(xxx)}$	0,22
Фенолы	1,06	100	0,716	68,0	0,234	22,1	0,101	9,56	–	–	0,005	0,47
СПАВ	9,57	100	5,53$^{(xxx)}$	58,0	3,40$^{(xxx)}$	35,8	0,57$^{(xxx)}$	5,95	0,0120	0,12	0,06$^{(xxx)}$	0,62
Металлы	13,04	100	8,22$^{(xxx)}$	60,0	3,32$^{(xxx)}$	28,8	1,72$^{(xxx)}$	13,2	0,0090	0,07	0,16$^{(xxx)}$	1,23
Пестициды	0,016	100	0,015$^{(xxx)}$	92,6	0,001$^{(xxx)}$	6,20	0.00009$^{(xxx)}$	0,56	–	–	0,00008$^{(xxx)}$	0,49

$^{(x)}$ – стоки Волги и рек Дагестана
$^{(xx)}$ – сток реки Сефидруд
$^{(xxx)}$ – с поправкой на количество З.В., сорбированных на смесях
З.В. – загрязняющие вещества

В результате указанных факторов экологическое состояние водоема в течение ряда десятилетий резко ухудшилось, особенно в связи с ростом нефтедобычи в прибрежных районах и на значительных глубинах моря. Как следствие техногенного загрязнения, снизились уловы ценных пород рыб, стали малопригодными для использования традиционные зоны отдыха и туризма на побережье региона (Ежегодные гидробиологические…, 1983-1995; Зонн, 1983). Таким образом, возникла острая необходимость в охране акватории от загрязнения и, соответственно, в организации специальных научных исследований с целью поиска мероприятий по защите ее чистоты. Следует отметить, что еще в 30-40-ые годы прошлого века в Бакинской бухте применялись цистерны-поплавки для сбора нефтяной пленки с поверхности воды. В то же время появились первые работы С.Я.Войсича (1934), С.Н.Пробарова (1940) и М.И. Атласа (1947), изучавших состояние морской среды в зависимости от влияния канализационных стоков. Несколько позже появились обзоры состояния химического загрязнения прибрежных морей СССР (1974-1991), а также книга А.И.Симонова (1977).

В итоге многолетнего мониторинга (1966-1992 гг.) экологического состояния Каспия, проводившегося Госкомгидрометом бывшего СССР и Азкомгидрометом (ныне департамент Министерства экологии АР) было выпущено большое число бюллетеней и ежегодных обзоров гидрохимических и гидробиологических показателей качества морских и речных вод. Эти же сведения дополнялись материалами аэрофотосъемок нефтегазовых месторождений побережий Азербайджана и Туркмении (1978-1999 гг.) с характеристикой параметров аварийных разливов нефти (площадь, масса, Е толщина пленки) (Ежегодные гидрохимические…, 1978-1995; Ежегодные гидробиологические…, 1983-1995). Исследования процессов загрязнения проводились институтами соответствующего профиля Академий наук бывшего СССР и Прикаспийских государств (ГОИН, ЦНИИОРХ, ВНИРО, Союз мор НИИпроект) и рядом других специализированных учреждений, в том числе МГУ им. Ломоносова и Азгосуниверситетом (Мехтиев, Гюль, 2006). Донные отложения региона и гидрометеорологические условия их загрязнения и самоочищения изучались в секторе проблем Каспия ИГ Академии наук Азербайджанской ССР (1966-1975 гг.), затем НЦ Каспий, ИКИПР и, наконец, Институтом Экологии НАКА (Ежегодные гидрохимические…, 1978-1995; Мехтиев, Гюль, 2006). Комплексные исследования Бакинской бухты с целью разработки методов ее очистки выполнялись совместно коллективами КаспМорНИИпроекта, Института геологии, географии, зоологии, физиологии, микробиологии, ВНИИ ВОДГЕО, БГМО УГМС (1981-1982 гг.). В результате этой работы был подготовлен обильный материал инженерно-геологических характеристик грунтов бухты с большим числом химических анализов, графиков. Прогнозы будущих уровней загрязнения и практические рекомендации о способах механической и биологической очистки нефтепромысловых вод разрабатывались в Бакфилиале ВНИИ ВОДГЕО, а мероприятия по охране моря при добыче и транспортировке нефти и газа – в НИПИ «Гипроморнефтегаз» (1993-1999 гг.).

Особая роль в развитии экологических исследований принадлежала СПКМ (Сектор проблем Каспийского моря), созданному профессором К.К.Гюлем. С этим периодом связано начало планомерного изучения гидрометеорологических и гидробиологических условий загрязнения водоема, организация ряда комплексных экспедиций на собственных судах Института географии НАНА («Бакуви», «Мир-Касимов») в содружестве с представителями геофака МГУ им. Ломоносова и ряда других ведущих учреждений.

Важное место в координации всех научно-исследовательских работ в области проблем Каспийского моря занимали соответствующие Научные Советы АН СССР и Азербайджанской ССР. По их инициативе проводились комплексные съемки Каспийского моря с участием всех стран региона по единой программе (1986-1977 гг.). Кроме того, периодически проводились научные и научно-практические конференции по охране здоровья водников (1963 г.), разработке рекомендаций по очистке нефтепромысловых стоков и Бакинской бухты (1964 г.), а также по гидрометеорологии и химическому загрязнению морских вод (1965 г.).

Вопросы загрязнения Каспийского моря рассматривались на всесоюзном совещании в Гурьеве (ныне Атырау) в 1986 г. и на первой международной конференции в Баку (1991 г.). Современные проблемы экологии побережья Азербайджана обсуждались на второй международной конференции в Баку (АНАКА, 1994 г.) и в Брюсселе на семинаре НАТО в 1996 г. (Курочкина и др., 2001; Мехтиев, Гюль, 2006).

Влияние стока Волги на гидрологогеоморфологический режим Каспия было темой семинара «Каспийского Плавучего Университета» (Астрахань, 2000 г.). Следует отметить большой объем данных, собранных в фондах научных и проектных организаций, занятых Каспийскими проблемами (Прикаспийский регион, 1989). Их перечень также сосредоточен наряду с научно-исследовательскими работами и диссертациями в библиографических и аннотированных справочниках, включая издания «Мировой океан» (ВНТИ Центр, 1971-1990 гг.).

Вопросы технических средств борьбы с загрязнением моря при добыче и транспортировке нефти и газа рассмотрены в трудах НИПИ Гипроморнефть (1977). Гигиенические аспекты окружающей среды, в том числе и состояние Бакинской бухты, изложены в книге «Баку к 2000 г.» (Азернешр, Баку, 1981).

Характеристика эколого-физиологических особенностей ценных пород рыб в зависимости от влияния нефтепромысловых стоков дается в публикациях Р.Ю.Касимова (1987). Гидрохимические показатели качества вод Нижней Волги изложены в трудах научной конференции «Рыбные запасы Волго-Каспийского региона и их охрана» (Астрахань, КаспНИ РХ, 1988). Проблемы социально-экономического развития Прикаспийского региона изучались Всесоюзной экспедицией КЕПС в 1989 г. (МВНИТИ). Монография А.Г.Касымова «Экология Каспийского озера» содержит анализ воздействия антропогенных факторов на биологическую продуктивность водоема (1994). Обширный материал исследований гидролого-морфологических, гидрохимических условий и колебаний уровня моря в связи с техногенным загрязнением вод изложен в монографии «Устьевая область Волги» (1998). В книге М.А.Салманова рассмотрены вопросы экологии и биологической продуктивности Каспия с оценкой режима уровня моря, процессов загрязнения в связи с воздействием антропогенных факторов (1999). Широкий круг аспектов загрязнения Каспия освещается в журнале «Вестник Каспия», регулярно издаваемом в Москве под редакцией академика И.С.Зонна. В монографии Р.М.Мамедова (2000) содержатся результаты изучения гидрофизических полей в связи с динамикой распространения инородных примесей Каспия. В материалах Департамента окружающей среды в Тегеране (1990-2001 гг.) рассматривается загрязнение экологического побережья Южного Каспия. «Техногенное загрязнение Каспийского моря» – название книги, в которой наиболее полно изложены практически все вопросы, связанные с экологией региона, его природными гидрометеорологическими, гидрохимическими, гидробиологическими и геологолитологическими условиями. В этой работе впервые предложены оригинальные схемы классификации загрязненных морских акваторий на примере изучаемого водоема в зависимости от техногенных, либо естественных факторов (Мехтиев, Гюль, 2006). Причем одна из схем книги иллюстрирует в условных обозначениях перечень средств, применявшихся в мониторинге Каспия (1978-1992 гг.). К ним относились морские суда УГМС, Академии наук, морские мусоросборники, очистные устройства, аэрокосмические подспутниковые наблюдения (рис.).

Следует отметить, что увеличилось число публикаций в научных журналах («Известия», «Доклады» и другие из серии наук о Земле), основанных на результатах дистанционных определений показателей состояния морской среды. Исследованию загрязнения северной части азербайджанского побережья Каспия по данным контактных и аэрокосмических измерений посвящена книга А.Ш.Мехтиева, А.К.Гюля и Г.Д.Омаровой (2009). Значительная информация по актуальным экологическим проблемам рассматриваемого водоема имеется в журналах «Вестник Каспия», где регулярно публикуются статьи представителей всех прилегающих стран региона по самому широкому кругу вопросов (Гюль, Татараев, 2010; Гюль, Фараджева, 2010).

Резюмируя сказанное, авторы рассматриваемого обзора приходят к выводу о необ-

ходимости восстановления мониторинга состояния качества вод Каспийского моря с использованием как контактных, так и дистанционных, аэрокосмических средств наблюдения.

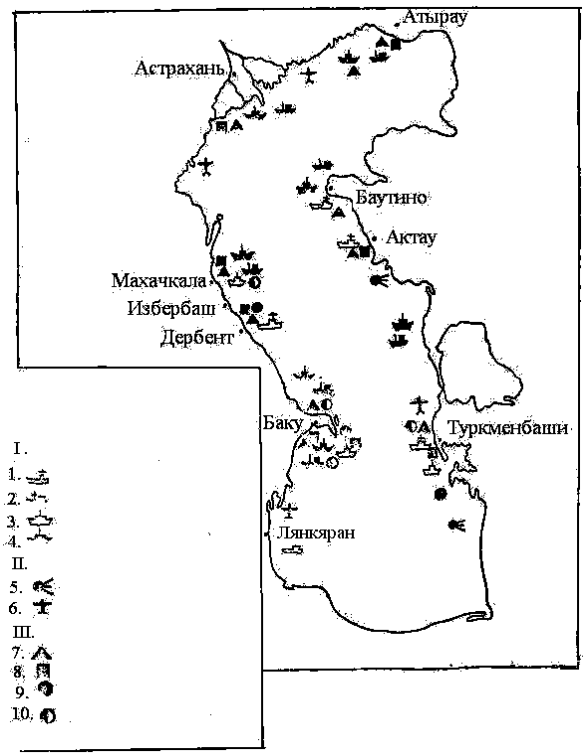


Рис. Схема мониторинга и охраны Каспийского моря
I. Морские суда: 1 – Госкомгидромета, 2 – Академии наук, 3 – зачистные, 4 – мусоросборщики.
II. Аэрокосмические средства: 5 – спутники, 6 – самолёты-вертолёты.
III.Очистные сооружения: 7 – промышленных вод, 8 – хозяйственно-бытовых вод, 9 – морских нефтегазоносных месторождений (НГДУ), 10 – нефтехимической промышленности

ЛИТЕРАТУРА

АТЛАС, М.И. 1947. Процесс самоочищения в морских водах (исследования в Бакинской бухте) Баку. Управление канализации. Баку.

ВОЙСИЧ, С.Я., АЛЬНЕЙР, Б.Я. 1934. Самоочищение донных вод в море (наблюдение в Бакинской бухте). ЗАКВОДГЕО. Баку.

ГЮЛЬ, А.К., ТАТАРАЕВ, М.Т. 2010. Распределение загрязняющих веществ на акватории Южного Каспия. *Вестник Каспия*, 1, Москва.

ГЮЛЬ, А.К., ФАРАДЖЕВА, Л.Н. 2010. Распределение техногенных примесей в донных отложениях Бакинского архипелага.*Вестник Каспия*, 1.

ЕЖЕГОДНЫЕ ГИДРОХИМИЧЕСКИЕ данные о качестве Каспийского моря за 1978-1995 гг. Азкомгидромет. Баку.

ЕЖЕГОДНЫЕ ГИДРОБИОЛОГИЧЕСКИЕ данные о качестве вод Каспийского моря за 1983-1995 гг. Азкомгидромет. Баку.

ЗОНН, И.С. 1983. Каспий: иллюзии и реальность. Москва.

КАСИМОВ, Р.Ю. 1987. Эколого-физиологические особенности развития ценных промысловых рыб Азербайджана. Элм. Баку.

КАСЫМОВ, А.Г. 1994. Экология Каспийского озера. Азербайджан. Баку.

КУРОЧКИНА, Т.Ф., НАСИБУЛИНА, Б.М. и др. 2001. Современное эколого-токсикологическое состояние водоемов Волго-Каспийского бассейна. *Каспийский плавучий университет. Научный бюллетень*, 2, Астрахань.

МАМЕДОВ, Р.М. 2001. Изменчивость гидрофизических полей и распространение загрязнителей в Каспийском море. Элм. Баку.

МАТЕРИАЛЫ ДЕПАРТАМЕНТА окружающей среды в Тегеране. 1990-2001. Тегеран.

МЕХТИЕВ, А.Ш., ГЮЛЬ, А.К. 2006. Техногенное загрязнение Каспийского моря. Элм. Баку.

МЕХТИЕВ, А.Ш., ГЮЛЬ, А.К., ОМАРОВА, Г.Д. 2009. Исследование загрязнения Северной части Азербайджанского побережья Каспия (по данным контактных и аэрокосмических измерений). Баку.

ОБЗОРЫ СОСТОЯНИЯ химического загрязнения морей Советского Союза. 1974-1991. Госкомгидромет СССР. Москва.

ПРИКАСПИЙСКИЙ РЕГИОН. Проблемы социально-экономического развития. Т.5. Водохозяйственные проблемы. 1989. Москва.

ПРОБАРОВ, С.Н. 1940. О составе прибрежных обрастаний (перифитон) Бакинской бухты в связи влиянием промышленных и бытовых загрязнений. Фонд ВНИРО. Баку.

САЛМАНОВ, М.А. 1999. Экология и биологическая продуктивность Каспийского моря. Шеврон. Баку.

СИМОНОВ, А.И. 1977. Динамика качества вод Каспийского и Аральского морей. Современные проблемы южных водоемов Советского Союза. Материалы совещания. АН СССР. Москва.

УСТЬЕВАЯ ОБЛАСТЬ Волги: гидролого-геоморфологические процессы, режим загрязняющих веществ и влияние колебаний уровней Каспия. 1998. ГЕОС. Москва.