

*Глава 1*  
**ПИТАЮЩИЕ ПРОВИНЦИИ, МОРФОМЕТРИЯ,  
ГИДРОХИМИЯ И ГИДРОГЕОЛОГИЯ  
КАСПИЙСКОГО МОРЯ**

Каспийское море занимает глубокую материковую депрессию; уровень его почти на 28 м ниже уровня Мирового океана. Площадь водоема 378 400 км<sup>2</sup>; в меридиональном направлении он вытянут почти на 1030 км, тогда как ширина его колеблется в пределах 196–433 км. По глубине Каспийское море (1025 м) уступает только двум наиболее крупным озерам мира – Байкалу (1620 м) и Танганьике (1435 м).

Каспийское море представляет собой водосбор ряда крупных речных систем европейской части СССР и Кавказа – в него впадают Волга, Урал, Тerek, Сулак, Самур, Кура и ряд других; объем вод моря 78 100 км<sup>3</sup>, что составляет около 44% запасов всех озерных вод на Земле. Водосборный бассейн, площадь которого достигает 3,5 млн км<sup>2</sup>, расположен в пределах СССР (90%), Ирана и Турции. Соотношение площади акватории и площади водосбора примерно 1 : 10, что свидетельствует о существенной роли суши в его питании.

Составные части бассейна Каспийского моря более подробно охарактеризованы в табл. 1. Очевидно, примерно 1/3 области водосбора занимают бессточные впадины. Эти пустынные области находятся в восточных частях региона и являются обычно мощными источниками золового материала; 2/3 площади водосбора дренируется реками. Среди них наиболее крупным поставщиком воды является Волга, с которой связано более 80% жидкого стока, затем следуют Кура (6,2%), Урал (3,2%), Тerek и Самур (2,6–2,0%). Необходимо, однако, подчеркнуть, что цифры, приведенные в табл. 1, позволяют ориентироваться в балансе рек до 50-х годов; интенсивное использование водных ресурсов, имевшее место в последние 20–25 лет, привело к уменьшению величины поверхностного притока в море, к внутригодовому перераспределению вод и существенному снижению уровня моря.

В табл. 2 представлены характеристики среднего жидкого стока рек в Каспийское море в последние годы [Каспийское море, 1986]; очевидно, что несмотря на различие в цифрах, относительное значение стока рек остается постоянным. В то же время обращает на себя внимание, что твердый сток веществ в море осуществляется по другим законам; максимальными поставщиками взвешенного вещества являются реки Кавказа – Кура (11,2–17,1 млн т/год), Самур (4,7–13,0 млн т/год), Тerek (11,0 млн т/год), а не Волга (9,2 млн т/год) или Урал (4,5 млн т/год). Огромная роль рек Кавказа в питании Каспийского моря терригенным

*Таблица 1*  
Составные части бассейна Каспийского моря

Река	Площадь водосбора, км <sup>2</sup>	Средний многолетний сток 1936–1965 гг., км <sup>3</sup>	Жидкий сток, %
Сточная область			
Волга	1402010	229,	80,3
Тerek	57499	7,5	2,1
Сулак	13370	5,7	2,0
Реки междуречья	9020	0,3	0,1
Сулак–Самур	4430	2,4	0,8
Самур	15980	0,9	0,3
Реки междуречья	12280	0,6	0,2
Самур–Кура	188040	17,5	6,2
Кура			
Реки междуречья	102780	12,1	4,3
Кура–Астара	213900	9,3	3,2
Реки Иранского нагорья			
Урал	2019309		
Общая площадь сточной области			
Бессточная область			
Междуречье Волга–Тerek	129800		
Междуречье Тerek–Сулак	4200		
Междуречье Атрек–Урал	822040		
Междуречье Урал–Волга	150400		
Общая площадь бессточной области	1106440		

*Таблица 2*  
Сток рек в Каспийское море

Река	Сток воды		Сток взвесей		Сток солей	
	годы	км <sup>3</sup> /год	годы	млн т/год	годы	млн т/год
Урал	1936–1980	8,13	1936–1973	4,5	1955–1979	3,0
Волга	1881–1980	240,98	1950–1973	9,2	1951–1980	63,9
Тerek	1930–1980	3,91–8,52	1966–1980	7,0–11,0	1951–1980	0,2–3,6
Сулак	1925–1980	4,10–5,55	1966–1980	6,1	1951–1981	0,2–0,4
Самур	1966–1980	1,48–1,63	1952–1980	4,7–13,0	1948–1962	0,4
Кура	1938–1980	13,1–15,9	1966–1980	11,2–17,1	1930–1965	6,5–8,0

материалом была впервые подчеркнута В.П. Батуриным и Е.К. Копыловой [1956].

Более близкими к природе следует считать оценки твердого стока, выполненные Г.В. Лопатиным [1952] до современного зарегулирования рек. Этот автор оценил общее количество взвешенного материала, поступающего в Каспий, в 118,5 млн т/год; при этом Волга приносила 25,7,

Урал – 4,1, Терек – 25,8, Сулак – 26,8, Куря – 25,4, а реки Ленкорани и Ирана – 10,7 млн т ежегодно.

Строение водосборного бассейна Каспийского моря было рассмотрено в работе Н.М. Страхова [1954]. Отчетливо выделяются четыре элемента. На северо-востоке реки Урал и Эмба, также как и левые притоки Камы, проникают далеко в пределы Уральской горной системы; они питаются материалом, типичным для Уральской геосинклиналии. Вся северная часть водосбора дренируется Волгой и ее притоками и расположена в пределах Русской платформы. В юго-западной части Терек, Сулак, Самур, Куря размывают горные сооружения Большого и Малого Кавказа. На конец, на юго-востоке находятся бессточные пустыни Западной Туркмении и Казахстана; они поставляют в пределы водоема массы золовой пыли, особенно в те периоды, когда усиливаются ветры северо-западного и западного направления.

В целом с точки зрения питания осадочным материалом Каспийское море отчетливо асимметрично; основная масса аллювиальных осадков поступает в водоем с северо-запада, запада и юго-запада, тогда как на восточном побережье преобладают эоловые процессы и абразия берегов.

В пределах Уральской складчатой области, по данным С.С. Шульца [1972], М.А. Камалетдинова [1974], В.Е. Хайна [1977], установлены следующие тектонические зоны, с запада на восток: 1) зона Предуральских передовых прогибов; 2) Передовое Башкирское поднятие (выступы доордовикского основания); 3) Западно-Уральская зона (Зилаирский синклиниорий, Сакмарская зона – миогеосинклинальная зона варисцид); 4) Центральноуральская зона поднятий (Уралтау, Ляпинско-Исовский, Полярно-Уральский антиклиниорий – выступы доордовикского основания); 5) Тагильско-Магнитогорская зона, представляющая "зеленокаменный пояс" Урала (эвгеосинклинальная зона варисцид); 6) Восточно-Уральская зона поднятий – блок древней континентальной коры; 7) Восточно-Уральская синклиниорная зона (Бродынско-Челябинский, Восточно-Уральский синклиниорий – эвгеосинклинальная зона варисцид); 8) Зауральская зона поднятий; 9) Тюмено-Кустанайская зона (краевой вулкано-плутонический пояс?).

Сравнительно узкие субмеридиональные тектонические зоны, слагающие Уральскую складчатую область, с минералого-geoхимической точки зрения, представляют собой довольно гетерогенную и неоднородную питающую провинцию. Наиболее характерной особенностью Урала является широкое распространение среди древнейших осадочных и вулканогенно-осадочных отложений многочисленных гипербазитовых поясов. Они представляют собой субмеридиональные цепочки крупных массивов габбро, перidotитов, дунитов и пироксенитов, содержащих характерную титано-железо-ванадиевую, медно-сульфидную, золото-платиновую, хромитовую и апатитовую минерализацию [Холодов, 1973]. Иначе говоря, с geoхимической точки зрения северо-восточная часть Каспийского водосбора является мощным источником Ti, V, Fe, Cu, Au, Pt, Cr и ряда других химических элементов ряда протокристаллизации. Это, по-видимому, нашло отражение в тех рудо-проявлениях Cu, V, Cr, Au и других металлов, которые широко распространены в верхнепалеозойских (пермских) осадочных толщах Уральского передового прогиба и восточной части Русской платформы. Характерно,

что среди глинистых образований, слагающих почвы и коры выветривания Уральского региона, преобладают серпентиниты и монтмориллониты [Градусов, 1973].

Северо-западная и западная часть Каспийского водосбора захватывает полого залегающие толщи карбона, перми, юры и мела, слагающие чехол Русской платформы. Каменноугольные отложения здесь представлены карбонатными толщами с редкими включениями красноцветных песчано-глинистых слоев, реже пластов углей. Пермские отложения сложены карбонатными и карбонатно-галогенными образованиями, причем последние по направлению к Уралу фациально замещаются красноцветными терригенно-глинистыми скоплениями. Горючие сланцы, глины, пески, фосфориты и карбонатные образования слагают сравнительно маломощную юрскую часть разреза платформы, а в меловое время к этим осадочным образованиям добавляются мел и олигомиктовые кварцевые пески.

Из приведенных выше данных можно заключить, что реки, дренирующие равнины Русской платформы, должны переносить в конечный водоем стока большие массы карбонатного материала; среди глинистых минералов значительную роль играет иллит.

Весьма характерны ассоциации тяжелых аксессорных минералов, формировавшихся на Русской платформе. Согласно данным В.П. Батурина [1974] и В.А. Гросгейма [1961, 1972], на протяжении всей мезозойско-кайнозойской истории Русской плиты миграция терригенных минералов на ней шла с севера на юг, причем ее конседиментационные прогибы постоянно являлись то областями накопления, то областями размыва. Такой процесс многократного переотложения приводил к быстрому созреванию терригенного материала, к концентрации в осадочном чехле наиболее устойчивых компонентов.

Исследования А.Б. Ронова [1949] и В.А. Гросгейма [1972] отчетливо показали, что в пределах самой платформы выделяется несколько разных питающих провинций, относительное влияние которых интегрировалось речными системами и платформенными впадинами-ловушками. Наиболее мощным и постоянным источником минералов являлся Балтийский щит, поставлявший в платформенные моря кварц, ильменит, дистен, ставролит, силлиманит и эпидот. Второй по значению питающей провинцией служил Урал, с которого на платформу, кроме кварца, поступали эпидот, сфен, хромшпинелиды. Его относительное значение было особенно велико в триасе, а возможно, и юре, но позднее он довольно быстро уступил первенство Балтийскому щиту. Еще менее значительными областями сноса для древних платформенных морей были Украинский кристаллический щит (ширкон, рутил) и Воронежский выступ (циркон, гранат, турмалин).

В целом длительное переотложение терригенного материала из одной платформенной впадины в другую и соответствующее этому процессу разложение неустойчивых минералов приводили к тому, что в устьях рек, стекающих с платформы, в настоящее время концентрируются кварц, дистен, ставролит и силлиманит.

В юго-западной части Каспийского водосбора располагаются альпийские горные сооружения Большого и Малого Кавказа; они представляют собой две несколько различные питающие провинции (подпровинции). В строении Большого Кавказа определяющее значение имеют мезозойско-кайнозойские

зойские отложения осадочного происхождения; только в северо-западной (нижней) части этого комплекса появляются разнообразные эфузивы. Палеозойские сильноизмененные и прорванные интрузиями образования развиты на относительно небольших площадях.

Мезозойско-кайнозойские толщи Большого Кавказа представлены главным образом песчано-глинистыми отложениями; исключение составляют верхнеюрские, меловые и отчасти палеоцен-эоценовые толщи, в составе которых чаще преобладают карбонатные породы и реже эвaporиты.

В металлогеническом отношении большой интерес представляют нижне-среднеюрские черносланцевые толщи, в которых под действием внедрившихся интрузий, эфузивно-гидротермального, а также осадочно-диагенетического процессов сконцентрированы большие массы Fe, Mn, Mo, V, Co, Ni, Pb и других металлов; они же являются мощным источником хлоритов, которые в значительном количестве встречаются во взвесях кавказских рек [Холодов, 1983].

По данным В.А. Гроссгейма [1972], для Большого Кавказа наиболее типичны менее устойчивые минералы, такие, как лейкоксен, сфеен, пироксены, амфиболы, андалузит, сподиолит, хлоритоид, эпидот, а также хромшпинелиды и апатит.

Малый Кавказ слагается разнообразными эфузивными породами, вулканогенно-осадочными образованиями и осадочными толщами, прорванными интрузиями гипербазитов, реже – гранитоидов. Следы интенсивной вулканической деятельности фиксируются среди разновозрастных отложений этого региона от докембрия до квартера; особенно широко распространены юрские порфириты, плагиопорфириты и их пирокласты, палеогеновые порфириты, андезиты, базальты, дациты и их туфы, олигоцен-палеоценовые эфузивы, представленные андезито-дацитами, липаритами, пемзами и обсидианами, и четвертичные базальты, андезито-базальты, андезито-дациты, туфы и туфопесчаники [Геология..., 1974]. Значительные площади современных водосборов занимают интрузии офиолитовых поясов – габброиды, пироксениты, дуниты, перидотиты.

Металлогеническое изучение Малого Кавказа показывает его сходство с Уралом; здесь также известны медно-колчеданное оруденение (Сомхето-Карабахский район), хромитовые месторождения (Севано-Акеринский пояс), титано-магнетитовые руды, содержащие V (Сварани, Камакар). Отличие этих регионов заключается в том, что на территории Армении наряду с концентрациями элементов ряда протокристаллизации известны также скопления Pb, Zn, Hg, Sb, As, Mo и ряда других халькофильных металлов [Магакьян, 1969].

Горные сооружения Малого Кавказа могут, по-видимому, поставлять в Каспийское море наряду с устойчивыми минералами основных пород, таких, как хромит и хром-пикотит, неустойчивые образования, такие, как роговые обманки, пироксены и амфиболы. Среди глинистых минералов должны встречаться магнезиальные силикаты, вообще говоря, типичные для основных магматических пород различных регионов.

Характерной особенностью Каспийского моря как бассейна седиментации является питание за счет как гумидных, так и аридных областей; этим Каспий существенно отличается от Черного моря, весь водосбор которого расположен в области гумидного климата.

Действительно, севернее широты г. Куйбышева проходит граница, отделяющая зону широколиственных и смешанных лесов от зоны луговых степей (лесостепей) и злакоподобных степей (полупустынь); эта граница знаменует переход от гумидных условий к аридным. Собственно аридная зона полынных, солянковых, эфемерно-полынных, саксаульных и кустарниковых пустынь, принадлежащая к аридной зоне, подковообразной полосой протягивается от низовий Сулака к нижнему течению Терека и далее отсекает 100–150-километровую полосу нижнего течения Волги, Урала, Эмбы; восточнее она, постепенно расширяясь, уходит к Аральскому морю, сливаясь с пустынями Западного Казахстана и Туркмении.

На западном берегу Южного Каспия аридные обстановки, начинаясь на Апшероне, охватывают низовья Куры и часть прилегающей к ней Прикуринской низменности. Смежные области Большого Кавказа и Закавказья принадлежат уже к гумидным, а в высокогорье – даже к ледовым условиям мобилизации осадочного материала. Таким образом, Каспийское море почти со всех сторон окружено кольцом пустынь.

Литолого-тектоническая и металлогеническая зональность водосбора Каспийского моря в сочетании с расположением гумидных зон, в которых главным образом осуществляется мобилизация материала, питающего водоем, накладывает весьма заметный отпечаток на особенности его поставки реками.

В первую очередь специфика питающих провинций оказывается на составе легкой и тяжелой фракций современных песчаных осадков, отлагающихся в дельтах рек (табл. 3). Как это хорошо показали В.П. Батурин [1947], а также И.А. Преображенский и С.Г. Саркисян [1954], типоморфными минералами Волги являются дистен, ставролит и андалузит, тогда как наиболее типичными акцессориями Большого Кавказа (Терек, Ак-чай) следует считать зеленые слюды (хлориты), а также доломит. В отличие от них отложения рек, эродирующих сооружения Малого Кавказа, существенно обогащены неустойчивыми пироксенами и роговыми обманками.

Любопытные данные получены нами при геохимическом изучении взвесей рек Каспийского водоема. На протяжении лета 1980 г. И.Ю. Лубченко отобрала пробы взвеси пяти рек – Урала, Терека, Сулака, Самура и Куры; в них химическим путем было определено содержание Fe, Mn и Ti, а с помощью спектрального количественного анализа установлено содержание Cr, Ni, V, Cu, Co и Mo. Анализы проводились в соответствующих лабораториях Геологического института АН СССР. Результаты исследования представлены в табл. 4.

В верхней части таблицы приведены величина общей мутности воды рек и содержание химических элементов в их взвеси; в средней части те же данные представлены в абсолютных массах, т.е. учтена величина мутности в каждом из пяти рассмотренных случаев; наконец, в нижней части для сравнения все данные пересчитаны на мутность р. Урал. Последний прием дает возможность оценить вынос химических элементов из разных частей водосбора Каспия.

Анализ приведенных цифр позволяет прийти к выводу, что содержания и абсолютные массы Fe, Mn и Ti мало информативны; по-видимому, это связано с их повсеместным и широким распространением в земной коре. Значительно интереснее ведут себя Cr, Co, Ni, V и Cu. Очевидно, их макси-

*Таблица 3*  
**Минералогический состав современных песчаных осадков  
рек Каспийского бассейна**

Район	Легкая фракция	Тяжелая фракция
Дельта р. Волги	Кварц	Ильменит, роговая обманка, дистен, ставролит, силлиманит
Дельта р. Терека	Обломки пород	Бурые слюды, зеленые слюды (хлорит), гиперстен, андалузит
Р. Ак-чай близ г. Куба (северный склон Большого Кавказа)	Обломки осадочных пород	Доломит, ильменит
Дельта р. Куры	Полевые шпаты, обломки эфузивов	Моноклинные пироксены, роговые обманки
Р. Алазань	Обломки осадочных пород	Слюды, моноклинные пироксены, роговые обманки
Ст. Репетек, Каракумы Пехлеви (береговой песок)	Кварц Обломки пород	Роговые обманки, гранат Моноклинные пироксены

*Таблица 4*  
**Распределение химических элементов во взвесях рек  
Каспийского моря**

Река	Мут- ность, г/л	Fe	Mn	Ti	Cr	Ni	V	Cu	Co	Mo
		%					10 <sup>-4</sup> %			
Урал	0,058	3,98	0,06	0,39	134	82	104	54	22	1,7
Терек	1,208	4,82	0,08	0,45	73	36	96	51	14	3,3
Сулак	0,120	3,78	0,09	0,68	79	47	138	30	18	2,5
Самур	2,720	4,46	0,14	0,46	72	48	103	31	18	1,5
Кура	0,400	4,11	0,11	0,50	77	54	144	67	23	4,0
		мг/л					мкг/л			
Содержание в абсолютных массах										
Урал	0,058	2,31	0,03	0,23	7,8	4,8	6,0	3,1	1,3	0,1
Терек	1,208	58,32	0,97	5,44	88,3	44,8	116,1	161,7	16,9	4,0
Сулак	0,120	4,57	0,11	0,70	9,6	5,7	16,7	3,6	2,1	0,3
Самур	2,720	121,31	3,81	12,51	195,8	130,6	280,2	284,3	49,0	4,1
Кура	0,400	16,44	2,44	2,00	30,8	21,6	57,6	26,8	9,2	1,6
Содержание в абсолютных массах, приведенное к мутности р. Урал										
Урал		2,31	0,03	0,23	7,80	4,80	6,0	3,10	1,30	0,10
Терек		2,80	0,05	0,26	4,23	2,15	5,57	2,96	0,81	0,19
Сулак	0,058	2,19	0,05	0,34	4,58	2,72	8,0	1,74	1,04	0,14
Самур		2,59	0,08	0,27	4,18	2,78	5,97	1,80	1,04	0,09
Кура		2,38	0,06	0,29	4,47	3,13	8,35	3,87	1,33	0,23

*Таблица 5*  
Характеристика глинистых минералов взвесей рек  
Каспийского моря

Река	Площадь водосбора, км <sup>2</sup>	Сток воды, км <sup>3</sup>	Взвесь, 10 <sup>6</sup> т	Состав глинистой фракции < 0,001, %		
				каолинит-хлорит	гидрослюды	монтмориллонитовый компонент
Волга	1380 000	255	25,7	17 10 10	46 41 49	37 49 41
				Среднее	12,3	45,3
Урал	220000	11	4,1	12	50	38
Тerek	43711	1	25,8	24	74	2
Урух	953			27	62	11
Черек	1370			18	48	34
Сулак	13370	5,6	26,8	24	66	10
Андыкское	4600			23	77	—
Койсу						
Аварское	7320			28	72	—
Койсу						
Кума	21590	0,38	0,72	18	53	29
Подкумок	1940			12	64	24
Кура	188000	18	25,4			
Калаус	9380	0,07	0,35			
Реки Ленкорани и Ирана				10,7		

мальные количества выносятся Уралом и Курой; как это было показано ранее, именно эти реки эродируют питающие провинции, обогащенные элементами ряда протокристаллизации. Таким образом, развитие гипербазитовых пород в области питания хорошо объясняет повышенные содержания Ст и элементов его группы во взвесях рек. Но в полном соответствии с металлогенией интенсивнее всего обогащает взвеси Кавказа и Закавказья, которые дренируют крупные молибденовые провинции.

Для более полной характеристики роли водосборных площадей в питании Каспийского моря нами был изучен качественный и количественный состав глинистых минералов в пелитовой фракции взвесей ряда рек: Волги, Урала, Терека с притоками, Сулака с притоками, Кумы [Холодов и др., 1976]. В глинистых фракциях речных взвесей рентгеноструктурным анализом обнаружены каолинит, хлорит, гидрослюды, а также смешанослойные образования из слюдистых и монтмориллонитовых пакетов, условно имеемых "монтмориллонитовый компонент". Их количественные соотношения и некоторые характеристики рек, заимствованные из материалов Г.В. Лопатина [1952], приведены в табл. 5.

Очевидно, на водосборных площадях Каспийского моря главным поставщиком глинистого материала являются реки Кавказа ( $79 \cdot 10^6$  т), за ними следуют реки Русской платформы ( $29 \cdot 10^6$  т) и, наконец, реки Ленкорани и Ирана ( $10 \cdot 10^6$  т). Любопытно, что при этом состав поступающих в водоем глинистых минералов несколько трансформируется; с севера вносятся глинистые взвеси более монтмориллонитового состава, тогда как на юге явно преобладают гидрослюды (иллит).

Как было уже отмечено выше, такое своеобразие привноса взвесей в Каспий связано с гетерогенностью осадочного чехла Русской платформы. По-видимому, в ее западной части состав глинистых минералов более гидрослюдистый, а в восточной — монтмориллонитовый. Последнее объясняется влиянием Уральской провинции, которая еще с пермского времени поставляла монтмориллонит-гидрослюдистый материал в платформенные палеоморя. Итак, довольно высокое содержание смектитового компонента во взвесях Волги правильнее всего связывать с размывом пермских осадочных пород Предуралья, а также выносом продуктов зеленокаменной пропилитизации—глинизации и выветриванием основных изверженных пород Урала.

Хотя состав материала, поступающего в Каспийское море с реками, в значительной степени определяется геологическим строением и климатическими особенностями прилегающих площадей, многие черты осадконакопления в этом водоеме связаны с климатом, морфометрией, гидродинамикой и гидрохимией самого водоема.

Климат, господствующий на акватории Каспия, довольно суров. Температура воздуха благодаря большой меридиональной протяженности водоема колеблется в широких пределах. Среднегодовая температура воздуха в северной части моря  $8-10$ , в средней —  $11-14$ , в южной —  $15-17^{\circ}\text{C}$ . Для всего моря она в среднем  $13,1^{\circ}\text{C}$ . Наибольшие колебания температуры отмечаются в зимние месяцы, когда мелководная северная часть покрывается льдом; в летнее время температура воды на площади всей акватории распределена более равномерно. Средняя температура самых теплых месяцев достигает  $24-26^{\circ}\text{C}$  (июль–август). Абсолютный максимум на восточном побережье  $42-44^{\circ}\text{C}$ . Осеню температура воздуха резко понижается и не превышает  $9^{\circ}\text{C}$ .

Направление и сила ветров, дующих над Каспийским морем, определяется тремя факторами: характером общей циркуляции атмосферы, полем температуры и рельефом его берегов. Большую часть года над морем господствуют ветры северных (СЗ, С, СВ) и юго-восточных направлений [Кошинский, 1964]. Средняя скорость ветра в пределах акватории моря  $5,7$  м/с. Наибольшие скорости зафиксированы в средней части моря —  $6-7$  м/с. В районе Ашхерона их величина чаще  $8-9$ , но иногда доходит до  $25-30$  м/с.

Выпадение осадков на поверхность водоема крайне неравномерное. В открытом море выпадает  $180-200$ , на западном побережье —  $300-400$ , а в юго-западной части — даже до  $1700$  мм/год. Между тем на восточном побережье количество осадков редко превышает  $100$  мм/год. Величина испарения осадков в год достигает  $910$  мм. Очевидно, Каспийское море отдает в атмосферу в среднем в год в 5 раз больше осадков, чем оно их получает.

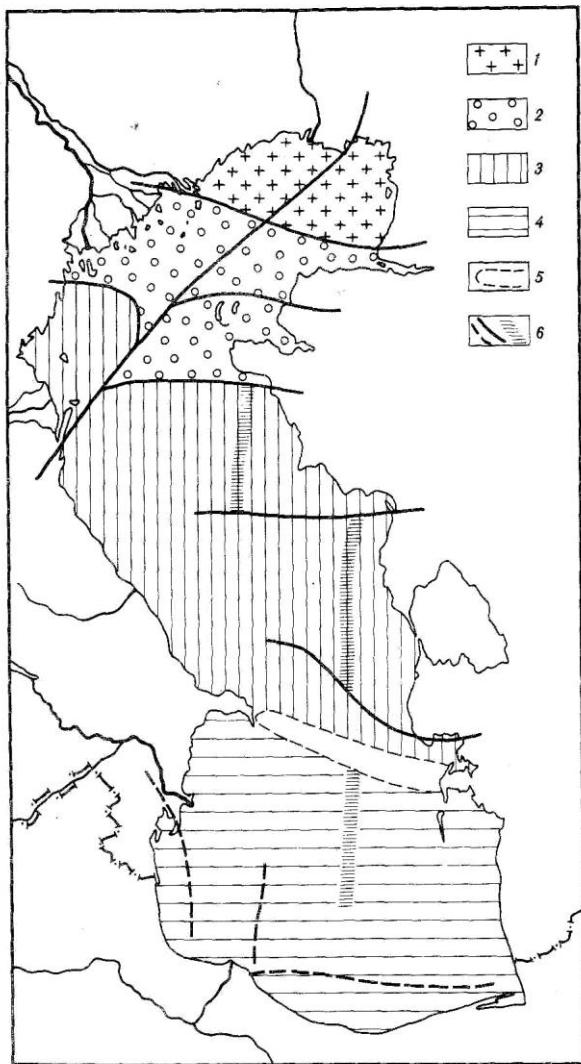


Рис. 1. Геологическое строение Каспийской впадины [ Лебедев, 1978]

1 – Русская докембрийская платформа; 2 – переходная зона; 3 – Скифско-Туранская плита; 4 – Альпийская складчатая зона; 5 – Апшероно-Прибалханская зона поднятий; 6 – разломы

Гидродинамика и процессы осадконакопления в Каспийском море теснейшим образом связаны с его морфометрией, а последняя, в свою очередь, обусловлена особенностями геологического строения региона.

В тектоническом отношении Каспийская впадина имеет гетерогенное строение и расположена в пределах трех структур первого порядка (рис. 1). Северная и северо-восточная часть Северного Каспия находится в пределах Русской докембрийской платформы. Средний Каспий охватывает часть

Таблица 6  
Продукты наземных извержений грязевых вулканов Азербайджана

Грязевой вулкан	Год извержения	Вес солончайской брекции, т	Количество выделенных газов, м <sup>3</sup>
О-в Свиной	1880	$2 \cdot 10^6$	$4 \cdot 10^3$
Банка Ливанова	1930	$1 \cdot 10^6$	$2 \cdot 10^3$
Аляты	1967	$2 \cdot 10^6$	—
Тасимардан	1954	$4 \cdot 10^6$	$8 \cdot 10^3$
Большой Кумани	1959	$3,5 \cdot 10^6$	$7 \cdot 10^3$
Айрантекян	1964	$2,5 \cdot 10^6$	—
Локбатан	1884	$2,5 \cdot 10^5$	$5 \cdot 10^2$
Туорогай	1947	$8 \cdot 10^4$	160
Кушчи	1965	$3 \cdot 10^4$	—
Безымянная сопка	1949	$112 \cdot 10^2$	22
Кянизадаг	1950	$2 \cdot 10^5$	400
Кара-Кюре	1951	$1,2 \cdot 10^5$	240
Кейреки	1953	$8 \cdot 10^5$	$1,6 \cdot 10^2$
Бузовчинская сопка	1953	$3,4 \cdot 10^5$	680
Кобийский	1957	$1,8 \cdot 10^3$	36

эпипалеозойской Скифско-Турецкой плиты, а Южно-Каспийская впадина расположена в пределах альпийской области; таким образом, в структурно-тектоническом смысле Каспийское море гетерогенно [Соловьев и др., 1962; Лебедев, 1978].

В северной части на докембрийском кристаллическом фундаменте залегает палеозойско-мезозойский осадочный чехол, сильно осложненный явлениями солевой тектоники; он слагает крупный прогиб – Прикаспийскую синеклизу, мощность осадочных отложений в которой достигает до 12–15 км [Борисов и др., 1962].

К югу от Мангышлакского порога находится участок Скифско-Турецкой плиты, в пределах которой на доюрских кристаллических породах залегает осадочный мезозойско-кайнозойский чехол; в пределах Терско-Сулакской и Апшеронской впадин фундамент обнаруживается на глубине 10–12 км. В пределах этой части Каспия геофизики еще устанавливают "гранитный" слой, однако по направлению к Апшеронскому порогу он, по-видимому, выклинивается [Гагельянц и др., 1958].

На большей части площади Южного Каспия "гранитный" слой, вероятно, отсутствует, и осадочные породы огромной мощности (более 24 км) ложатся непосредственно на "базальтовые" слои; таким образом, земная кора Южного Каспия по типу строения близка к океанической.

В строении осадочного чехла Южно-Каспийской впадины палеозойские отложения, по-видимому, играют незначительную роль; вся впадина заполнена преимущественно осадочными отложениями мезозоя и кайнозоя. Характерной особенностью Южно-Каспийской впадины является сложное тектоническое строение – обилие разломов и многочисленные проявления грязевого вулканизма.

В последнее время благодаря работам многих геологов стало очевидно,

что грязевой вулканизм представляет собой мощное геологическое явление, способное конкурировать по своим результатам с процессами осадочной мобилизации и седиментации. Общеизвестно, что в момент извержения грязевые вулканы выбрасывают в зону осадконакопления колоссальные массы грязебрекчий, газов и вод. В табл. 6 сделана попытка охарактеризовать объем некоторых продуктов извержений грязевых вулканов по опубликованным данным [Якубов, 1948; Якубов и др., 1971; Зейналов, 1960; Дадашев, 1964; Горин, Буниат-заде, 1971].

Очевидно, во время некоторых извержений грязевых вулканов в зону осадконакопления поступало  $3,5-4 \cdot 10^6$  т грязебрекчий, а также  $7-8 \cdot 10^3$  м<sup>3</sup> CO<sub>2</sub> и углеводородных газов. Грандиозность этих величин можно оценить, если напомнить, что Волга после зарегулирования стала ежегодно поставлять в Каспийское море только  $7-8 \cdot 10^6$  т взвеси.

Наблюдения, специально проведенные над наземными грязевыми вулканами [Глазовский и др., 1976] в промежутках между извержениями, показали, что они постоянно выделяют жидкую грязь (15–53 м<sup>3</sup>/сут), воду (до 60 см<sup>3</sup>/с) и газы (до 4000 м<sup>3</sup>/сут); среди последних установлены CO<sub>2</sub> и H<sub>2</sub>S и углеводороды.

Основная масса грязевых вулканов находится в пределах Южного Каспия (рис. 2). В Азербайджане [Горин, Буниат-заде, 1971], в пределах треугольника, ограниченного г. Шемаха, о-вом Нефтяные Камни и подводной банкой Куринский Камень, сосредоточено около 200 грязевулканических очагов; многие из них поражают своими крупными размерами. Так, Туоргай или Большой Кянизадаг представляют собой конусовидные поднятия высотой 300–400 м.

В пределах акватории Южного Каспия морфометрическим способом [Дадашев, Мехтиев, 1979] с помощью эхолотирования и аэромагнитной съемки выявлено около 136 подводных грязевых вулканов. Многие из них четко выражаются в рельфе дна моря и образуют щитообразные возвышенности.

Наконец, на территории Западной Туркмении, в треугольнике, образованном городами Челекен, Небит-Даг и Гасан-Кули, расположено еще около 50 наземных вулканов, часть из которых функционировала в недалеком прошлом, а в настоящее время бездействует (Алигул, Боя-Даг).

Пространственное положение грязевых вулканов довольно четко контролируется простиранием крупных разломов или расположением крупных антиклинальных поднятий [Губкин, Федоров, 1937; Холодов, 1987]. Так, разлом, ограничивающий Апшеронский порог и трассированный геофизическими методами от п-ова Челекен до о-ва Нефтяные Камни и далее вдоль северного берега Апшеронского полуострова, отлично фиксируется цепочкой грязевых вулканов (см. рис. 2).

Чрезвычайно важно, что стратиграфический диапазон действия каждой группы грязевых вулканов различен; их "корни", или максимальные глубины, с которых поднимаются на дневную поверхность грязевые потоки и обломки горных пород, обычно находятся на разных глубинах. "Корни" грязевых вулканов Южно-Каспийской впадины и нижнего течения Куры не опускаются ниже плиоцена [Глазовский и др., 1976], в пределах Апшеронского порога и на восточном шельфе Южного Каспия они вскрывают отложения палеогена и миоцена, в Туркмении и на большей части

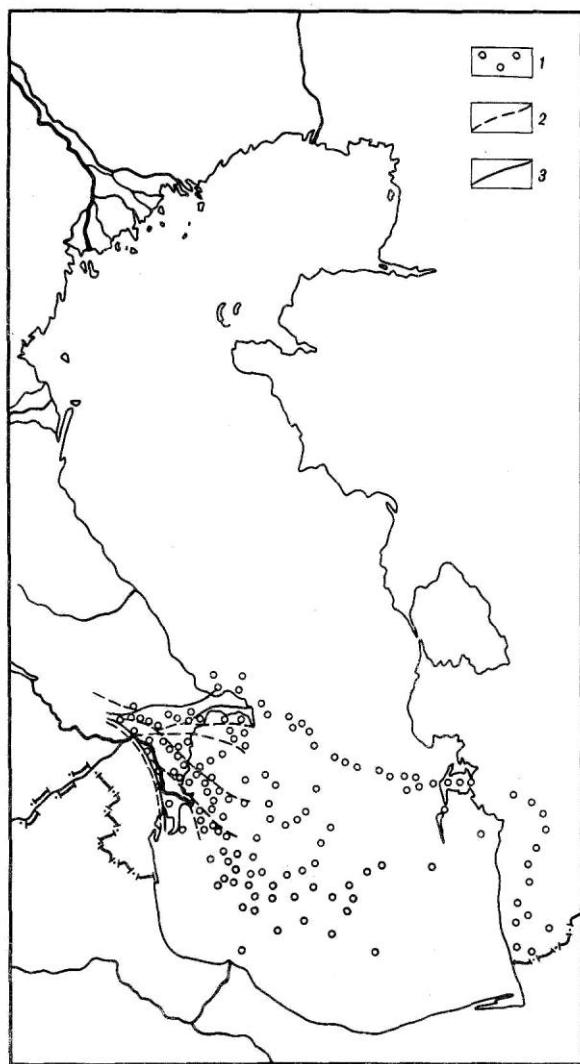


Рис. 2. Схема размещения грязевых вулканов на акватории Каспийского моря  
1 – грязевые вулканы; 2 – разломы; 3 – границы развития грязевых вулканов

Апшеронского полуострова дренируют меловые отложения, а на севере Апшерона – даже юру.

Характерно также, что проявления грязевого вулканизма пространственно обычно бывают тесно связаны с крупными нефтяными и газовыми месторождениями [Губкин, 1934] и отчетливо тяготеют к зонам аномально высоких пластовых давлений [Бабалян, 1982; Холодов, 1987].

Все перечисленные особенности этого своеобразного явления чрезвычайно затрудняют решение проблемы его генезиса. Изучение процессов песчаного диапризма, а также дегидратации и обезвоживания глин в условиях

элиационного режима позволило высказать представление о том, что грязевой вулканизм является разновидностью этих процессов, резко проявившихся в ходе развития осадочно-породного бассейна в обстановке повышенной проницаемости чехла и фундамента [Холодов, 1987].

Очевидно, что для Южного Каспия грязевой вулканизм является не менее мощным источником материала, чем речной привнос и эоловая деятельность.

Геологическое строение региона довольно определенно отражается в рельфе и морфометрии; отчетливо выделяются три впадины — Северный, Средний и Южный Каспий (рис. 3).

**Северный Каспий**, средняя глубина которого не превышает 6,2 м, представляет собой слабонаклонную к югу площадку, в пределах которой прослеживаются реликты древнего рельефа и русел палеорек, захороненных водами моря (Уральская бороздина, впадина палео-Волги, Мангышлакская бороздина). В этой части моря преобладают дрейфовые течения, связанные с направлением ветра, волнения воды достигают дна, осенние бури перемещают массы взвешенного материала, а зимой в формировании осадка принимает участие лед, поскольку поверхность моря в это время промерзает на огромных площадях. Для всей северной части Каспийского моря весьма типичен эрозионный рельеф, постепенно "стираемый" осадконакоплением. Все это доказывает, что совсем недавно (конечно, в геологическом смысле этого слова) дно Северного Каспия было равнинной сушей.

В наиболее мелководной части Северного Каспия довольно четко прослеживаются разветвленные долины Волги, Урала, Терека и не доходящих в настоящее время до моря Эмбы и Кумы. Восточная часть этого региона занята Уральской бороздиной, которая представляет собой долину палеореки, осложненную террасированными склонами; ее глубина местами превышает 5 м. Севернее п-ова Тюб-Караган находится Мангышлакская бороздина, также являющаяся палеодолиной. Ее глубина достигает 12 м.

Палеорусла обычно разделены повышенными участками, древними водоразделами, которые благодаря развитию баров и банок нередко превращаются в острова.

В северной части Каспия выделяется группа Тюленьих островов, среди которых наиболее крупные острова Кулалы ( $73 \text{ км}^2$ ) и Морской ( $65 \text{ км}^2$ ). В западной части Северного Каспия расположены острова Чечень ( $122 \text{ км}^2$ ), Тюлений ( $68 \text{ км}^2$ ) и множество низких островков в придельтовой части Волги.

**Средний Каспий** имеет вид глубокой впадины; в его средней части расположена Дербентская котловина, со всех сторон окруженная узким шельфом. Максимальная ее глубина 770–780 м. Так как простижение этой котловины направлено с северо-запада на юго-восток, мощное циклоническое течение сбрасывает в эту впадину-халистазу огромное количество тонкого кластического материала, смываемого с площадки северных районов моря или поступающего с водами Терека, Сулака и Самура.

В рельфе Среднего Каспия довольно четко выделяются шельф, склон и ложе впадины, причем в ее строении отчетливо проявляется асимметрия. На востоке развиты широкий шельф (55–90 км) и пологий склон,

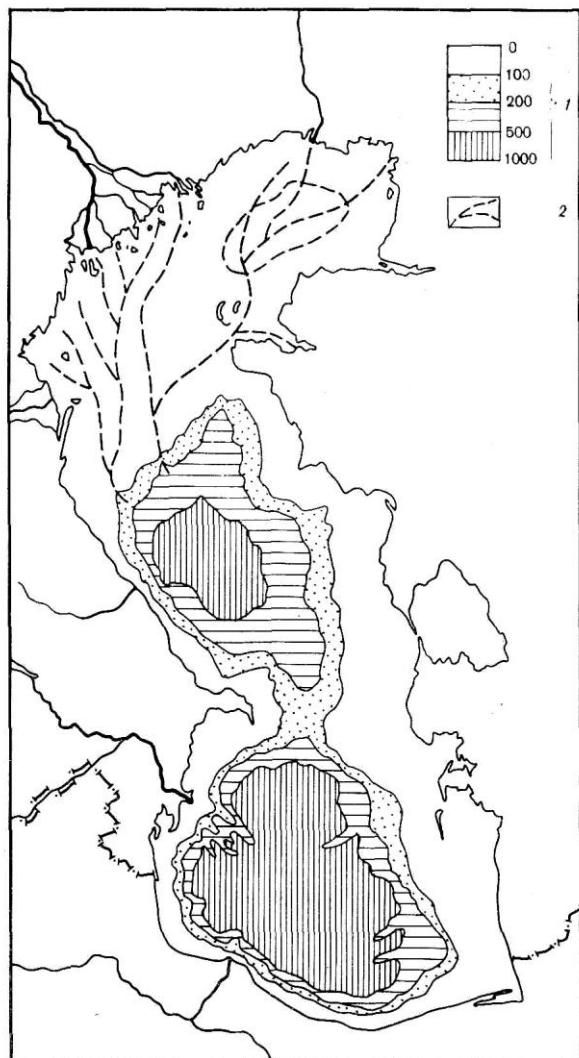


Рис. 3. Геоморфология дна Каспийского моря [Соловьев и др., 1962]  
1 – батиметрия, м; 2 – палеорусла рек

на западе ширина и наклон обоих элементов изменяются в противоположную сторону. Во многих местах на востоке и северо-западе шельф осложнен выступами древних коренных пород; современные осадочные образования здесь отсутствуют. На склонах Дербентской впадины часто встречаются следы оползней и супензионных потоков. На северном участке восточного склона прослеживаются эрозионные врезы русел и временных потоков.

В Среднем Каспии к востоку от Апшеронского полуострова протягивается цепь островов Апшеронского архипелага. Наиболее крупный среди них – о-в Жилой ( $28 \text{ км}^2$ ). На юге по линии Баку–Красноводск находится

Апшеронский порог (до 200 м глубиной), который разделяет Средний и Южный Каспий.

Южный Каспий представляет собой очень сложно построенную впадину. Ее максимальная глубина 1025 м. Западный борт крут, тогда как восточный полого поднимается и переходит в широкую шельфовую площадку [Леонтьев, Федоров, 1953]. Дно Южно-Каспийской впадины, а также шельфовая зона этого региона осложнены многочисленными грязевыми вулканами и тектоническими поднятиями, выраженными в рельефе.

Южный склон Южно-Каспийской впадины деформирован многочисленными холмами – оползнями. Восточный склон покрыт своеобразными уступами. Глубоководная котловина Южного Каспия рассечена поднятиями, которые прослеживаются с северо-востока на юго-запад (Абиха, ЛОЦ-58, Секстан) или в меридиональном направлении (хр. Шатского). Высота таких подводных гор достигает 400 м, вершины осложнены грязевыми вулканами, а разделяющие их депрессии открываются в сторону абиссали.

На западе Южного Каспия расположена целая гирлянда небольших островов, принадлежащих Бакинскому архипелагу (Булла, Лось, Свиной, Вульф и др.). У восточного побережья вблизи п-ова Челекен находится узкий, вытянутый по меридиану о-в Огурчинский.

Проблема гидродинамики Каспийского моря, несмотря на многолетние исследования в этой области, все еще далека от своего однозначного решения. Исследования Н.М. Книповича [1921], А.А. Михалевского [1931], В.А. Леднева [1943] и В.Б. Штокмана [1938] позволили наметить общую схему движения вод Каспийского моря (рис. 4).

В 50-х годах считалось, что в целом для Каспия характерен циклонический круговорот. В Среднем Каспии водные массы перемещаются вдоль западного берега с севера, где они принимают поток северокаспийских вод, связанный со стоком Волги и Урала, на юг, к Апшеронскому полуострову. Здесь основная ветвь течений раздваивается; одна ветвь продолжает движение на юг вдоль западного берега Южного Каспия, а другая наискосок пересекает Апшеронский порог и направляется к восточному берегу Южного Каспия, где встречается с противотоком, перемещающимся с юга на север. Этот противоток проникает из Южного Каспия в Средний и компенсирует вдоль восточного берега движение массы вод, имеющее место на западе. В то же время в пределах Южно-Каспийской впадины наблюдаются циклоническое и антициклоническое движения.

Скорости течений чрезвычайно изменчивы, до 50–100 см/с. Придонные течения на глубинах порядка 200 м обычно более медленные; их скорость не превышает 20–30 см/с.

Весьма существенные поправки в схему гидродинамики Каспийского моря внесли недавние работы Н.А. Скрипунова [1974], А.Н. Косарева [1975], а также А.С. Блатова с соавторами [1986]. Они показали, что гидродинамика весьма тесно связана с рельефом дна, направлением и скоростью преобладающих ветров и стоком рек и в каждой части бассейна имеет свои особенности.

Согласно данным этих исследователей, в Северном Каспии течения особенно тесно связаны с направлением ветров и сгонно-нагонными колебаниями уровня. По расчетам И.Г. Егорова [1972], через западную часть Кул-

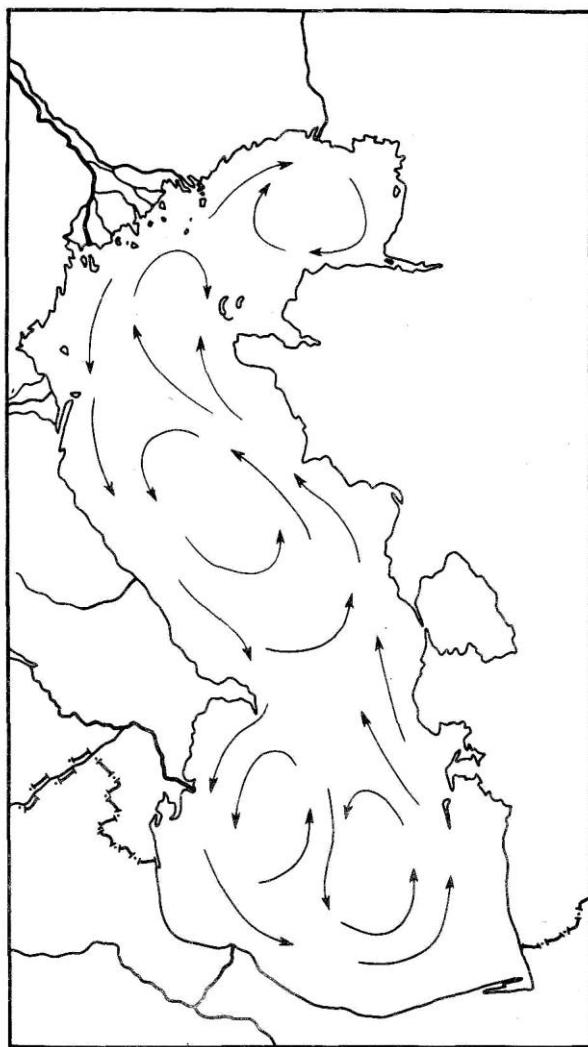


Рис. 4. Гидродинамика Каспийского моря [ Михалевский, 1931]  
Стрелки показывают направления течений

линского порога вода поступает из Северного Каспия в Средний, а через восточную, наоборот, из Среднего в Северный. Это обеспечивает перемещение водных масс по часовой стрелке.

В южном Каспии отчетливо обозначается антициклоническое движение вод, а на восточном берегу Среднего Каспия деятельность сгонных ветров, направленных от берега, определила существование апвеллинга.

Следует тем не менее подчеркнуть, что, несмотря на усложнение гидродинамической схемы Каспийского моря, этот водоем следует рассматривать как три полуизолированные системы аккумуляции осадочного вещества, среди которых Северный Каспий уподобляется мелководному вибрацион-

ному столу, с которого непрерывно смываются осадки равнинных рек, а Средний и Южный Каспий служат гигантскими отстойниками, аккумулирующими более тонкий и подвижный кластический материал, поступающий со стороны платформы или приносимый горными реками Кавказа.

По данным Н.М. Страхова [1954], солевой состав каспийской воды несколько отличается от солевого состава воды океана, %:

Состав	Каспийское море	Океан
NaCl	62,15	78,32
MgSO <sub>4</sub>	23,58	6,40
MgCl <sub>2</sub> + MgBr <sub>2</sub>	4,54	9,44
CaCO <sub>3</sub>	1,24	0,21
KCl	1,21	1,69
CaSO <sub>4</sub>	6,92	3,94
	99,64	100,00

Очевидно, что воды Каспия заметно обогащены сульфатами и особенно сульфатом Mg. Характерны также очень высокий щелочной резерв, достигающий 3,16–3,6 мг-экв., и повышенное значение pH, равное 8,3–8,4. В этом несомненно влияние речного стока вод. Общеизвестно, что на ряде участков карбонаты пересыпают каспийскую воду и могут выпадать в осадок хемогенным путем.

Поверхностная соленость каспийской воды варьирует в довольно широких пределах; по данным С.Г. Бруевича [Страхов, 1954] составлена схема, показывающая ее распределение (рис. 5). Вблизи дельты Волги соленость достигает минимальных значений; для всего Северного Каспия она в среднем 2,2<sup>0</sup>/oo, причем в западной его части – 1,8, а в восточной – 3,2<sup>0</sup>/oo [Иванова, 1953]. В Среднем и особенно Южном Каспии поверхностная соленость заметно возрастает, достигая самых высоких значений у берегов Челекена и в Красноводском заливе (13–13,4%). Не вызывает сомнения, что такое повышение поверхностной солености связано с высоким испарением вод в местностях с сухим и жарким климатом.

Во впадинах Среднего и Южного Каспия, по данным А.Н. Косарева [1975], соленость также возрастает (рис. 6).

Биологический мир Каспия разнообразен качественно и богат количественно. В настоящее время в Каспийском море зарегистрировано 285 видов фитопланктона [Прошкина-Лавренко, Макарова, 1968], 235 видов зоопланктона, 284 вида фитобентоса и 724 вида донных животных. Общее число видов фауны достигает 1350 [Касымов, Багиров, 1983]. Главным продуцентом моря является фитопланктон; в составе планктонных организмов преобладают синезеленые водоросли и диатомовые [Зенкевич, 1947].

Основная масса фитопланктона сосредоточена в верхней пленке воды, на поверхности моря. Средняя биомасса фитопланктона в 30-х годах колебалась от 200 до 3000 мк/m<sup>2</sup>; в последнее время в связи с зарегулированностью рек продуктивность и биомасса планктона заметно сократилась.

Донные растения Каспия представлены 264 видами водорослей; среди них отчетливо преобладает зостера (*Zostera nana*). Донная фауна обра-

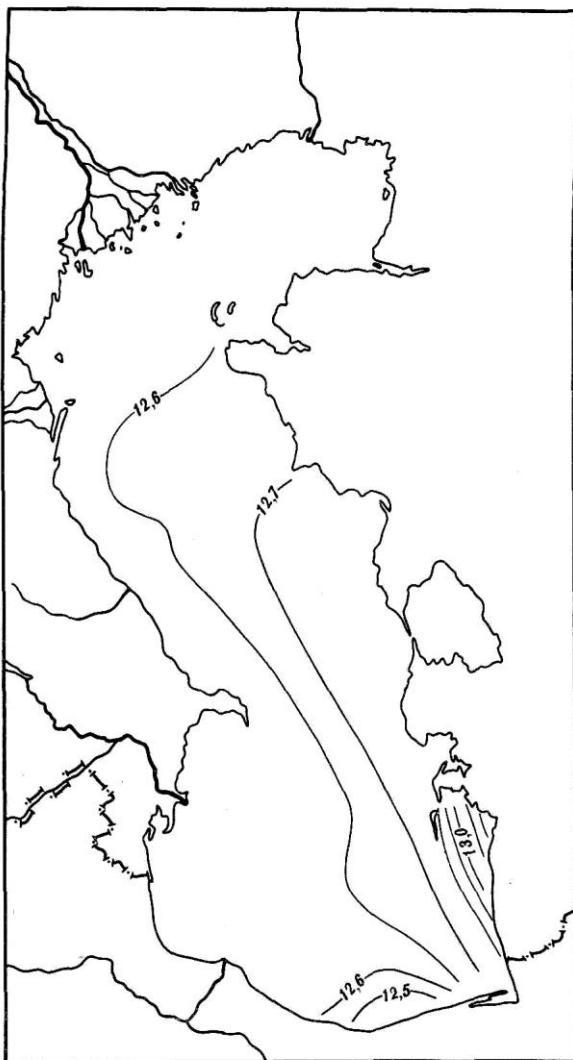


Рис. 5. Распределение поверхностной солености в Каспийском море [Бруевич, 1937]. ‰

зует свыше 700 видов; из них 16 гастропод и 26 двустворчатых моллюсков. Главная масса их обитает на глубинах не более 50 м.

Согласно расчетам В.Г. Дацко [1959], суммарная продукция биоса Каспийского моря оценивается величиной 314 млн т сухого веса в год, при этом 200 млн т воспроизводят фитопланктон, остатки которого в изобилии встречаются среди современных отложений дна. Интенсивная минерализация органического вещества в воде моря приводит, однако, к тому, что в осадки в среднем попадает  $C_{org}$  только 0,0011 г/см<sup>2</sup>/год [Бордовский, 1974], а благодаря интенсивному разбавлению органики терригенным

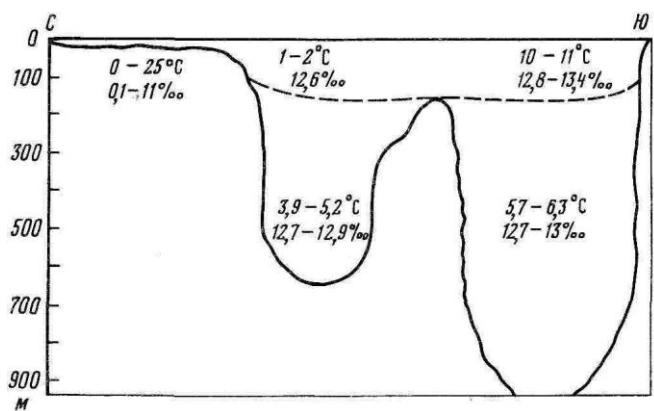


Рис. 6. Поведение температуры и солености в разрезе Каспийского моря [Косарев, 1969]

и карбонатным материалом среднее ее содержание на всей площади дна едва достигает 1,02% [Горшкова, 1970].

Биос бесспорно оказывает сильное влияние на процессы осадконакопления, причем, как это будет показано в следующих главах, это влияние осуществляется в самых различных формах.