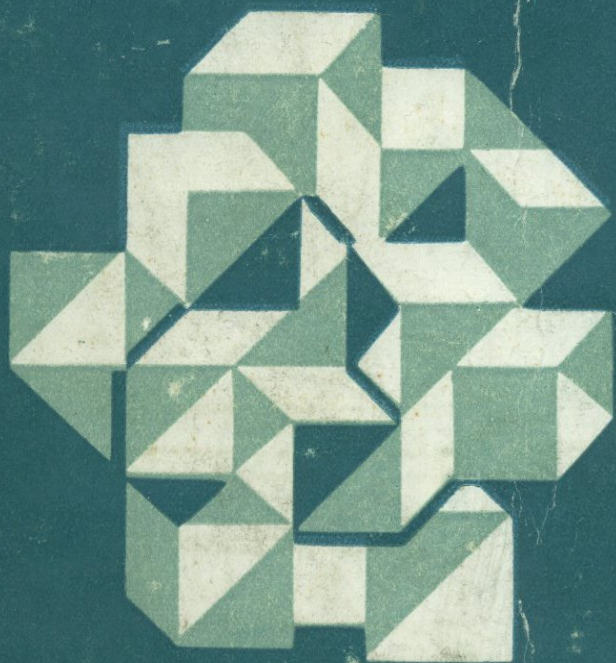


**ГЕОЛОГИЯ
И ГЕНЕЗИС**

В. И. СОЗАНСКИЙ

**СОЛЕНОСНЫХ
ОБРАЗОВАНИЙ**



АКАДЕМИЯ НАУК УКРАИНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

**ГЕОЛОГИЯ
И ГЕНЕЗИС**

В. И. СОЗАНСКИЙ

**СОЛЕНОСНЫХ
ОБРАЗОВАНИЙ**

732



«НАУКОВА ДУМКА» КИЕВ — 1973

В работе обобщены новые материалы по геологическому строению солянокупольных областей мира. Показаны широкая приуроченность эффузивов к соленосным толщам и связь соленаккопления с периодами активных тектонических движений. Приведены данные о выносе солей и других соединений по крупным разломам из глубинных частей земного шара. Рассмотрена проблема организмов и органического вещества в современных солеродных лагунах и древних ископаемых толщах. Высказываются новые предположения о природе пестроцветных пород и обосновывается идея влияния глубинных процессов на формирование соленосных толщ.

Книга рассчитана на геологов научно-исследовательских и производственных организаций.

Ответственный редактор
акад. АН УССР В. Б. Порфирьев

Рецензенты:

канд. геол.-мин. наук

И. И. Чебаненко, С. П. Витрик

Редакция литературы о Земле и Космосе
Зав. редакцией В. Н. Завирюхина

0294—346

С 91—73

М221 (04)—73

© Издательство «Наукова думка», 1973 г.

Соленосные толщи перспективны в отношении нефти и газа, что дает основание широко проводить в пределах их развития геологоразведочные работы. Геологи-нефтяники не только изучают разрез для поисков нефти и газа, решают вопросы, связанные с оценкой перспектив нефтегазоносности, для чего восстанавливают геологическую историю соленосных бассейнов, но попутно ведут поиски калийных и других солей, серы и рудных минералов, приуроченных к хемогенным толщам.

В предлагаемой работе собраны и обобщены новые материалы по геологическому строению солянокупольных областей мира. На основании этих данных установлена широкая приуроченность эффузивов, представленных главным образом диабазами, базальтами и их аналогами, к толщам каменных солей различного возраста. Наличие вулканогенных пород в галогенных формациях противоречит классическим идеям о накоплении соленосных толщ в результате выпаривания океанической воды в полуизолированных бассейнах в условиях аридного климата.

Не согласуется с традиционными взглядами и отсутствие в солях остатков морской фауны, наличие которых обязательно при образовании соленосных формаций в результате выпаривания морской воды.

И наконец, сенсационное сообщение о нахождении соляных диапиров на дне Атлантического океана

на глубине около 6 км, а также в Мексиканском заливе и Средиземном море окончательно свело на нет баровую теорию соленакпления.

Эта новая информация о геологическом строении соленосных бассейнов сопровождается появлением ряда теоретических представлений, поскольку старые гипотезы уже не удовлетворяют геологов. Таковыми в области галогенеза являются представления А. Л. Яншина о возможности выпадения солей в глубоководных частях бассейна, идеи Н. А. Кудрявцева о метасоматической природе ископаемых солей, Л. М. Бириной о метасоматическом происхождении ангидритов, В. Б. Порфирьева о поступлении из мантии Земли солей, внедрившихся в осадочный чехол в готовом виде и образовавших диапировые структуры, а также высказывания многих геологов-нефтяников о влиянии глубинных процессов на соленакпление.

В данной работе развиваются идеи автора о влиянии глубинных процессов на формирование соленосных толщ, что вызывает необходимость пересмотра ряда других традиционных представлений, находящихся в логической связи с гипотезой лагунного соленакпления (в частности, взгляды на условия образования пестроцветов, механизм формирования соляных куполов, концентрацию серы в зоне брекчий), а также требует внесения коренных изменений в оценку климатической

обстановки в геологической истории нашей планеты и ее роли в литогенезе.

Соленосные толщи изучались многими исследователями. Однако, как правило, они рассматривались в отрыве от конкретной геологической обстановки, и основное внимание уделялось геохимии, петрографии, структуре и текстуре одних только соленосных толщ. Мы сделали попытку представить общую геологическую картину строения соленосных

бассейнов для восстановления истории развития региона и условий формирования соленосных толщ.

Автор выражает глубокую признательность академику АН УССР В. Б. Порфирьеву за помощь, оказанную им при написании настоящей книги, а также соотрудникам по работе Е. С. Петровой, Н. С. Ефремовой и Л. Б. Ляшенко за большой труд по оформлению и подготовке рукописи к печати.

Галогенные образования развиты в основном среди осадочных пород и сосредоточены во впадинах, внутриплатформенных и краевых прогибах, т. е. в районах развития глубинных разломов, которые испытывали преобладающие нисходящие движения [18].

Соленосные породы залегают в виде пластов, которые под влиянием тектонических напряжений часто образуют диапировые структуры. В соляных рудниках каменная соль отмечена в виде сталактитов и сталагмитов. Небольшие скопления ее иногда заполняют трещины и пустоты в других породах; кроме того, она накапливается в виде корок и налетов в вулканических областях. В пустынных зонах часто встречаются сложенные солью выцветы, покрывающие поверхность высохших водоемов.

Галогенные толщи состоят преимущественно из галита с подчиненными прослоями сульфатов, карбонатов и вулканогенных пород. В меньших количествах в составе галогенных пород встречаются калийные соли, бораты и другие соединения. В среднем хемогенные породы соленосных бассейнов мира содержат 66% галита, 26% гипсов и ангидритов, 6,3% известняков и доломитов, 1,7% других солей, главным образом сильвина, хлормagneзита и серноокислого магния [169]. Всего в галогенных толщах Я. Я. Яржемский [160] насчитывает около 120 минералов, большая часть которых фиксируется в виде исчезающе малых примесей.

Наиболее распространенными галоидными минералами являются галит и сильвин, реже встречаются карналлит, бишофит, флюорит и др. Сульфаты, входящие в галогенные формации, представлены обычно ангидритом и гипсом. К второстепенным сульфатным минералам относят глауберит, кизерит, тенардит, астраханит, эпсомит, вантгоффит, барит, целестин и др. В состав карбонатных прослоев, залегающих в соленосных породах, входят кальцит, доломит, анкерит, магнезит, сидерит, трона. Среди боратов различают борацит, улексит, говерит, пробертит и др. В некоторых бассейнах обнаружены мощные толщи калиевой селитры.

Кроме простых соединений, в галогенных толщах определены и сложные соли, содержащие несколько радикалов (например, тайретит, ганскит и др.). В виде примесей в галогенных

образованиях встречаются кварц, опал, монтмориллонит, полевые шпаты.

Галогенные формации ассоциируются с пестроцветными песчано-глинистыми образованиями неуставленной природы, очень часто концентрирующими огромные количества меди в так называемых медистых песчаниках.

В большинстве бассейнов мира в соленосных толщах встречаются вулканогенные образования, представленные главным образом базальтами, диабазами и их аналогами, залегающие в виде пластовых тел, даек, а также входящие в состав брекчии соляных куполов [132].

Галогенные породы совершенно стерильны в отношении морской фауны. В них отмечены лишь остатки наземной растительности в виде спор, пыльцы, обломков стволов и веток деревьев. Поэтому до недавнего времени определение геологического возраста соленосных свит, особенно в районах интенсивного развития солянокупольных структур, представляло весьма сложную задачу. Применение палинологического метода позволило уточнить стратиграфическое положение соленосных пород.

Абсолютный возраст соляных толщ при наличии в них калийных прослоев можно определять калий-аргоновым методом. Однако этот метод не отражает объективной картины, так как он датирует только время последних подвижек. Так, проведенные нами исследования девонских солей Днепровско-Донецкой впадины и Припятского прогиба показали весьма заниженные цифры. Калийные соли, отобранные из интервала 326—331 м на Соленецком диапире, расположенном в Днепровско-Донецкой впадине, соляное ядро которого перекрывается неогеновыми породами, определяются абсолютным возрастом в 18 млн. лет, что по геохронологической шкале соответствует миоцену. Абсолютный возраст калийной соли Солегорского калийного рудника Припятской впадины составляет 230 млн. лет, т. е. соответствует нижнему триасу [табл. 1].

В вопросе генезиса соленосных пород исследователи придерживаются двух точек зрения. Большая группа ученых считает, что формирование соленосных толщ происходило в результате выпаривания океанической воды в бассейнах с ограниченным водообменом, расположенных в условиях аридного климата. Другие (в основном геологи-нефтяники, ведущие поиски нефти в солянокупольных регионах) отстаивают идеи эндогенного соленакпления.

В настоящее время неизвестна глубина солеродных бассейнов и неясны физические условия соленакпления. Проводились попытки определить температуру образования галита по температуре гомогенизации газовой-жидких включений, в результате чего получены данные, указывающие на то, что канзасская соль пермского возраста кристаллизовалась при температуре 70—100° С [184]. Эти результаты противоречат классическим

представлениям, поскольку в природе вряд ли могли быть аридные климатические зоны с температурой воздуха 100° С. В связи

Таблица 1

Номер пробы	Местонахождение	Глубина отбора, м	Минерал	Возраст	Калий, %	Аргон, e/e 10 ⁻⁷	Аргон-40, e/e 10 ⁻⁷	Возраст	
								млн. лет	по хронологической шкале
1	Днепро-Донецкая впадина Солоницкая структура	326—331	Сильвинит	Девон	24,75	0,516	0,338	18	Миоцен
2	Припятский прогиб Солегорский калийный рудник	II калийный горизонт, 460—465	Калийная соль	„	31,2	5,269	5,172	230	Нижний триас

с этим метод гомогенизации был признан не пригодным для решения задач геологической термометрии солеобразования [56, 219].

По нашему мнению, никакие химические или же физические константы не могут быть решающими при интерпретации геологических явлений, в том числе и проблемы галогенеза. И только на основании геологических фактов можно высказывать суждения о геологических процессах.

Настоящая книга и посвящена анализу нового материала по геологическому строению соленосных бассейнов мира, в результате чего аргументированы идеи о глубинной природе ископаемых соляных толщ.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ СОЛЕННЫХ БАССЕЙНОВ С ЭЛЕМЕНТАМИ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ ВРЕМЕНИ СОЛЕНАКОПЛЕНИЯ

Регионы докембрийского соленакопления

Канадский щит. В породах архея каменная соль обнаружена в золотом руднике Андерсилл в Онтарио на Канадском щите [227]. При проходке ствола шахты на глубине 540 м ниже пластовой интрузии диабаз в зоне разломов получен мощный приток соленой воды с метаном под давлением 650 кг/см³. Трещины и пустоты в диабазе заполнены галитом.

Химический состав соли такой (в %): NaCl₂ — 96,44; CaCl₂ — 1,10; MgCl₂ — 0,79; KCl — 0,23; CaSO₄ — 0,01; нерастворимый остаток — 1,17; вода — 0,26. Соли и углеводород выносятся из больших глубин по разломам в докембрийском фундаменте.

Бассейн Амадеус. Наиболее древними мощными ископаемыми галогенными образованиями являются протерозойские соли, встреченные в бассейне Амадеус в Австралии (рис. 1).

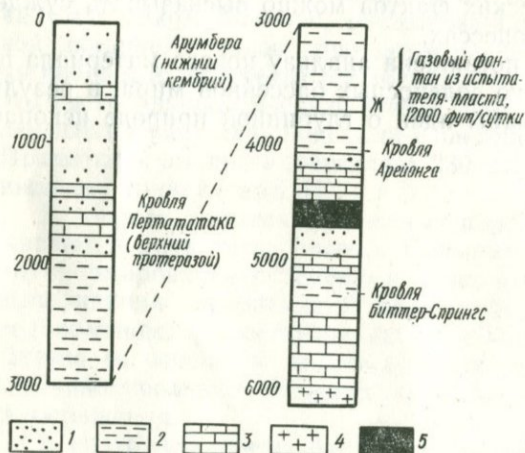


Рис. 1. Геологическое строение бассейна Амадеус (Австралия) [212]:

1 — аргиллиты и песчаники; 2 — сланцы; 3 — известняки и доломиты; 4 — соль; 5 — вулканические породы.

В структурном отношении этот бассейн представляет собой грабен, проникающий из района Аделаид в Австралийскую платформу [212].

В основании грабена залегают кристаллические архейские метаморфизованные и изверженные породы. Верхний протерозой

зой представлен преимущественно осадочными образованиями в составе свит хэвитри, биттер-спрингс, арейонга и пертататака.

Свита хэвитри сложена обломочными терригенными породами мощностью около 300 м. Перекрывается она хомогенными образованиями свиты биттер-спрингс, представленной каменной солью, гипсами, доломитом, известняками с подчиненными прослоями аргиллитов общей мощностью свыше 1000 м. Свита арейонга сложена песчаниками и конгломератами с прослоями известняков мощностью около 200 м и несогласно перекрывает залегающие ниже породы. Более глинистым составом характеризуется свита пертататака, в состав которой входят аргиллиты, известняки, песчаники и доломиты общей мощностью свыше 1800 м.

Кембрийские образования согласно залегают на породах протерозойской системы и представлены четырьмя свитами: арумбера, хьюдж-ривер, джей-крик и гойдер. Эти свиты сложены аргиллитами, алевролитами, песчаниками с прослоями и линзами известняков. Общая мощность кембрийских пород составляет более 2800 м.

В залегающих выше нерасчлененных кембрий-ордовикских образованиях различают четыре свиты: пакута, хорн-велли, стейруэй и стоукс. Здесь преобладают песчаники с прослоями известняков и аргиллитов.

Свита мэрини ордовик-девонского (?) возраста, сложенная косослонстыми песчаниками, несогласно перекрывает кембрий-ордовикские образования; мощность ее свыше 500 м.

Выше по разрезу с перерывом залегают свита пертнджара верхнепалеозойского возраста, представленная конгломератами, песчаниками и аргиллитами; мощность ее свыше 1000 м.

Палеозойские породы перекрываются четвертичными образованиями мощностью до 35 м.

Очень интересным, по нашему мнению, является наличие протерозойских эффузивов, залегающих над солью, вскрытых скважиной Оорамина-1. Г. Мюррей [212] предположительно относит их к свите эрейонга, однако мы считаем, что эффузивы синхронны солям и их следовало бы включать в состав залегающей ниже свиты биттер-спрингс, тем более, что Д. Форман и др. [189], описывая разрез северо-восточной окраины бассейна Амадеус, отмечают наличие основных эффузивов в верхах свиты биттер-спрингс, в подсвите ловес-крик.

Приуроченность вулканических пород к галогенной толще биттер-спрингс указывает на совпадение во времени проявления вулканической деятельности, разломной тектоники и формирования соленосных пород. Этот материал не позволяет использовать классическую схему соленакопления для объяснения генезиса толщ протерозойских солей бассейна Амадеус.

Иркутский амфитеатр. На огромных пространствах Восточно-Сибирской платформы в нижнекембрийских породах обнаружены мощные толщи каменной соли [26, 64, 141, 162], которые приурочены к ряду бассейнов, расположенных в южной части Восточно-Сибирской платформы. Такими соленосными бассейнами являются: Тасеевская, Верхнеленская и Березовская впадины, Присаянский и Ангаро-Ленский прогибы и др. (рис. 2).

В строении осадочного чехла Восточно-Сибирской платформы участвует комплекс пород от рифея до четвертичных. Рифейские образования встречаются в крайней южной части рассматриваемого региона, обнажаясь на северном берегу оз. Байкала. Они представлены кварцевыми песчаниками и карбонатами. На большей своей части платформенный чехол юга Восточно-Сибирской платформы не содержит рифейских образований и на кристаллические породы фундамента архейско-протерозойского возраста ложатся нижнекембрийские толщи. Породы кембрийской системы в исследуемом районе развиты весьма широко. Они плохо коррелируются между собой в различных частях Восточно-Сибирской платформы, в связи с чем в отдельных осадочных бассейнах выделяются свиты, имеющие лишь местное значение (табл. 2, по Узембло и Яржемскому, 1969).

С точки зрения соленосности интересны нижнекембрийские образования. Они представлены рядом свит, в разрезе которых принимают участие галогенные образования. Нижнекембрийские породы разделяются на два яруса: нижний — алданский и верхний — ленский. В пределах Иркутского амфитеатра алданский ярус расчленяют на терригенную ушаковскую свиту и мотскую, сложенную в нижней части песчаниками и алевролитами, в верхней — засоленными доломитами, местами содержащими прослой каменной соли. Ленский ярус представлен усовой и соленосными бельской, булайской карбонатной и ангарской свитами.

В Березовской впадине, расположенной в восточной части нижнекембрийской соленосной провинции Сибири, объем солей в разрезе несколько уменьшен. Отдельные свиты не содержат пластов каменной соли и замещаются доломитами. Нижнекембрийские соленосные толщи наряду с ангидритами, гипсами, доломитами и известняками содержат вулканогенные образования, представленные диабазами и вскрытые бурением в Жигалово, Усть-Куте, Заярске, Дельгее и других пунктах (рис. 3—7).

Среднекембрийские породы характеризуются сравнительно небольшой мощностью и сложены карбонатными образованиями, иногда с прослоями песчаников.

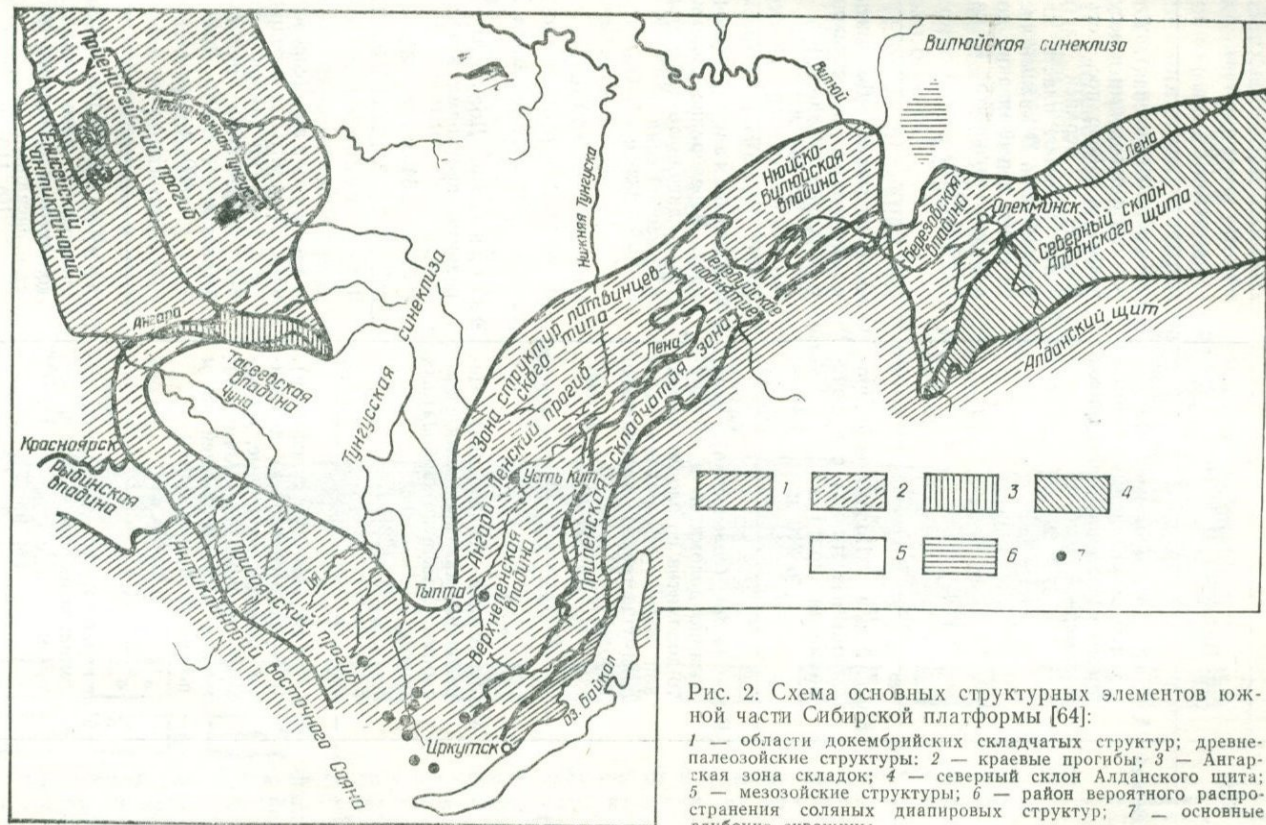


Рис. 2. Схема основных структурных элементов южной части Сибирской платформы [64]:

1 — области докембрийских складчатых структур; древнепалеозойские структуры; 2 — краевые прогибы; 3 — Ангарская зона складок; 4 — северный склон Алданского щита; 5 — мезозойские структуры; 6 — район вероятного распространения соляных диапировых структур; 7 — основные глубокие скважины.

Ярус	Свиты	
	Иркутский амфитеатр	Бассейн среднего течения р. Лены (Березовская впадина)
Ленский	Ангарская (соленосная). Доломиты с прослоями доломитовых известняков, ангидритов и каменной соли 270—800 м	Чарская (соленосная). Доломиты с прослоями известняков. В районе пос. Усть-Бирюке в верхней части свиты залегают пласты каменной соли. В нижней части свиты переслаивание доломитов, ангидрита и каменной соли 676 м
	Булайская. Доломиты с прослоями известняков с включениями ангидрита До 210 м	Олекминская. Доломиты с прослоями известняков, с включениями ангидрита До 134 м
	Бельская (соленосная). Чередование доломитов и ангидрито-доломитов со слоями каменной соли. В средней части преимущественно карбонатные породы До 850 м	Толбачанская (соленосная). Чередование доломитов, ангидрито-доломитов и каменной соли 383 м
	Усольская (соленосная). Чередование каменной соли с прослоями сульфатно-карбонатных пород До 1227 м	Эльгянская. Доломиты с редкими прослоями известняков 54 м
	Алданский	Мотская (местами соленосная). В верхних горизонтах доломиты, иногда засоленные, с редкими тонкими прослоями каменной соли. В нижней части песчаники и алевролиты До 754 м
Ушаковская*. Аргиллиты, полимиктовые алевролиты и песчаники 424 м		Толбинская*. Песчаники, алевролиты, известняки и доломиты с прослоями гипса и ангидрита До 110 м

* В последнее время ушаковскую свиту и нижнюю часть толбинской относят к верхнему кембрию.

Верхнекембрийские отложения развиты более широко и характеризуются наличием пестроцветных песчаников, известняков и мергелей.

В Тасеевской впадине восточнее пос. Заярска в отложениях верхнего кембрия на глубине 192,5 м бурением вскрыт пласт каменной соли мощностью около 6 м [14].

Породы ордовика согласно перекрывают кембрийские образования. В пределах рассматриваемой территории эти отложения занимают большие площади и сложены песчано-глинистыми образованиями с прослоями известняков, мергелей и доломитов.

Силурийские породы развиты спорадически и по литологическому составу близки к образованиям ордовика.

Отложения девонской системы с несогласием перекрывают залегающие ниже образования. Они имеют ограниченное распространение и встречаются в основном вдоль западной окраины Тунгусской синеклизы. В их разрезе преобладают карбонаты, в различной степени опесчаненные и глинистые, а также конгломераты.

Породы каменноугольной системы развиты локально и залегают с резким несогласием на различных по возрасту па-

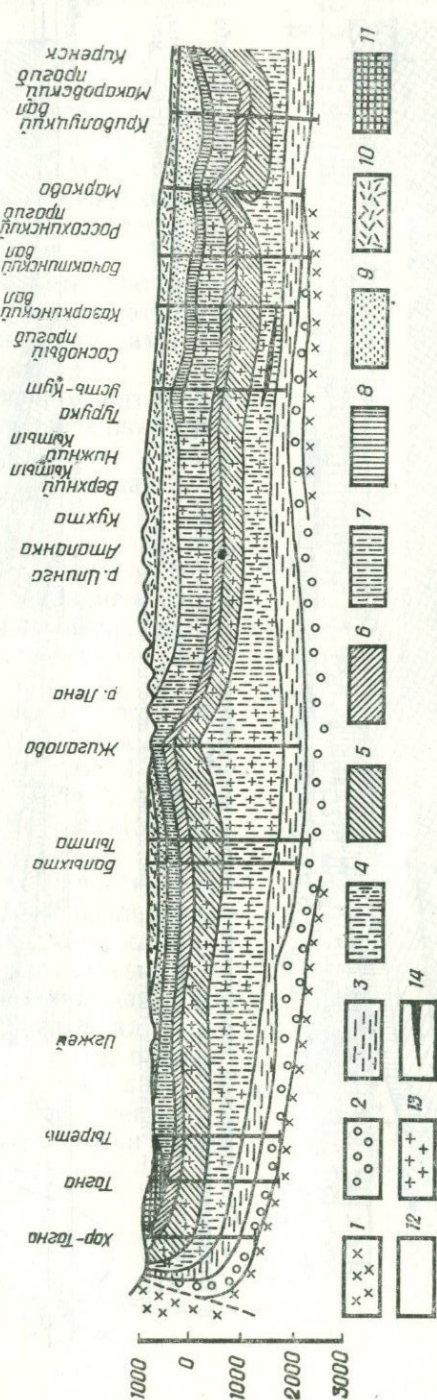


Рис. 3. Геологический разрез южной части Сибирской платформы от Восточных Саян до г. Киренска [14]:

1 — комплекс изверженных и метаморфических пород архея; свиты нижнекембрийских отложений; 2 — ушаковская, 3 — мотская, 4 — усольская, 5 — белая, 6 — булайская, 7 — ангарская, 8 — верхоленская свита; 9 — верхнекембрийские отложения; 10 — нерасчлененные отложения орловки; 11 — юрские отложения; 12 — отложения палеогена; 13 — каменная соль; 14 — пластовые интрузии траппов.

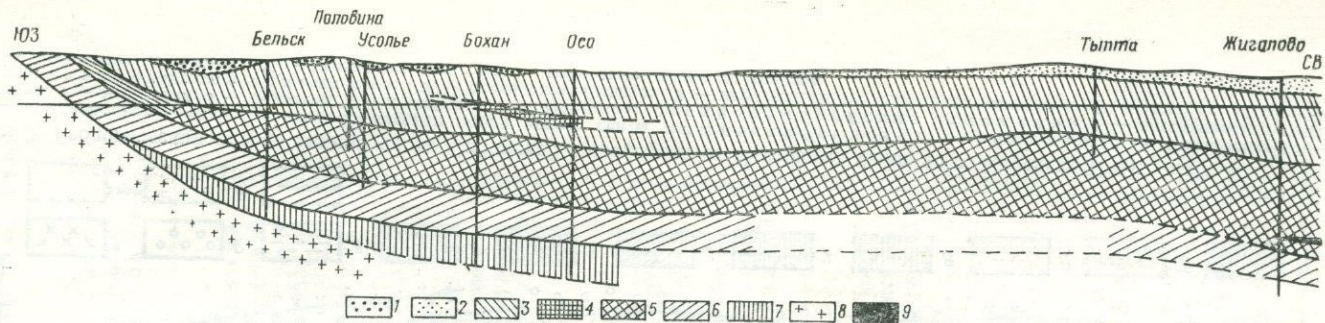


Рис. 4. Схематический геологический разрез кембрийских отложений юго-восточной части Присаянского прогиба и Верхненской впадины (по А. А. Шилову и Ю. Ф. Левицкому, 1960 с дополнениями):
 1 — юрские отложения, 2 — верхнекембрийские отложения; нижнекембрийские отложения: 3 — бельская и ангарская свиты, 4 — бельская соленосная толща, 5 — усольская соленосная толща (на юго-западе — терригенно-карбонатные отложения), 6 — мотская свита, 7 — ушаковская свита; 8 — кристаллические породы архея; 9 — диабазы.

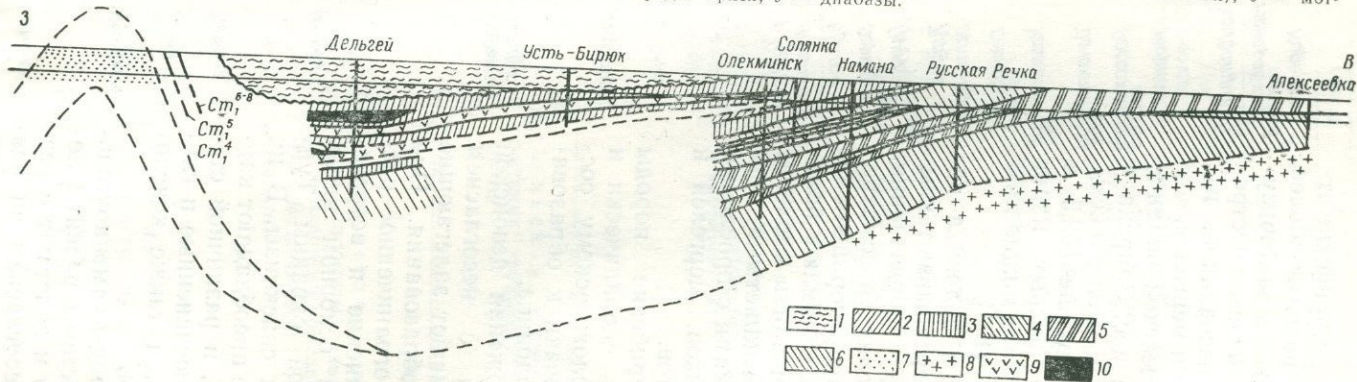


Рис. 5. Схематический геологический разрез через Березовскую впадину [64]:
 1 — верхненская свита верхнего кембрия; свиты нижнего кембрия: 2 — подкрасноцветная (переходная) и чарская, 3 — олекминская, 4 — толбачанская, 5 — эльгянская и пестроцветная, 6 — толбинская; 7 — байкальский комплекс; 8 — кристаллические породы архея; 9 — каменная соль; 10 — диабазы.

леозойских образованиях. Представлены они преимущественно терригенно-обломочными породами.

Образования перми в Тунгусской синеклизе характеризуются большой мощностью. Они представлены песчаниками и алевролитами со значительными количествами вулканогенных образований в составе туфов, туффигов и лав. К пермским образованиям приурочены также угленосные толщи.

Мезозойские отложения встречаются на отдельных участках. В основном это песчано-глинистые образования, местами содержащие залежи бурых углей.

Породы палеогенового и неогенового возраста также имеют ограниченное распространение, залегая в отдельных небольших впадинах. Сложены они песчано-глинистым комплексом пород.

Четвертичные породы представлены озерно-болотными, аллювиальными, аллювиально-делювиальными образованиями; они покрывают сплошным чехлом исследуемую территорию и отсутствуют только на выходах коренных пород.

Особенности формирования галогенных отложений нижнего кембрия Иркутского амфитеатра освещались в работах Я. Я. Яржемского и В. В. Узембло [162], М. А. Жаркова [61], Я. К. Писарчик и др. [113]. При решении проблемы соленакопления эти исследователи исходили из классических представлений о наличии полуизолированных морских бассейнов, жаркого климата и аридной зоны, в условиях которых происходило сгущение океанической воды. При этом они недостаточно использовали геологический материал. В частности, при характеристике раннекембрийского времени указанные выше авторы совершенно не упоминают об излияниях вулканических

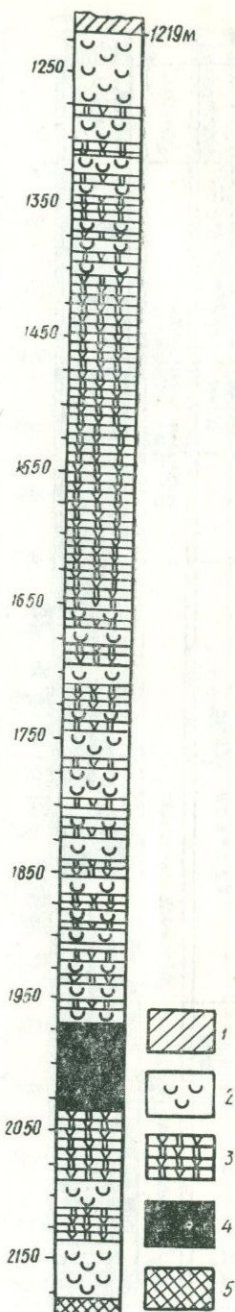
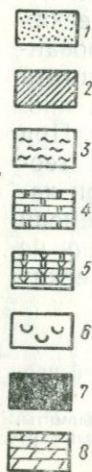
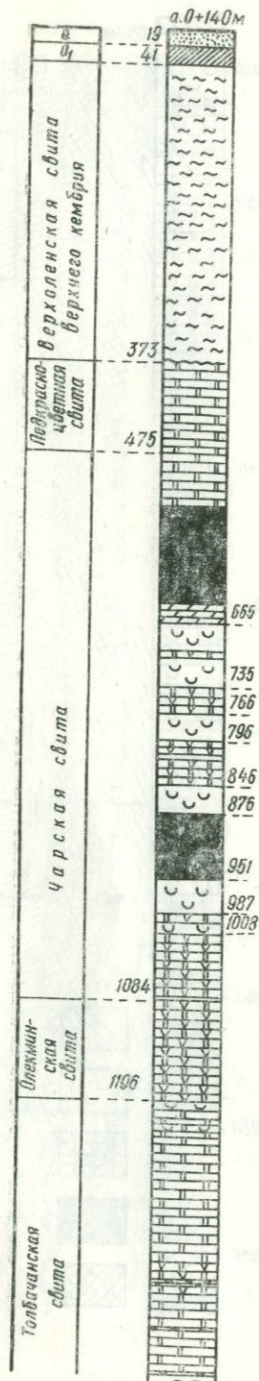


Рис. 6. Разрез скв. Усть-Кут-1 (Ангаро-Ленский прогиб) [64]:

1 — бельская свита; 2 — каменная соль; 3 — доломиты, доломито-ангидриты, ангидриты, связанные взаимными переходами; 4 — диабазы; 5 — мотская свита.



лав, синхронизировавшихся с процессами соленакопления.

В. В. Узембло и Я. Я. Яржемский [141] обращают также внимание на наличие трилобитовой фауны в карбонатных пластах и полное ее отсутствие в галогенных и гипсово-ангидритовых породах. С позиций классических представлений становится непонятным такое распределение органических остатков. Принимая точку зрения об образовании соленосных толщ в результате выпаривания в полуизолированном бассейне постоянно поступающей с океанических просторов морской воды, необходимо допустить, что с водой в бассейн соленакопления должна приноситься фауна, в том числе и трилобитовая. Стерильность соляных толщ противоречит классической идее формирования соленосных пород, а синхронность вулканической деятельности и соленакопления свидетельствует о глубинном источнике ископаемых солей.

Приверхоянско - Вилюйский бассейн. В этом бассейне каменная соль приурочена к кембрийским и девонским образованиям.

Бассейн занимает огромную территорию Восточной Сибири и охватывает Приверхоянский прогиб и Вилюйскую синеклизу. На севере и востоке Приверхоянско-

Рис. 7. Разрез скв. Дельгей-1 (Березовская впадина) [64]:

- 1 — четвертичные пески, галечники, глины;
- 2 — угькутская свита нижнего ордовика: доломиты, мергели, песчаники; 3 — верхоленская свита верхнего кембрия: красноцветные глины, мергели, песчаники; нижний кембрий:
- 4 — доломиты, 5 — ангидрито-доломиты и доломито-ангидриты, 6 — каменная соль, 7 — диабаз, 8 — доломитовые мергели.

Вилюйская впадина обрамляется Верхоянской складчатой системой, на юге — Алданским щитом, а на западе — Анабарским массивом. В юго-западной части бассейн соединяется с Ангаро-Ленским и Березовским прогибами, отделяясь от них небольшим выступом кристаллического фундамента.

В тектоническом отношении бассейн неоднородный: приверхоянская его часть является краевым прогибом и имеет в своем основании протерозойский фундамент; верхоянская развивалась на архейском фундаменте и представляет собой синеклизу, т. е. типичную платформенную структуру [23, 26, 64, 77, 122].

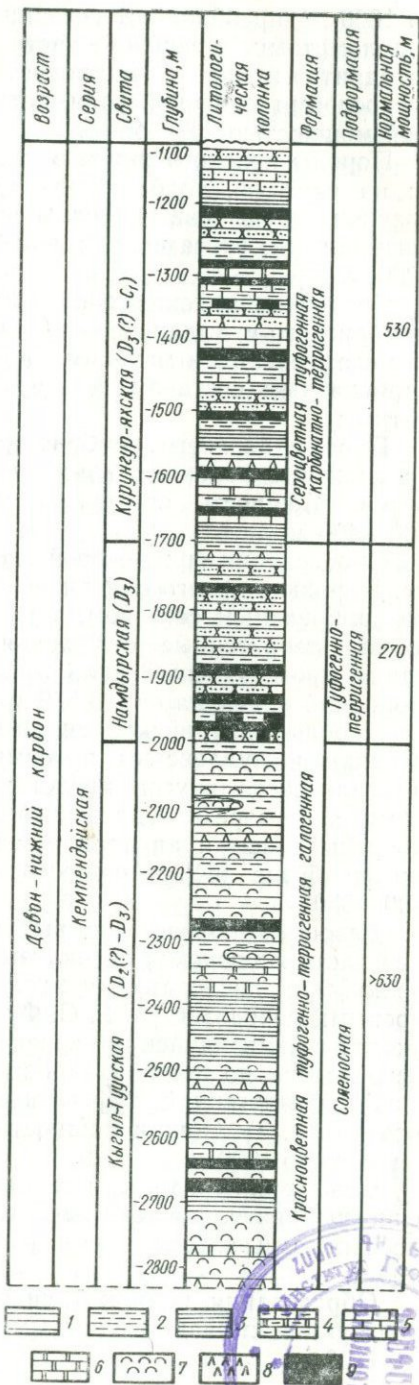
На кристаллическом фундаменте залегают породы синей системы, которые обнажаются на склонах Анабарского массива. Представлены они преимущественно карбонатными образованиями (известняками, доломитами) и песчано-глинистыми породами. Мощность синей системы превышает 3000 м.

Нижекембрийские породы сложены сибирским типом разреза, куда входят образования алданского и ленского ярусов.

Породы алданского яруса делятся на толбинскую и пестроцветную свиты. В разрезе толбинской свиты (мощностью

Рис. 8. Схема строения разреза девонской галогенной формации Сибирской платформы [149]:

1 — песчаники; 2 — алевролиты; 3 — аргиллиты; 4 — известковистые и доломитизированные мергели; 5 — известняки; 6 — доломиты; 7 — каменные соли; 8 — гипсы и ангидриты; 9 — туфы и туффиты.



до 1000 м) преобладают песчаники и аргиллиты, чередующиеся с доломитами, в верхней части которых встречаются прослои ангидритов и гипсов. Пестроцветная свита сложена доломитами с прослоями каменной соли, ангидритов, гипсов и мергелей общей мощностью 200—400 м.

Породы ленского яруса в исследуемом регионе расчленяются на синскую, толбачанскую, олекминскую, чарскую и подкрасноцветную свиты, сложенные доломитами, мергелями, ангидритами, гипсами и каменной солью общей мощностью до 1200 м.

Среднекембрийские образования встречаются на склонах Анабарского и Алданского массивов и представлены двумя ярусами: амгинским и майским. Первый характеризуется сланцево-карбонатным составом, а второй — главным образом карбонатным.

Породы верхнего кембрия на склонах Анабарского массива сложены морскими известняками с богатой фауной трилобитов. Мощность осадков верхнего кембрия не превышает 300—400 м.

Образования ордовиковой системы разделяются на три отдела. Породы нижнего ордовика характеризуются преимущественно карбонатным составом, в разрезе среднего ордовика преобладают терригенные отложения, а верхнеордовикские образования представлены глинисто-карбонатными толщами. Общая мощность ордовика около 500 м.

Породы силурийской системы сложены ландоверским, венлокским и лудловским ярусами. Образования ландоверского и венлокского ярусов представлены органогенными известняками, а в разрезе лудловского яруса, кроме известняков, установлены гипсы и ангидриты, залегающие совместно с пластами диабазов [64]. Мощность силурийских пород составляет 400—550 м.

Девонские образования выходят на поверхность в юго-западной части Вилуйской синеклизы в районе так называемых Кемпендяйских дислокаций и представлены красноцветными соленосными породами. По Г. С. Фрадкину [149], соленосные породы входят в кемпендяйскую серию, которая формировалась со среднего девона по нижний карбон включительно. В составе серии развиты галогенные, туфогенные и карбонатно-терригенные породы (рис. 8). Общая мощность девонских образований составляет около 1500 м.

Отложения среднего и верхнего карбона объединяют в эмяк-синскую свиту, представленную конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами и глинами общей мощностью около 100 м.

Образования пермской системы развиты широко и характеризуются песчано-глинистым составом, достигая мощности до 1800 м.

Породы триасовой системы сложены песчаниками и алевролитами в нижней части с прослоями туфогенных образований общей мощностью до 2000 м.

Отложения юрской системы представлены преимущественно песчанистыми образованиями с прослоями глин. В верхнеюрских породах встречаются линзы каменных углей. Мощность юрских отложений превышает 1500 м.

Меловые породы сложены континентальными и прибрежно-морскими образованиями. Они характеризуются песчаным составом с редкими прослоями глин. В разрезе часто встречаются пропластки углей. Мощность осадков достигает 1800 м.

В кайнозойских образованиях преобладают пески, песчаники с прослоями глин и углей. В их составе различают плиоценовые осадки, местами достигающие мощности до 600—700 м.

Приверхоянско-Вилуйский бассейн изучен очень слабо. В современном очертании этот обширный бассейн сформирован в нижнем триасе. Вилуйская впадина является наиболее погруженной частью Восточно-Сибирской платформы. Мощность осадочного чехла Вилуйской впадины составляет 10—12 км, причем половину разреза слагают мезозойские образования. На большей части впадины непосредственно на кристаллическом фундаменте залегают кембрийские породы, перекрытые осадками мезозоя. В осадочном чехле ее развиты пологие складки платформенного типа и только в юго-западной ее части в среднем течении р. Вилуя и ее притоков Кемпендяя и Кюндюя встречаются солянокупольные диапиры. В результате проявления солянокупольной тектоники в ядрах структур обнажаются породы карбона, юры и мела.

Приверхоянский прогиб представляет собой впадину, вытянутую вдоль Верхоянской горной системы. По сравнению с Вилуйской впадиной она характеризуется меньшей глубиной залегания фундамента. В северной части этого прогиба кристаллические породы фундамента встречены на глубине 1616 м, к югу мощность осадочного чехла увеличивается и на глубине 2000 м скважины вскрывают только породы меловой системы.

Из приведенных данных видно, что в кембрийское время Вилуйская впадина входила в единый огромный бассейн соленакопления, охватывавший южную часть Сибирской платформы. Одновременно с соленакоплением в Тасеевской и Березовской впадине и Ангаро-Ленском прогибе изливались эффузивы основного состава. В аналогичной обстановке формировались девонские соленосные толщи, обнажающиеся в районе Кемпендяйских дислокаций, на что указывает сопутствие вулканогенных пород соленосным образованиям. Из анализа фактического материала следует, что Вилуйская впадина в период соленакопления представляла собой резко расчлененный прогиб, в котором одновременно происходили вулканические явления и фор-

мировались соленосные породы. Такая обстановка ничем не напоминала полуизолированный бассейн или лагуну, в котором выпаривались морские воды, что не позволяет нам считать обоснованными классические идеи галогенеза.

Вона гар и предгарий

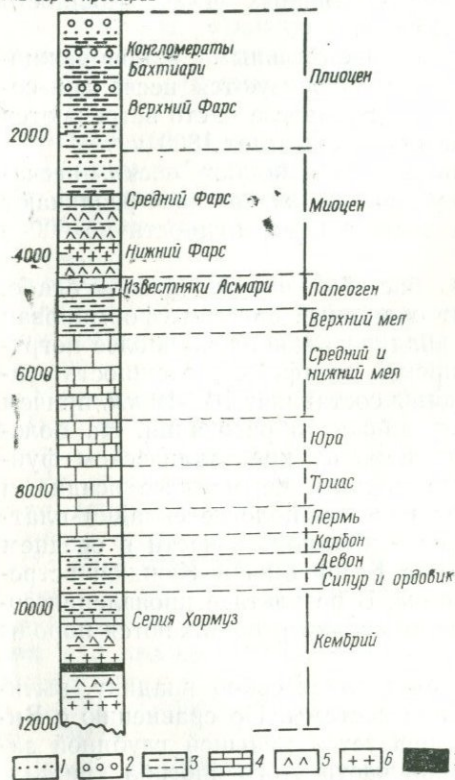


Рис. 9. Схема стратиграфического разреза (по данным Компании Бритиш Петролеум 1959 г. с дополнениями):

1 — пески; 2 — конгломераты; 3 — глины или мергели; 4 — известняки; 5 — ангидриты; 6 — соль; 7 — изверженные породы.

Район Персидского залива. Большие скопления каменной соли сосредоточены на Ближнем и Среднем Востоке. В частности, на территории юго-западного Ирана соляные толщи формировались дважды — в кембрии и миоцене [36, 73, 215, 232].

Соляные образования кембрийского возраста входят в состав серии ормуз (рис. 9). В ряде мест они обнажаются в ядрах соляных куполов.

Кроме солей, серию ормуз слагают гипсы, известняки, доломиты, красные глины и песчаники, а также изверженные и кристаллические образования.

Вулканогенные породы представлены в основном долеритами и базальтами, в меньшей мере гранато-порфирами, кварцевыми порфирами, кератофирами и фельзитами. В соленосных образованиях серии ормуз установлены также кварц, окислы железа, ильменит,

пирит, халько-пирит, гедрит, силикаты магния, эпидот и нитронит.

Вышележащий комплекс образований от ордовика до средней юры включительно не вскрыт бурением, и все сведения о нем получены на основании изучения обнажений в горах Загрос. Породы ордовика, силура, девона и карбона представлены сравнительно однообразным чередованием песчаников и глин небольшой мощности.

Начиная с перми, в осадочном разрезе преобладают известняки, реже встречаются прослои мергелей или битуминозных глин. Местами имеются рифогенные известняки.

Новый этап в осадконакоплении юго-западного Ирана связан с нижним миоценом, когда образовалась мощная толща хемогенных пород, составляющая свиту нижнего фарса. Породы среднего фарса сложены карбонатными образованиями, преиму-

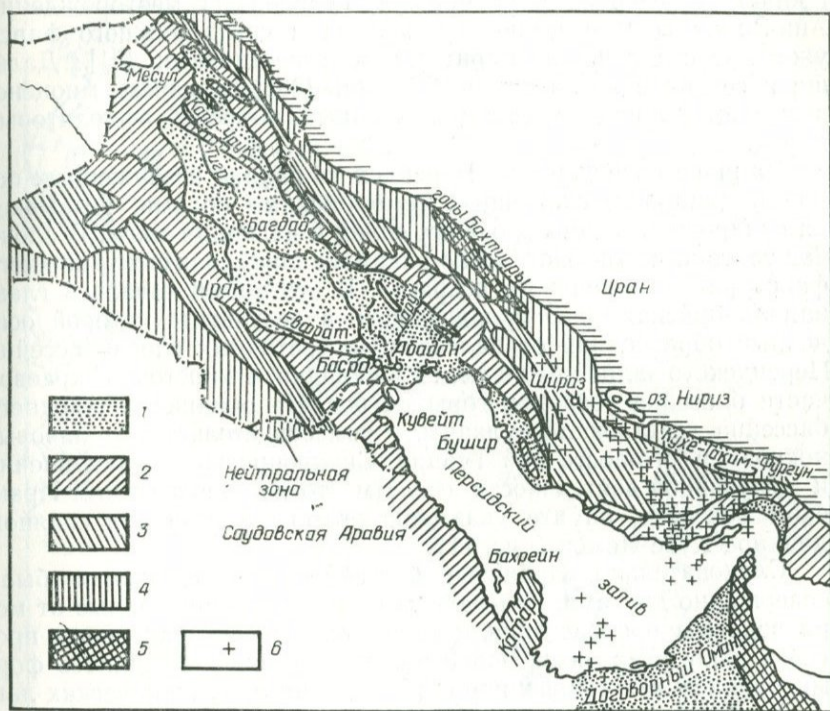


Рис. 10. Геологическая схема Ирана, Ирака и восточной Аравии [73]:

1 — четвертичные; 2 — неоген; 3 — палеоген; 4 — мезозой; 5 — мезозой и палеозой; 6 — солянокупольные зоны.

шественно известняками и мергелями. С верхнего фарса и до конца плиоцена отлагались терригенные образования, представленные главным образом алевролитами, песчаниками и конгломератами.

В структурном отношении галогенные формации кембрийского и миоценового возраста расположены в пределах бассейна Персидского залива, который охватывает территорию юго-западного Ирана, восточного Ирака и юго-восточной Турции (рис. 10).

Кембрийская соль встречается на юге бассейна, сосредоточиваясь в основном на северо-восточном побережье Персидского

залива, где образует огромные соляные штоки. Миоценовая соль, составляющая свиту нижнего фарса, отлагалась в пределах внутреннего борта Предтавро-Загрос-Оманского краевого прогиба. Особенно большой мощности соленосные формации нижнего фарса достигают в Иране. К северу соль постепенно выклинивается. На нефтяном месторождении Киркук в Иране галогенные образования характеризуются незначительной мощностью, а севернее у границы с Турцией на месторождении Айн-Залах соли исчезают из разреза и свита нижнего фарса уже представлена ангидритами и известняками [51]. Далее к северу в юго-восточной Турции [232] в разрезе миоценовых образований содержатся мощные покровы офиолитовых пород.

Наличие на побережье Персидского залива изверженных пород в диапирах, сложенных кембрийскими солями, указывает на синхронность формирования солей и излияния магм. В сложной тектонической обстановке накапливались соли свиты нижнего фарса раннемиоценового возраста. В это время началась главная альпийская фаза складчатости, в результате которой осадочные образования от палеозоя до третичных слоев бассейна Персидского залива были смяты в складки, а в восточной краевой части бассейна возникли горы Загрос. На окраине солеродного бассейна действовали вулканы, о чем свидетельствуют лавовые покровы в юго-восточной Турции. Синхронность соленакопления и эффузивной деятельности имела место и в Центральном Иранском бассейне, на что указывают глыбы андезита в соляном диапире Кухе-Немек (рис. 11).

Следовательно, Иранские бассейны соленакопления были совершенно другими, чем лагуны или полуизолированные от моря водоемы и представляли собой тектонически активные прогибы, в которых интенсивное погружение сопровождалось формированием галогенных пород и излияниями вулканических лав.

Хатангская впадина. Каменная соль девонского возраста образует соляные диапиры в Хатангской впадине, расположенной в арктической зоне Советского Союза. Она занимает северную окраину Восточно-Сибирской платформы. На севере и северо-западе Хатангская впадина оконтуривается Таймырским палеозойским складчатым сооружением. На западе рассматриваемый регион переходит в Усть-Енисейскую впадину, отделяясь от нее Янгодо-Горбитским поднятием. На юге впадина ограничивается северным склоном Анабарского массива, а на востоке соединяется с Лено-Анабарским прогибом.

Фундамент Хатангской впадины неоднородный: на северо-западе — герцинский, а на юго-востоке — архейский и протерозойский. Впадина выполнена осадочными образованиями от синийских до четвертичных. Максимальная мощность осадочного чехла составляет около 10 км [23, 122].

Синийские образования встречаются на склонах Анабар-

ского массива. Представлены они песчаниками, аргиллитами, известняками и доломитами общей мощностью свыше 1700 м.

Кембрийские породы разделяются на три отдела. Сложены они в основном карбонатными образованиями с подчиненными терригенными прослоями. Мощность кембрийских осадков достигает 1500 м.

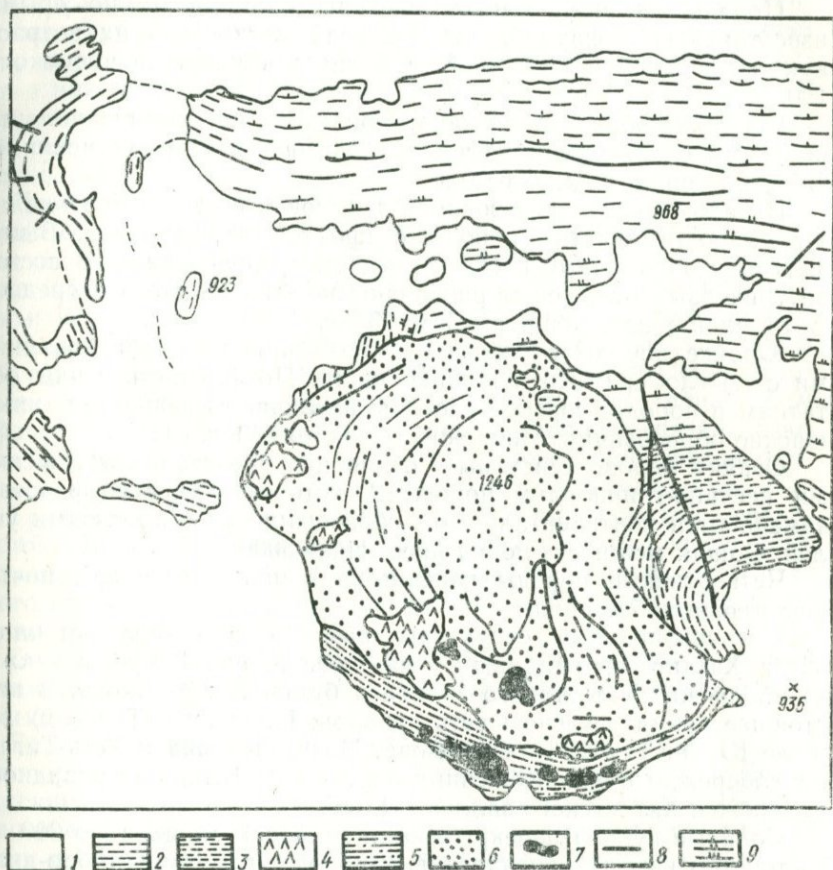


Рис. 11. Схема геологического строения купола Кухе-Немек, Центрального Иранского бассейна [77]:

1 — аллювий; 2 — верхний миоцен; 3 — нижний миоцен; 4 — остатки гипса; 5 — гипсово-мергельная оторочка; 6 — каменная соль; 7 — андезиты; 8 — сбросы; 9 — направление и углы падения пород (цифры на карте — высоты в м).

Ордовикские образования представлены тремя отделами и характеризуются карбонатными породами, переслаивающимися с терригенными осадками. Общая мощность ордовика достигает 1100 м.

Породы силурийского возраста также сложены карбонатными толщами, и общая мощность их составляет более 500 м.

Девонские породы встречаются на периферических частях бассейна, а также выходят на поверхность в ядрах солянокупольных структур. Представлены они карбонатно-терригенными толщами, а также галогенными образованиями с глыбами диабазов.

Породы каменноугольной системы сложены темно-серыми известняками с фауной, позволяющей датировать их возраст как турнейский и визейский. Общая мощность пород около 100 м.

Пермские образования характеризуются песчано-глинистыми осадками с прослоями углей и конгломератами в основании. Общая мощность их до 1000 м.

В нижней части образований триасовой системы преобладают песчано-глинистые породы с прослоями эффузивов. Выше залегают обломочные песчано-глинистые образования. В составе триасовых отложений различают породы нижнего и среднего отделов общей мощностью до 750 м.

Юрские породы сложены песчано-глинистыми образованиями с конгломератами в нижней части. По фаунистическим остаткам в породах юрской системы различают средне- и нижнеюрские образования. Мощность пород до 900 м.

Осадки меловой системы в основании представлены морскими песчано-глинистыми породами, которые вверх по разрезу замещаются континентальными образованиями с прослоями углей. Общая мощность пород превышает 3000 м.

Четвертичные породы перекрывают мощным чехлом почти всю площадь бассейна.

Солянокупольные структуры развиты в северо-восточной части Хатангской впадины — на п-ове Юрунг-Тумус, а также на побережье Хатангского залива и бухты Кожевникова. В настоящее время изучено шесть куполов: Нордовик (Тус-Тух) на п-ове Юрунг-Тумус, Кожевникова, Ильи, Ледовка и Усть-Тигян на побережье бухты Кожевникова и сопка Белая на западном побережье Хатангского залива [64, 66].

Соляные купола перекрываются кепроком мощностью 300 м, состоящим из гипсо-ангидритовых пород с глыбами габбро-диабазов и доломитизированных известняков. В брекчированных породах встречается сера в виде небольших гнезд, приуроченных к известнякам и гипсам, а также флюорит, связанный с карбонатными породами. Кроме каменной соли, гипсов и ангидритов, галогенные формации содержат залежи мирабилита.

Генезис соленосных толщ Хатангской впадины А. А. Иванов и Ю. Ф. Левцкий [64] объясняют выпариванием морской воды в лагунах, тогда как М. К. Калинин [68] пришел к выводу, что соленосные толщи девона формировались в континентальных условиях и не были связаны с морем. По его представлениям,

исходным материалом для накопления девонских солей Хатангской впадины служили продукты выщелачивания мелководных и лагунных образований верхнесилурийского возраста. Свои выводы этот автор подкрепляет отсутствием в солях железа, калия и магния, которые были бы обязательными в случае выпаривания морской воды.

Нам кажется, что при решении вопросов генезиса соленосных формаций не следует исключать наличие в солях вулканических пород. Учитывая все геологические факты, можно сделать вывод о том, что Хатангская впадина в период накопления в них соленосных пород представляла собой не лагуну или континентальный водоем, а прогиб блокового строения с широкой сетью разломов, с которыми связана вулканическая деятельность.

Днепро-Донецкая впадина. Значительные толщи солей девонского и пермского возрастов развиты в Днепро-Донецкой впадине. Она расположена в юго-западной части Средне-Европейской платформы между Украинским щитом и Воронежским кристаллическим массивом и представляет собой сложный прогиб блокового строения, выполненный мощной толщей палеозойских, мезозойских и кайнозойских образований. Кристаллический фундамент ее опущен на глубину 12 км и более. Он нарушен сетью разломов, с которыми связаны проявления вулканической деятельности. Характерной чертой впадины является развитие в ее пределах соляной тектоники.

Границами Днепро-Донецкой впадины служат на северо-востоке Воронежский кристаллический массив, на юго-западе Украинский щит, на юго-востоке складчатое сооружение Донецкого кряжа и на северо-западе Белорусский подземный выступ докембрийского фундамента.

Основными структурными элементами Днепро-Донецкой впадины являются северный и южный борта и роовообразный прогиб.

Борта впадины представляют собой переходные зоны между роовообразным прогибом и Украинским щитом на юге и Воронежским кристаллическим массивом на севере. Кристаллический фундамент бортов постепенно погружается от дневной поверхности до глубины 2600—3700 м и перекрывается моноклинально залегающими осадочными образованиями, которые характеризуются меньшими мощностями и стратиграфической неполнотой разреза по сравнению с центральной частью впадины. На бортовых частях почти повсеместно отсутствуют девонские образования, осадки турнейского яруса и нижневизейского подъяруса, породы верхнего отдела каменноугольной системы, отложения нижней перми и часть мезо-кайнозойских образований. Непосредственно на докембрийском фундаменте бортов впадины вблизи роовообразного прогиба залегают преимущественно верхневизейские образования; по мере приближения к выходам

кристаллического фундамента на дневную поверхность мощность осадочного чехла заметно уменьшается за счет выклинивания более древних отложений.

Ровообразный прогиб — это центральная, наиболее погруженная часть Днепровско-Донецкой впадины, отделяющаяся от бортовых частей системой глубинных разломов северо-западного простирания. Кристаллический фундамент центральной части интенсивно расчленен разломами на отдельные блоки. Вертикальные перемещения блоков по этим разломам обусловили возникновение выступов и депрессий. По сравнению с бортами центральная часть впадины характеризуется значительным увеличением мощности осадочного чехла.

Наиболее древними образованиями Днепровско-Донецкой впадины являются докембрийские породы, слагающие ее фундамент. Вскрыты они ограниченным количеством скважин, в основном на бортовых частях впадины, и представлены гнейсами, мигматитами и гранитами.

Непосредственно на докембрийском фундаменте в Припятском прогибе, который многие исследователи рассматривают как северо-западное окончание Днепровско-Донецкой впадины, залегают нижнепалеозойские осадочно-туфогенные образования мощностью до 500 м. Возможно, что эти отложения распространяются в юго-восточном направлении и, следовательно, развиты в наиболее погруженных частях впадины.

Девонские образования представлены породами живетского, франского и фаменского ярусов. В литологическом отношении они представлены терригенно-эффузивными образованиями, а также мощными толщами каменной соли. Породы девонской системы изучены очень слабо. Предполагаемая мощность их свыше 3000 м.

Образования каменноугольной системы сложены тремя отделами: нижним, представленным турнейским, визейским и намюрским ярусами, средним, в состав которого входят башкирский и московский ярусы, и нерасчлененным верхним. Нижний и большая часть среднего карбона сложены морскими отложениями и только в верхней части московского яруса появляются пестроцветные песчано-глинистые образования, которыми и заканчивается разрез каменноугольной системы. Общая мощность пород карбона свыше 8000 м.

Отложения пермской системы Днепровско-Донецкой впадины представлены двумя отделами: нижним и верхним. Нижний сложен картамышской, никитовской, славянской и краматорской свитами. Картамышская, известная ранее в литературе под названием свиты медистых песчаников, представлена пестроцветными песчано-глинистыми образованиями. Никитовская сложена пестроцветными породами с прослоями известняков, доломитов и реже каменной солью. Славянская характеризуется толщами солей с прослоями гипсов и ангидритов, а также иног-

да известняков, доломитов и терригенных образований. Краматорская по литологическому составу очень сходна со славянской. Развита она на северо-западных окраинах Донбасса, в остальной части впадины выделяется условно. Максимальная мощность пермских отложений превышает 2000 м.

Породы триасовой системы в литологическом отношении очень сходны с пермскими отложениями, в связи с чем этот комплекс образований долгое время оставался нерасчлененным и был известен в геологической литературе под названием «пермотриаса». Из состава триасовых отложений выделяют себрюрянскую свиту, охватывающую образования нижнего и среднего триаса, и протопивскую, соответствующую верхнему триасу. Мощность триасовых отложений 450 м.

Породы юрской системы представлены тремя отделами: нижним, средним и верхним. Нижнеюрские образования, развитые только в юго-восточной части исследуемой территории, представлены песками и глинами небольшой мощности. Среднеюрские породы сложены ааленским, байосским и батским ярусами, которые характеризуются преобладающим развитием глинистых образований. В разрез верхнеюрских отложений входят породы келловейского, оксфордского и кимериджского ярусов. Представлены они песчано-глинистыми образованиями с прослоями известняков. Общая мощность юрских пород около 450 м.

Образования меловой системы сложены нижним и верхним отделами. Нижнемеловые породы представлены в основном континентальными образованиями, почти лишенными фаунистических остатков, что затрудняет корреляцию разреза. В последнее время нижнемеловые отложения расчленены на основании спорово-пыльцевого метода, в результате чего выделены валанжинский, готерив-барремский, аптский и альбский ярусы. Верхнемеловые осадки сложены песками и песчаниками сенманского яруса и мергельно-меловой толщей в составе туронского, коньякского, сантонского, кампанского и маастрихтского ярусов. Общая мощность меловых отложений превышает 800 м.

Палеогеновые отложения представлены сумской свитой, каневским, бучакским, киевским и харьковским ярусами. В литологическом отношении этот комплекс пород выражен главным образом морскими песками с прослоями глины, за исключением осадков киевского яруса, сложенных преимущественно мергелями. Породы харьковского яруса перекрываются песчано-глинистыми образованиями полтавской свиты, верхняя часть которой относится к неогену. «Немые» пестроцветные глины венчают разрез неогена. Общая мощность третичных отложений превышает 400 м.

Четвертичные образования сложены лессовидными суглинками, песками и глинами мощностью до 50 м.

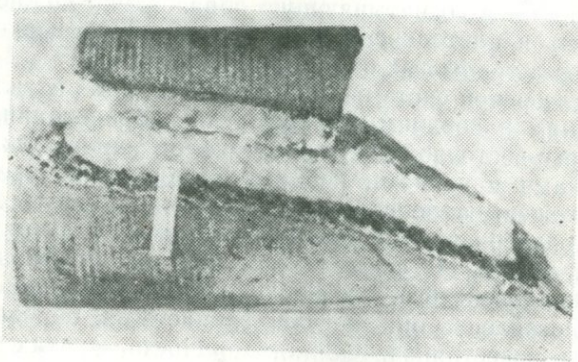


Рис. 13. Трещины в диабазе, заполненные каменной солью (скв. 8, Роменская площадь, Днепроовско-Донецкая впадина, глубина 519, 523 м).

ковской, Дмитриевской, Поздняковской, Яцыново-Логовиковской, Полтавской, Синявской, Берекской, Корульской, Славянской и других структурах. В результате проведенного бурения на нефть и газ в северо-западной части Днепроовско-Донецкой впадины вскрыты девонские образования в нормальном залегании, причем в их разрезе значительное место занимают эффузивные породы, которые очень часто переслаиваются с пластами каменной соли. Например, на Мринской площади нижняя соленосная толща представлена чередованием каменной соли, карбонатов, сульфатов и вулканогенных пород. Верхняя соленосная толща имеет аналогичное строение на Леляковской площади (рис. 14). В пределах Черниговского выступа кристаллического фундамента весь разрез соленосных пород сложен вулканогенно-осадочными образованиями (рис. 15).

Кроме эффузивов на некоторых солянокупольных структурах Днепроовско-Донецкой впадины обнаружены также сульфидные оруденения. А. Е. Лукин [98] указывает на наличие галенита, сфалерита и пирита в породах Роменского штока. Такие же рудопроявления наблюдаются и в девонских эффузивных породах Черниговской опорной скважины. На Великозагоровском солянокупольном поднятии отмечены жильные оруденения в доло-

митах нижнебашкирского подъяруса, которые, по мнению А. Е. Лукина [98], связаны с зонами нарушения типа сбросов. В оруденениях выявлены повышенные содержания свинца, цинка, меди и железа.

Специальными исследованиями эндогенного оруденения северо-западной окраины Донбасса занимались С. В. Кузнецова, И. Л. Сафронов, В. И. Скаржинский, И. Д. Энтелис [85]. Они установили, что на всех солянокупольных структурах северо-западной окраины Донбасса имеются проявления рудной минерализации. Так, на Славянском куполе (рис. 16) в зоне брекчии и разломов установлены ртутно-полиметаллические оруденения, представленные киноварью, пиритом, галенитом, халькопиритом, марказитом в ассоциации с кальцитом, анкеритом, доломитом, арагонитом, сидеритом, кварцем, баритом, флюоритом, халцедоном, юйлитом, цветными битумами. На Бантышевском участке в районе развития соляного купола наблюдаются аналогичные явления. Здесь в диапировой брекчии обнаружены высокотемпературные минералообразования в виде альбита, скаполита, мусковита, турмалина, рутила, кварца. На южном и западном крыльях Бантышевской структуры бурением вскрыто полиметаллическое оруденение, приуроченное к породам дроновской свиты (верхняя пермь) и диапировой брекчии. Анализ рудных тел показал наличие пирита, марказита, сфалерита, галенита и киновари. Рудная минерализация встречена также на северном крыле Курульского купола, на котором песчаники и известняки верхнего палеозоя содержат сфалерит, галенит, пирит и марказит в ассоциации с рутилом, кальцитом, анкеритом и баритом. В ряде скважин, пробуренных на северо-западном замыкании

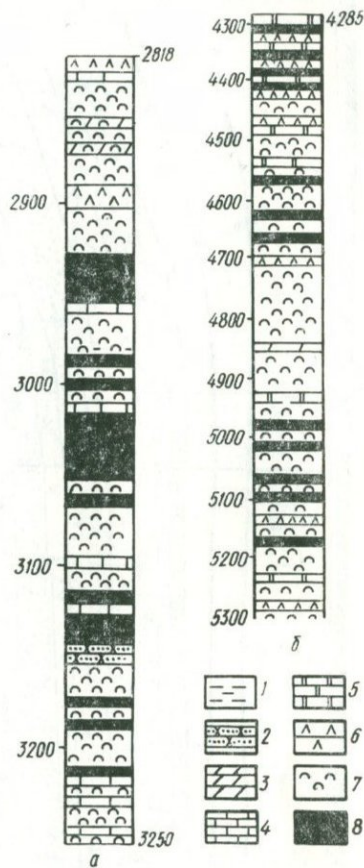


Рис. 14. Разрезы соленосных образований Днепровско-Донецкой впадины:

а — Мринская площадь, скв. 210, франский ярус, евлановско-ливенский горизонт — нижняя соленосная толща, б — Леляковская площадь, скв. 100, фаменский ярус, елецкий горизонт — верхняя соленосная толща; 1 — глины, 2 — песчаники, 3 — мертели, 4 — известняки, 5 — доломиты, 6 — сульфаты, 7 — каменная соль, 8 — вулканогенные породы (эффузивы и туфы).

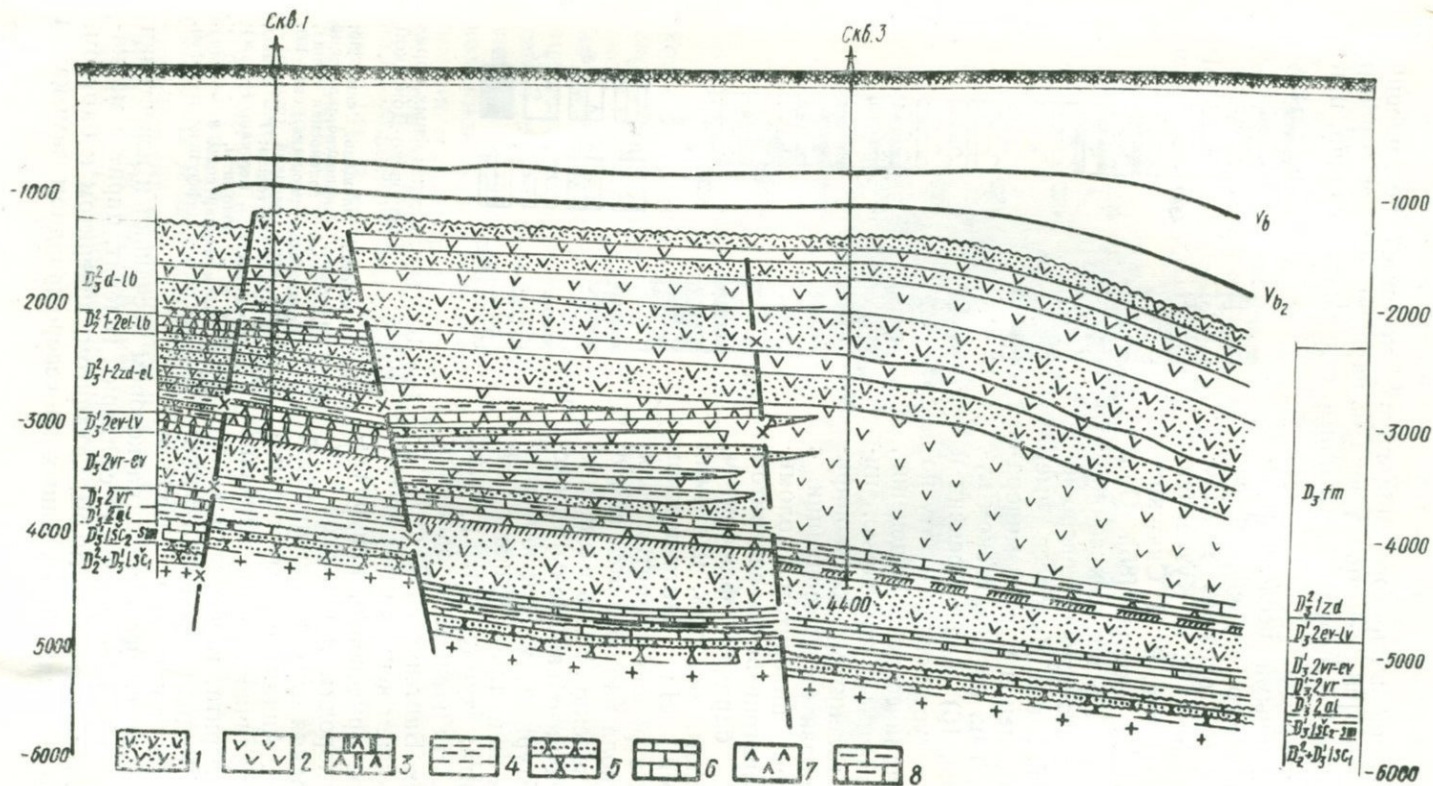


Рис. 15. Поперечный сейсмо-геологический разрез девонских отложений Ладинской площади (составили Л. А. Довбуш, А. Д. Бритченко):
 1 — щелочные туфы; 2 — щелочные эффузивы; 3 — доломиты; 4 — глины; 5 — песчаники; 6 — известняки; 7 — сульфаты; 8 — глинистые известняки.

Курульского купола, установлены повышенные концентрации ртути. На Новодмитриевском соляном куполе буровыми скважинами вскрыта рудная минерализация в отложениях верхнего палеозоя и диапировой брекчии. В последней обнаружена четко выраженная высокотемпературная минерализация в виде эпи-

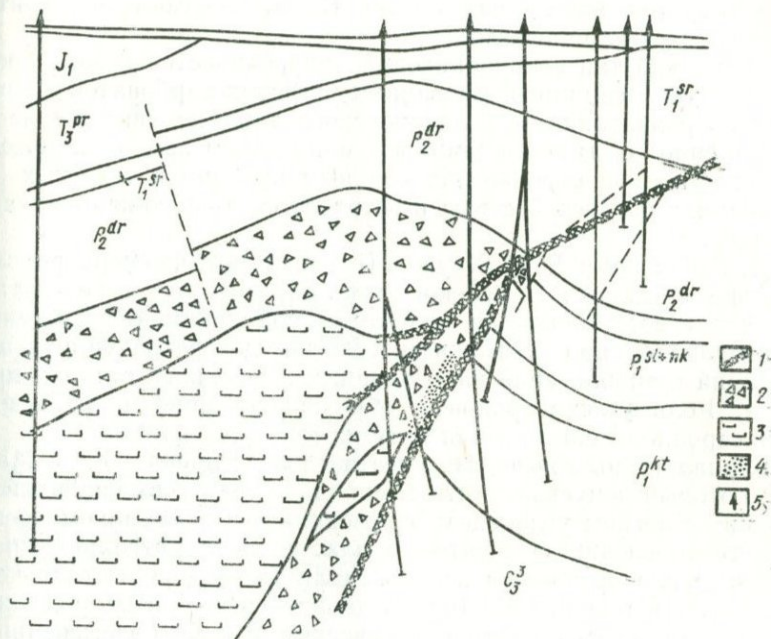


Рис. 16. Геологический разрез центральной части Славянского купола [85]:

1 — зоны разломов; 2 — брекчия; 3 — каменная соль; 4 — рудная минерализация; 5 — буровые скважины.

генетических образований турмалина, мусковита, альбита, рутила, эпидота, хлорита. На высокотемпературные процессы указывает образование скаполитовых и скаполитосодержащих пород в зоне брекчии [85]. Высокотемпературное оруденение Новодмитриевского купола представлено сфалеритом, галенитом, пиритом, марказитом, халькопиритом, бравоитом, киноварью в ассоциации с карбонатами, баритом, кварцем, цветными битумами и гармотомом.

Аналогичная минерализация описана этими авторами на Берекском, Петровском и Беляевском соляных куполах северо-западной окраины Донбасса. По мнению С. В. Кузнецовой и др. [85], участки оруденения приурочиваются к тектоническим узлам, образованным пересечением северо-западных и субмеридиональных нарушений, а также к зонам развития солянокупольных диапировых структур.

На соляных штоках Днепровско-Донецкой впадины установлено 14 площадей с проявлениями самородной серы. Л. Г. Ткачук и Д. П. Хрущов различают три типа серных оруденений: ефремовский, роменский и новодмитриевский [139].

На Ефремовской структуре сера встречается в составе кепрока непосредственно над солью. Выше залегают ангидриты, сменяющиеся карбонатами.

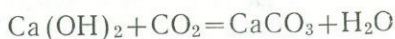
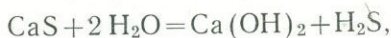
Роменский тип серопроявлений приурочивается к зоне брекчи, участкам ее пиритизированных углистых карбонатов и глин.

Серопроявления новодмитриевского типа не связаны непосредственно с галогенными формациями. Сера обнаружена в депрессионной воронке над соляным куполом в углистых образованиях берекской свиты и встречается в гипсо-карбонатных породах.

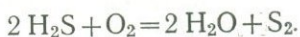
Л. Г. Ткачук и Д. П. Хрущов [139] считают, что серопроявления ефремовского и роменского типа образовались в результате процессов восстановления сульфатов под действием нефтяных углеводородов при возможном участии сульфатредуцирующих бактерий и тиобактерий на начальных и конечных стадиях процесса. Роль углеводородов в образовании новодмитриевского типа серопроявлений играли битуминозные глины.

К аналогичным выводам о генезисе серы пришел Г. П. Мамчур, который допускает, «что самородная сера и вмещающий ее кальцит с легким углеродом образовались путем биохимического восстановления сульфатов в пласте. В качестве источника энергии микроорганизмы использовали углеводороды типа нефти или природного газа» [102]. В дальнейшем сероводород окислялся химическим и бактериологическим путем до элементарной серы. В связи с этим, по данным Г. М. Мамчура, сера на Роменском и Ефремовском куполах приурочена к районам нефтяных месторождений. Углерод сероносных известняков Предкарпатья подобен углероду природного газа, а серные месторождения этого региона тянутся полосой, параллельной полосе газовых месторождений в Предкарпатском прогибе.

Эти взгляды в настоящее время являются господствующими и вошли во все учебники. Реакция восстановления сульфатов нефтяными углеводородами и последующее окисление сероводорода до элементарной серы представляется в следующем виде:



или



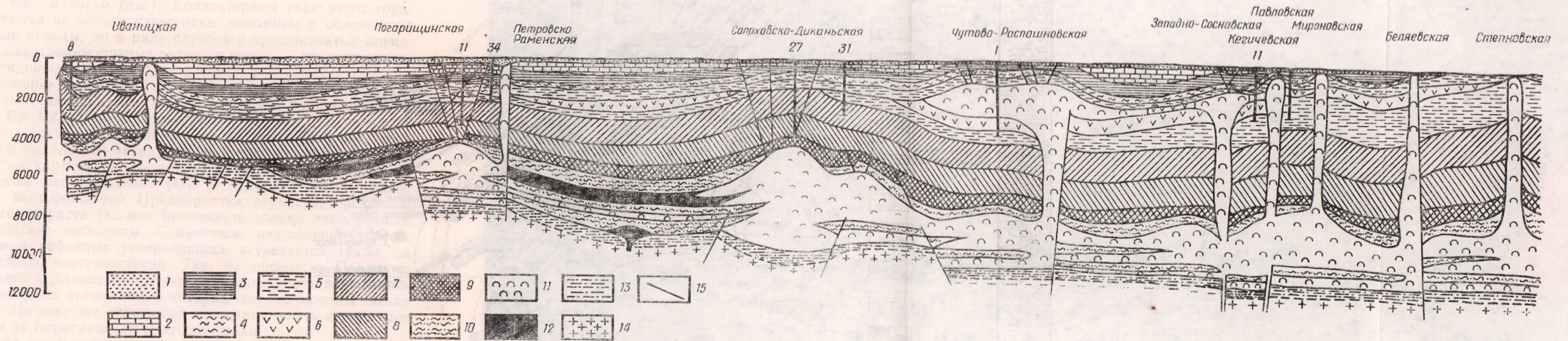


Рис. 12. Геологический разрез центральной части Днепровско-Донецкой впадины (по М. В. Чирвинской, 1966):

1 — четвертичные, неогеновые и палеогеновые образования, 2 — меловые, 3 — юрские, 4 — триасовые, 5 — пермские образования, 6 — пермская соль, 7 — нижнепермские — верхнекаменноугольные, 8 — среднекаменноугольные, 9 — нижнекаменноугольные, 10 — верхнедевонские образования, 11 — девонская соль, 12 — вулканогенные, 13 — среднедевонские, 14 — породы докембрийского кристаллического фундамента; 15 — разломы.

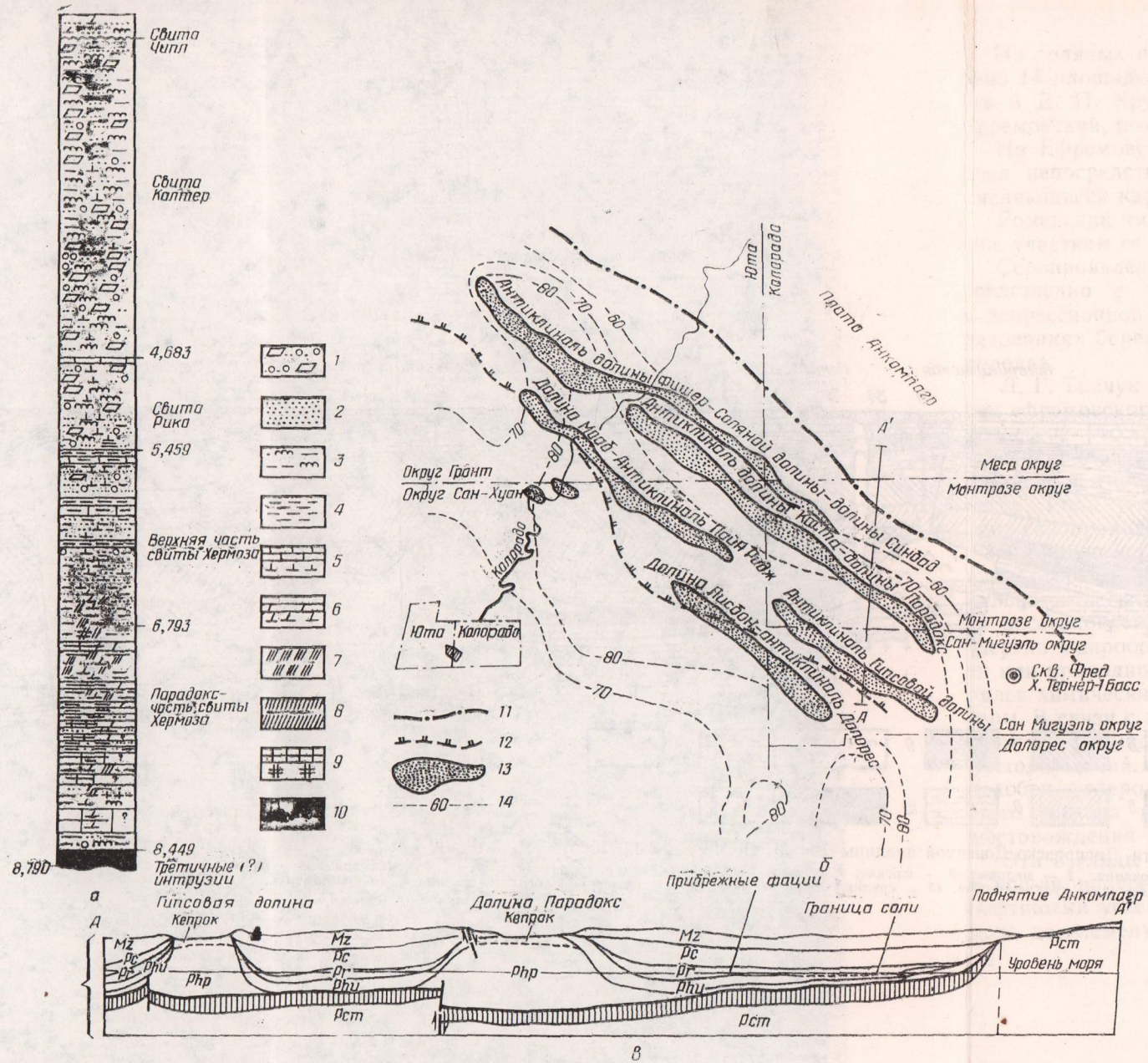


Рис. 22. Геологическое строение бассейна Парадокс [185]:

а — разрез скв. Фред Х. Тернер 1 Басс, б — тектоническая схема бассейна Парадокс, в — геологический разрез бассейна Парадокс по линии АА'; 1 — аркозовые конгломератовидные песчаники, 2 — песчаники, 3 — аргиллиты, 4 — черные сланцы, 5 — известняки, 6 — доломиты, 7 — гипсы, 8 — ангидриты, 9 — соль с прослоями других пород, 10 — кислые изверженные породы, 11 — граница соляного бассейна; 12 — глубокий трог (приблизительная граница); 13 — соляное ядро антиклинали; 14 — мощности соли в футах.

Объяснения генезиса серы за счет эпигенетических превращений сульфатов под действием нефтяных углеводородов противоречат фактическому геологическому материалу. На ряде газонефтеносных структур углеводороды залегают в ангидритовой толще, т. е. находятся в контакте с сульфатами в течение многих миллионов лет и не способствуют образованию каких-либо заметных серопроявлений, тогда как, по мнению некоторых исследователей, ангидрит может восстановиться до сероводорода под действием нефтяных углеводородов в процессе их кратковременной миграции через толщу этих пород.

Так, на Шебелинском газоконденсатном месторождении мощные скопления углеводородов залегают в нижнеангидритовом горизонте и характеризуются свободными дебитами скважин (50—2500 тыс. $m^3/сутки$ газа). Коллекторами газа этого горизонта являются не только известняки, доломиты и обломочные терригенные породы, но в ряде случаев и трещиноватые ангидриты, а также промежуточные разновидности пород — доломит-ангидриты и ангидрит-доломиты [118].

Значительные скопления газа, залегающие в непосредственной близости с ангидритами, известны на ряде площадей Предкарпатья. На Рудковском месторождении этаж газоносности охватывает комплекс отложений от юрских до сарматских, внутри которого выделяется ангидритовый горизонт нижнего тортонна. Такая же картина наблюдается на Кохановско-Свидницком нефтегазовом месторождении [41]. В основные продуктивные горизонты месторождений Предкарпатья верхнетортонского и сарматского возраста газ мог проникнуть только лишь пройдя нижнетортонские ангидриты. Совместное нахождение гипсов, ангидритов и нефтяных углеводородов встречается также на ряде нефтяных месторождений. Так, на промысле Подливче, приуроченном к Долинской структуре, легкая нефть добывалась из ворыщенских отложений, в которых широко развиты гнезда ангидрита. Из этих же отложений извлекали нефть с помощью колодезев и на Бориславском месторождении.

Несмотря на совместное нахождение нефтяных углеводородов, гипсов и доломитов, ни на одном нефтяном или газовом месторождении залежей серы не встречено, поэтому нет оснований полагать, что сера может образоваться при миграции нефтяных углеводородов через сульфаты и дать скопление типа ефремовского, роменского и роздольского.

При выяснении природы серопроявлений на солянокупольных поднятиях необходимо учитывать, что в их пределах встречается не только элементарная сера, которая приурочивается к брекчии кепроков. Сера входит также в состав таких гидротермальных минералов, как галенит, сфалерит, халькопирит и др., ассоциирующихся с киноварью, а также высокотемпературными минералами: флогопитом, турмалином, кварцем, топазом, сфеном, рутилом и многими другими.

Приуроченность оруденений, в том числе серных и сульфидных, к разломным приштоковым зонам позволяет сделать вывод об их глубинном происхождении. На основании анализа геологического строения солянокупольных структур северо-западных окраин Донбасса к такому выводу пришли также С. В. Кузнецова и др.

Нам кажется, что природу серных рудопроявлений на солянокупольных структурах наиболее правильно объясняют американские исследователи Г. У. Фили и Дж. Л. Калп. По их мнению, сера возникает в результате взаимодействия сероводорода с ангидритами:



Сероводород является одним из наиболее распространенных глубинных газов и часто встречается в тектонически активных зонах. В. И. Вернадский допускал даже, что сероводородное заражение Черного моря обусловлено поступлением сероводорода из глубинных зон земного шара.

В больших количествах выносятся сероводород в областях современного вулканизма. Например, в кальдерах вулканов Головнина и Менделеева на о. Кунашире Большой Курильской гряды глубинный сероводород, окисляясь, образует промышленные скопления серы, которые в свое время явились объектом полукустарной разработки.

Изложенного выше материала относительно геологического строения Днепровско-Донецкой впадины следует, что формирование девонских галогенных формаций синхронизировалось с возникновением глубинных разломов, определивших структуру этого региона, и сопровождалось повсеместными вулканическими извержениями. Глубинные процессы проявлялись и в более позднее время в наиболее сложных участках впадины — в ее тектонически активных узлах. В этих местах зарождались и развивались солянокупольные структуры, а также возникали пути для миграции рудных растворов, из которых образовались высокотемпературные минералы (скаполит, тремолит, мусковит, флогопит, турмалин, кварц, апатит, альбит, рипидолит, антофиллит, топаз, сфен, рутил, брукит, кальцит и др.) и низкотемпературные (пирит, марказит, галенит, сфалерит, киноварь, халькопирит, бравонит и сопутствующие карбонаты, барит, горный хрусталь, цветные битумы и гармотомы) [85].

Эти минеральные ассоциации накапливались в зоне брекчии солянокупольных структур, причем наибольшего распространения они достигли в северо-западных окраинах Донбасса. По заключению С. В. Кузнецовой [84], высокотемпературные минералы образовались в постнижнепермское время, тогда как низкотемпературные оруденения имеют более поздний возраст. Вынос серы из глубин продолжался длительное вре-

мя, и наиболее поздние серопроявления фиксируются в палеогене в депрессионной зоне Новодмитриевского соляного купола.

Толщи солей нижнепермского возраста формировались во время мощных тектонических движений, определивших основные черты структуры Донецкого кряжа. Эти движения проявились также в Днепровско-Донецкой впадине и зафиксировались в виде складок в осадочном чехле, а также сети разломов.

По всей вероятности, в нижнепермское время в пределах Днепровско-Донецкой впадины также происходило извержение вулканов, что подтверждается развитием альбититовых пород в зоне брекчии Бантышевской солянокупольной структуры под отложениями дроновской свиты верхней перми. Калий-аргоновым методом определен абсолютный возраст альбитита в 290 млн. лет, что по хронологической шкале соответствует нижней перми [39].

Мы считаем, что оруденение нижнепермских отложений северо-западной части Донбасса, выражающееся в повышенных количествах меди, свинца, цинка, кобальта, никеля, марганца, вольфрама, титана, циркона и др. [32], обусловлено поступлением их из глубин, а не геохимической дифференциацией приносимых с суши осадков в определенных климатических условиях.

Зависимость солеобразования от интенсивности тектонических движений особенно наглядно иллюстрируется геологическим материалом по строению пермской галогенной формации. В северо-западных окраинах Донбасса, где наиболее активно проявлялись предверхнепермские тектонические движения, установлены максимальные мощности каменных солей. Здесь же наиболее часто встречаются и рудопроявления, приуроченные к нижнепермским образованиям. По мере удаления от Донбасса постепенно затухает предверхнепермская складчатость, и, вероятно, в связи с этим уменьшается мощность нижнепермских солей. В Припятском прогибе, где предверхнепермская фаза складчатости не проявляется, нижнепермских солей нет. По нашему мнению, на связь солеобразования с глубинными процессами указывает характер распространения солей в Днепровско-Донецкой впадине. Граница распространения здесь соленосных формаций строго контролируется региональными разломами, ограничивающими грабенообразный прогиб впадины. За пределами этих разломов ни девонских, ни пермских солей не встречено (рис. 17).

Припятский прогиб. Залежи солей в Припятской впадине приурочены к девонским отложениям. Впадина представляет собой крупную депрессию, выполненную породами эокембрийского, девонского, каменноугольного, пермского и мезокайнозойского возраста. На юге она обрамляется Украинским щитом, на севере и западе граничит с Белорусским выступом

фундамента, а на востоке сливается с Днепро-Донецкой впадиной, с которой она связана генетически [6, 22, 42].

Фундамент впадины опущен на глубину до 6000 м. Он нарушен сетью разломов и характеризуется сложным блоковым

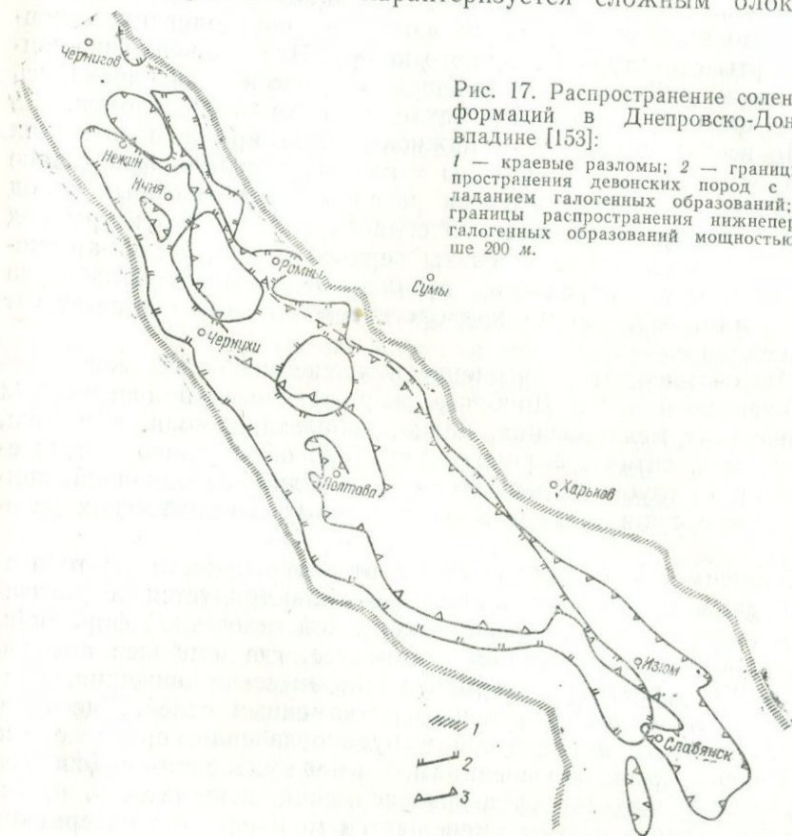


Рис. 17. Распространение соленосных формаций в Днепро-Донецкой впадине [153]:

1 — краевые разломы; 2 — границы распространения девонских пород с преобладанием галогенных образований; 3 — границы распространения нижнепермских галогенных образований мощностью свыше 200 м.

строением. В пределах впадины различают ряд выступов и депрессий; наиболее крупные из них: Шатилковская, Копаткевичская, Ельская и Туровская депрессии, Червоно-Слободской, Осташковичско-Речицкий и Центральный выступы.

Фундамент впадины сложен докембрийскими гранитами, гранодиоритами, диабазами, биотитовыми и силлиманитовыми гнейсами, кварцитами, сланцами и др.

Породы эокембрия установлены в северо-западной части Припятской впадины, где они залегают с резким несогласием на породах фундамента. Представлены они осадочно-туфогенными образованиями общей мощностью до 500 м.

Породы кембрия, ордовика и силура в Припятской впадине не установлены и только со среднего девона на ее территории возобновляется осадконакопление.

Среднедевонские образования представлены пярнуско-наровскими и лужскими слоями, слагающими живетский ярус. Сложены они песчаниками, алевролитами, глинами, мергелями, известняками и доломитами общей мощностью до 300 м.

Верхнедевонские породы в Припятской впадине развиты широко и сложены франским и фаменским ярусами.

Нижняя часть франского яруса состоит из щигровских, семи-лукских, петинских, воронежских и евлановских слоев, представленных преимущественно известняками, доломитами и мергелями с прослоями глин и включениями в верхней части вулканогенных пород общей мощностью до 500 м. Ливенские слои составляют нижнюю соленосную толщу, достигающую мощности 1200 м. В юго-восточной части Припятской впадины на ряде площадей (Борщевской, Шарпиловской и др.) ливенские соли замещаются туфогенными образованиями (рис. 18, 19).

Породы фаменского яруса разделяются на задонско-елецкие песчаники, глины, аргиллиты, известняки и доломиты, содержащие в верхней части местами эффузивы, которые составляют межсолевой комплекс мощностью до 1200 м. Залегающие выше елецко-лебедянские слои сложены хомогенными образованиями и известны в литературе как верхняя соль. Мощность ее нередко превышает 3000 м. Иногда верхняя соль замещается эффузивами (Шарпиловская площадь) (рис. 19). Надсолевые данково-лебедянские слои сложены глинами, мергелями, известняками, доломитами и гипсами мощностью до 1200 м.

Породы каменноугольной системы в пределах Припятской впадины представлены тремя отделами. Наиболее полно развиты нижнекаменноугольные осадки, где выделяют турнейский, визейский и наюрский ярусы; средний карбон расчленяют на башкирский и московский ярусы; верхний карбон имеет ограниченное распространение и незначительную мощность. Общая мощность каменноугольных пород достигает 1200 м. В литологическом отношении это однообразная песчано-глинистая толща с редкими прослоями известняков в нижней части.

Пермские породы представлены в нижней части глинами с прослоями алевролитов и песчаников; в верхней части разреза преобладают пески и песчаники. Мощность пермских пород около 650 м.

Триасовые образования в пределах Припятской впадины достигают мощности до 450 м и характеризуются песчано-глинистым составом.

Породы юрской системы сложены в нижней части глинами и песчаниками, а в верхней — известняками и мергелями общей мощностью до 200 м.

Нижняя часть меловой системы имеет песчано-глинистый состав, верхняя — представлена писчим мелом и мергелями. Мощность данной системы до 200 м.

Палеогеновые и неогеновые осадки состоят из песков с про-
слоями глин мощностью свыше 150 м.

Четвертичные образования сложены суглинками и песками
мощностью 20—50 м.

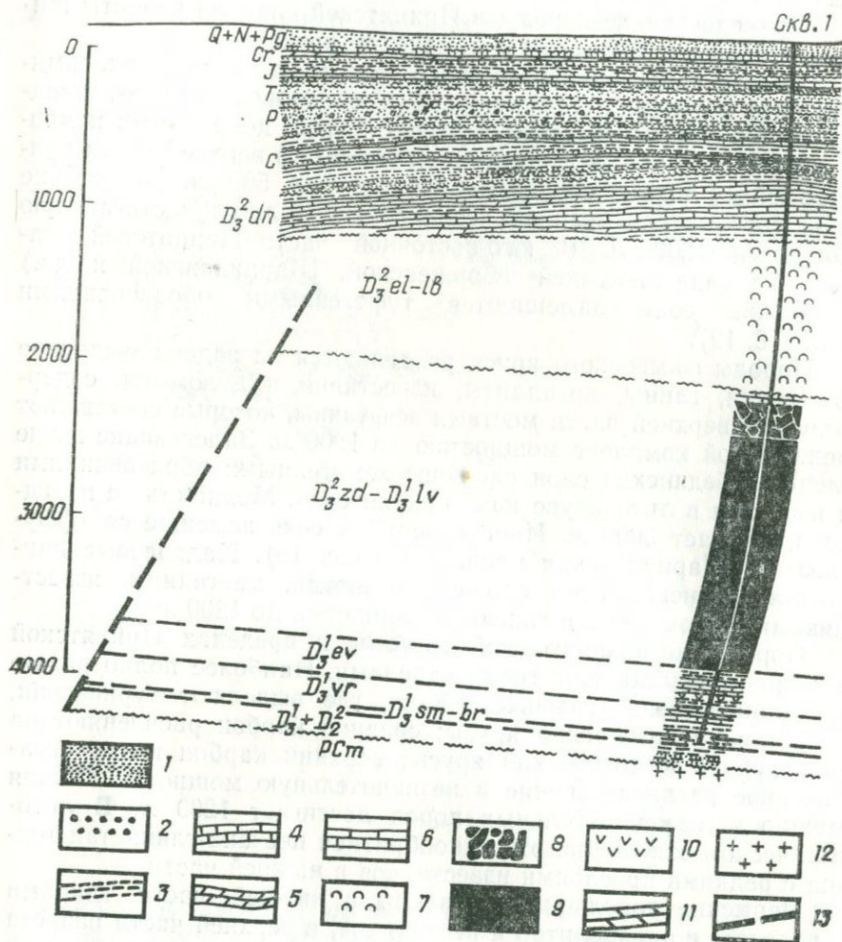


Рис. 18. Геологический разрез Ветхинской площади Припятского про-
гиба (материалы объединения «Белорусьнефть»):

- 1 — пески и песчаники; 2 — галька; 3 — глины; 4 — мел; 5 — мергели;
6 — известняки; 7 — соль; 8 — туфобрекчии; 9 — трахиты и трахиандезиты;
10 — ангидриты; 11 — доломиты; 12 — кристаллические породы фундамента;
13 — нарушение.

В. П. Кириков [70] на основании изучения условий форми-
рования галогенных толщ Припятской впадины показал, что
накопление соленосных образований совпадало во времени
с наиболее активными этапами развития впадины. Соленосные
толщи формировались во время возникновения глубинных раз-

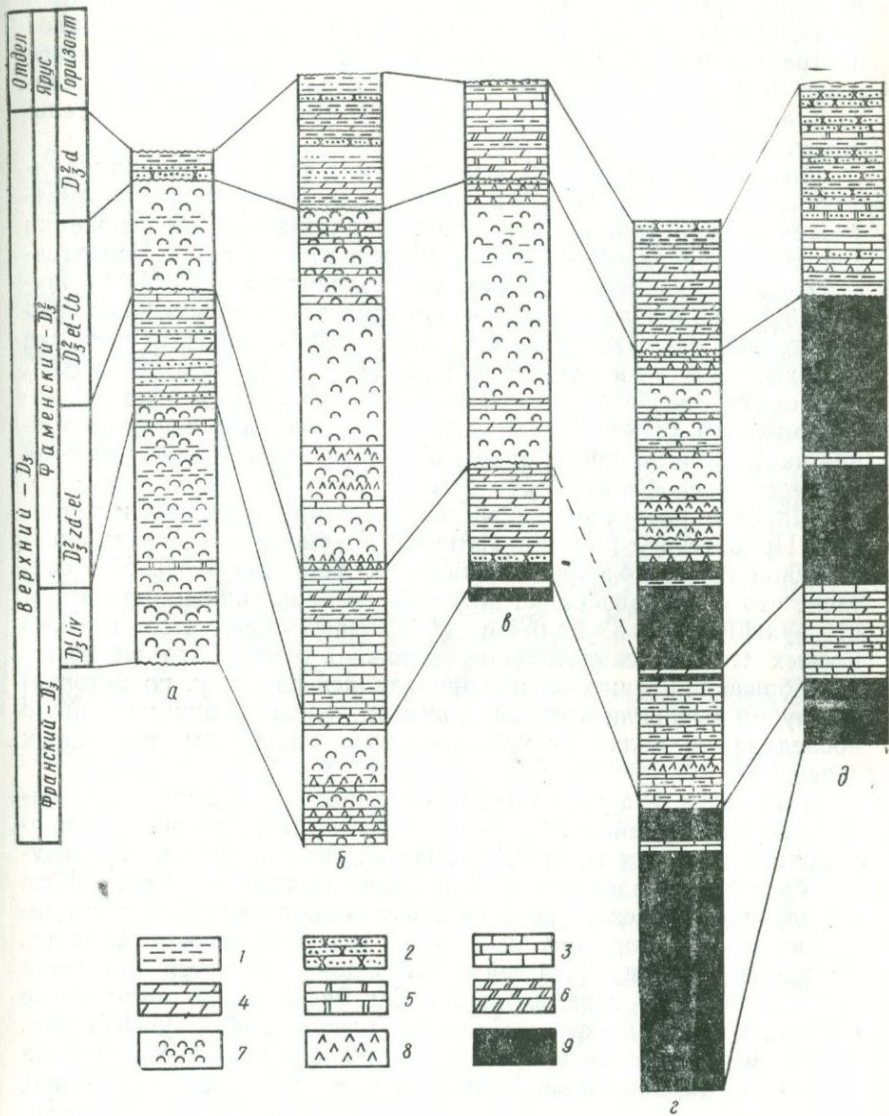


Рис. 19. Схема сопоставления верхнедевонских образований Припятского прогиба (по данным Г. Ф. Климовских и В. Н. Макаревича):

1 — глины, 2 — песчанки, 3 — известняки, 4 — мергели, 5 — доломиты, 6 — доломитизированные мергели, 7 — каменная соль, 8 — сульфаты, 9 — вулканогенные породы; а — скв. Стреличевская-1, б — скв. Вышемировская-3, в — скв. Вышемировская-2, г — скв. Боршевская-1, д — скв. Шарпиловская-1.

ломов и проявления вулканической деятельности. По данным В. В. Панова и В. П. Макаревича [111], излияние эффузивов в Припятском прогибе происходило в воронежско-ливенское и позднефаменское время. В задонское и в начале елецкого времени прослеживается перерыв в вулканической деятельности.

По В. П. Кирикову [70], «синхронность соленакопления и вулканической деятельности в верхнем девоне в пределах рассматриваемой территории можно считать доказанной на основании сопоставления разрезов Стреличевской, Брагинской и Черниговской скважин». Это положение детализировал А. М. Синичка [130]. Он указал на наличие эффузивов в нижней соленосной толще, вскрытой скв. 1-р на Речицкой площади, а также в верхней соленосной толще на площадях Чернинской, Речицкой, Первомайской, Петриковской и др. Вулканогенные породы прослеживаются также в межсолевых образованиях в юго-восточной части Припятской впадины на Борщевской, Вышемировской и Шарпиловской площадях.

Широкое развитие вулканогенных пород в соленосных толщах Припятского прогиба является аргументом в пользу генетической связи солеобразования и вулканизма [130]. Мы считаем, что солеобразование не является производным процессом от вулканизма, а наличие эффузивных продуктов в соленосных толщах свидетельствует только о том, что во время солеобразования интенсивно проявлялись разломы, по которым из глубин выносились и соль и вулканогенные продукты, однако последние не являются обязательным спутником глубинных солей.

Б а с с е й н П а р а д о к с. Соленосные образования встречаются в ряде бассейнов, входящих в состав нефтегазоносной провинции Скалистых гор в США. Наиболее детально из них изучен бассейн Парадокс, находящийся на территории штатов Юта и Колорадо. На северо-востоке и востоке бассейн оконтурен плато Анкомпагр и горами Сан-Хуан, на юге — поднятием Дефианс. Западной границей бассейна Парадокс является поднятие Серкл-Клиффс и возвышенность Сан-Рафаэль, на юго-востоке он отделяется от бассейна Сан-Хуан платформой Фоур Корнерз. Поднятие Монюмент расчленяет юго-западную часть бассейна Парадокс на два более мелких прогиба: Генри и Блэндинг [185, 217].

Бассейн Парадокс занимает территорию около 175 тыс. км². Он выполнен осадочными образованиями от кембрийских до четвертичных (рис. 20). Наибольшую мощность имеют пенсильванские и пермские осадки. Кристаллический фундамент бассейна слагают докембрийские образования, представленные изверженными и метаморфическими породами. На фундаменте залегают нижне- и среднекембрийские отложения, сложенные кварцитами и гнейсами, которые в западной части бассейна

перекрываются морскими зеленоватыми сланцами. С верхнего кембрия вплоть до верхнего девона в осадконакоплении существовал перерыв. В составе пород верхнего девона встречаются в основном доломиты с прослоями сланцев. Известняки и доло-

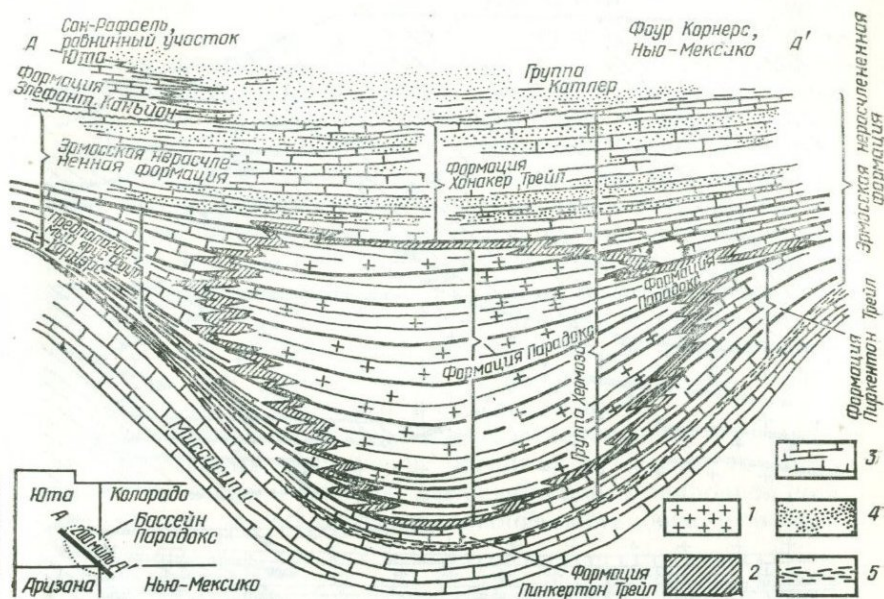


Рис. 20. Предполагаемый разрез через бассейн Парадокс (по Д. Л. Баарсу и др., 1967):

1 — соль, 2 — ангидрит, 3 — карбонаты, 4 — песчаники, 5 — сланцы.

миты накапливались с девона до миссисипи. В конце миссисипи произошел подъем территории, в результате чего карбонатные образования были частично размыты, а также подверглись карстовым процессам.

Опускание территории в начале пенсильвания ознаменовалось отложением красноцветных пород. Затем район был охвачен тектоническими движениями, в результате чего обособился ряд бассейнов, в которых накопилась мощная толща образований серии хермоза. Эту серию американские геологи расчленяют на три свиты: нижнюю — пинкертон-трейл, сложенную известняками и доломитами, мощностью до 75 м; среднюю — парадокс мощностью свыше 2000 м, представленную каменной солью, ангидритами, гипсами, известняками, в которой в крайних частях хомогенные осадки замещаются терригенными образованиями; и верхнюю — карбонатную — ханакер-трейл мощностью до 300 м.

Пермские, триасовые и юрские породы сложены красноцветными отложениями. В составе пород мелового возраста разли-

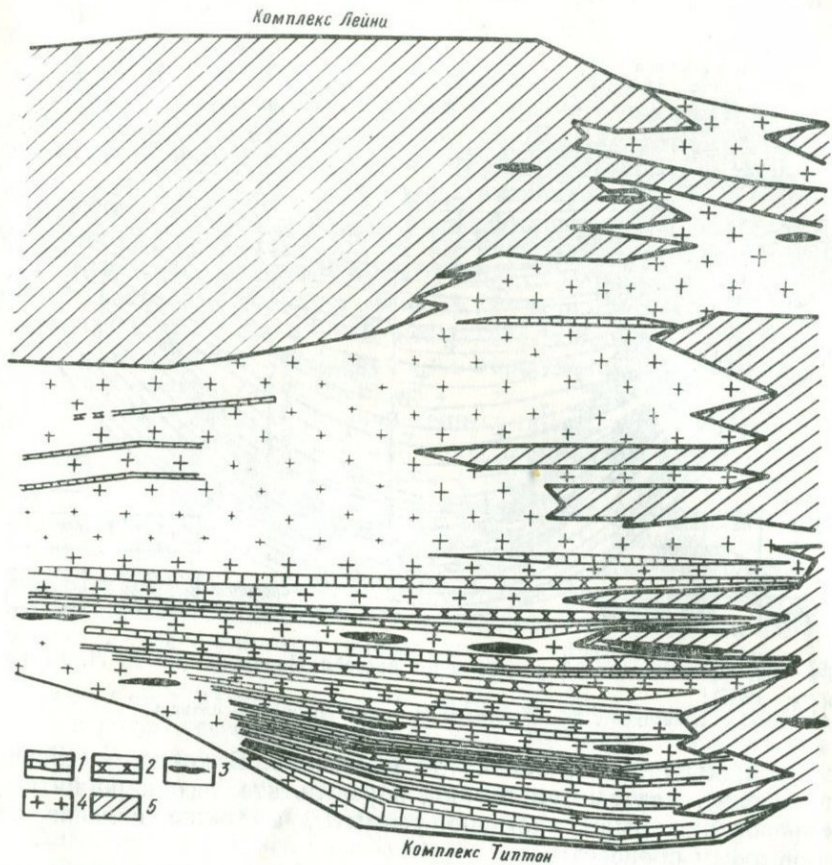


Рис. 21. Схематический разрез месторождения трона Уилкинс Пик [180]:
 1 — трона; 2 — трона и галит; 3 — туфы; 4 — соленосная фация; 5 — пресноводная фация.

эоценового возраста представлена известняками, мергелями, сланцами, тронной, галитом с прослоями туфов и другими породами [рис. 21].

При попытке восстановить палеогеографическую обстановку времени соленакпления с позиций классической геологии американские геологи встречаются с рядом затруднений. В частности, Х. Р. Олен и Л. Б. Макайнтир [217] указывают на огромные массы солей, которые накопились в сравнительно короткий промежуток времени. По объему хомогенные породы и зале-

гающие выше аркозовые песчаники свиты калтер пермского возраста занимают большую часть осадочного разреза.

Накопление солей в бассейне Парадокс совпало с возникновением разломов, по которым опустился участок бассейна, прилегающий к поднятию Анкомпагр. Бассейн соленакопления характеризовался сложным расчлененным рельефом, обусловленным развитием сети нарушений. К моменту окончания соленакопления произошло усиление тектонической деятельности, которое регистрируется в верхней части свиты парадокс в виде прослоев, состоящих из обломков гранитов. Большой интерес представляют магматические породы в свите парадокс. Д. П. Элстон, Э. М. Шумейкер и Э. Р. Ландис [185] допускают, что это, возможно, третичные интрузии (рис. 22). Однако мы предполагаем, что эти вулканогенные продукты синхронны вмещающим породам и вылились на поверхность в результате проявления глубинных разломов, имевших место во время соленакопления. Если принять эту точку зрения, то становится понятным наличие свежих зерен полевого шпата в солях свиты парадокс, о чем неоднократно упоминают в своей работе Д. П. Элстон, Э. М. Шумейкер и Э. Р. Ландис.

Противоречит эвапоритовой идее соленакопления и материал по геологии свиты грин-ривер, развитой в Скалистых горах. Наличие туфов среди залежей каменной соли и природной соды свидетельствует о тектонически сложной обстановке соленакопления.

Бассейн Уиллистон. В бассейне Уиллистон каменная соль накоплялась с перерывами с девона по юру включительно.

Северная часть бассейна Уиллистон расположена в южной части Канады в штатах Южный Саскачеван и Юго-Западная Манитоба, а южная часть бассейна — на севере США, в штатах Северная Дакота и Восточная Монтана.

В тектоническом отношении бассейн Уиллистон приурочен к северо-восточной части Скалистых гор. С севера, северо-востока и юго-востока бассейн оконтурен выходами докембрийского кристаллического щита. На западе и юго-западе бассейн граничит с бассейнами Центральной Монтаны и Паудер Ривер [52, 135, 177].

Фундамент бассейна сложен докембрийскими образованиями, на нем залегает свыше 4500 м осадочных пород (рис. 23). В строении осадочного чехла принимают участие породы от кембрийских до третичных включительно. Весь осадочный чехол американские геологи делят на ряд разрезов, границами между которыми служат региональные несогласия.

Самым нижним комплексом является разрез саука в составе кембрийских известняков, сланцев и песчаников. Разрез типепканое сложен преимущественно карбонатными образованиями ордовика и силура.

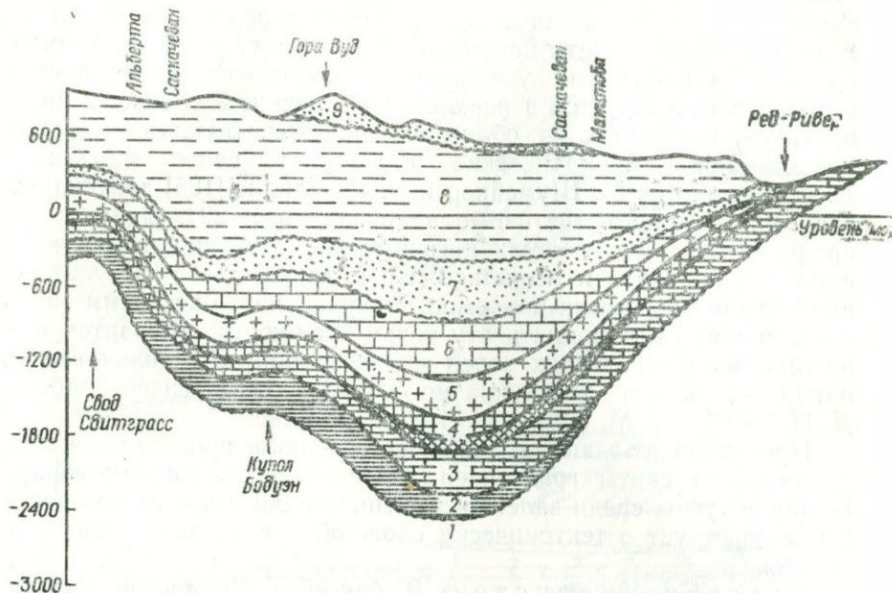


Рис. 23. Широтный разрез северного борта бассейна Уиллстон близ 49-й параллели [52]:

1 — докембрий; 2 — кембрий; 3 — силур; 4 — средний девон; 5 — верхний девон; 6 — миссисипи; 7 — юра; 8 — мел; 9 — третичные отложения.

средней части миссисипи (свита мэдисон). Мощность девонской соли изменяется в пределах 0—150 м. Мощность соли миссисипского времени до 200 м.

Разрез абсарака охватывает комплекс пород пенсильванского, пермского и триасового возраста, представленных песчано-глинистыми и карбонатными образованиями. В составе пермских хород свиты опеч и триасовых пород свиты спирфиш развиты пласты каменной соли незначительной мощности, залегающей среди пестроцветных песчаников и глин. Общая мощность свиты спирфиш до 150 м.

Разрез зуні состоит из пород юрского и мелового возраста. В основном это песчано-глинистые образования, и только лишь в нижней части этой однообразной толщи, в свите пайпер среднеюрского возраста встречаются известняки, ангидриты, соль и красноты.

Третичные породы составляют свиту теджес, представленную песчаниками, сланцами и лигнитами.

Таким образом, из всего изложенного следует, что процесс самообразования в бассейне Уиллистон неоднократно повторялся. Соленосные толщи накапливались в девоне, карбоне, перми, триасе и юре.

Пермский бассейн. В этом бассейне развиты галогенные формации верхней перми. Он расположен на юге США на территории западной части штата Нью-Мексико. В структурном отношении бассейн представляет собой огромную впадину, осложненную рядом выступов и депрессий. Наиболее четко выраженными структурными элементами здесь являются Делаверский бассейн, бассейн Вэл-Верде, Центральный бассейн, бассейн Мидленд, платформа Центрального бассейна и др. [48, 95, 163, 165, 199, 202].

На востоке Пермский бассейн ограничен сводом Бэнд, на севере — поднятием Амарилло-Вичита, на северо-западе и западе — обширной приподнятой зоной Педернэл и платформой Диабло. Южный борт Пермского бассейна составляет складчатая область Маратон.

Бассейн выполнен в основном породами палеозойского возраста, причем пермские образования составляют значительную часть разреза.

Фундамент Пермского бассейна докембрийского возраста сложен гранитами и кристаллическими сланцами. На метаморфизованных породах залегают кембрийские отложения, которые трудно отличимы от залегающих выше ордовикских, поэтому большинство исследователей объединяет их в толщу образований кембрий-ордовикского времени. Сложены они преимущественно песчаниками. Выше по разрезу залегают доломиты и доломитизированные известняки, реже известняки свиты элленбергер нижнего ордовика. На размытой поверхности карбонатных образований свиты элленбергер залегают песчано-глинистая свита симпсон среднего ордовика. Разрез ордовика венчает свита монтойя, представленная кремнистыми карбонатными породами.

Образования ордовика перекрываются кремнистыми известняками и доломитами силурийского и девонского возраста, составляющими свиту сильвэн. Четкой границы между девонем и миссисипи не установлено. В это время формировалась свита вудфорд, сложенная битуминозными глинами, содержащими прослой песчаников. Залегающая выше часть разреза миссисипской системы представлена известняками, которые, в свою очередь, перекрываются темно-серыми и коричневыми глинами.

На размытой поверхности образований миссисипской системы несогласно залегают породы пенсильванской системы серий морроу и атока. В литологическом отношении низы пенсильванской системы очень сходны с верхнемиссисипскими образованиями, поэтому расчленение этих комплексов вызывает затруднение. В состав верхнепенсильванских пород входят серии де-мойн,

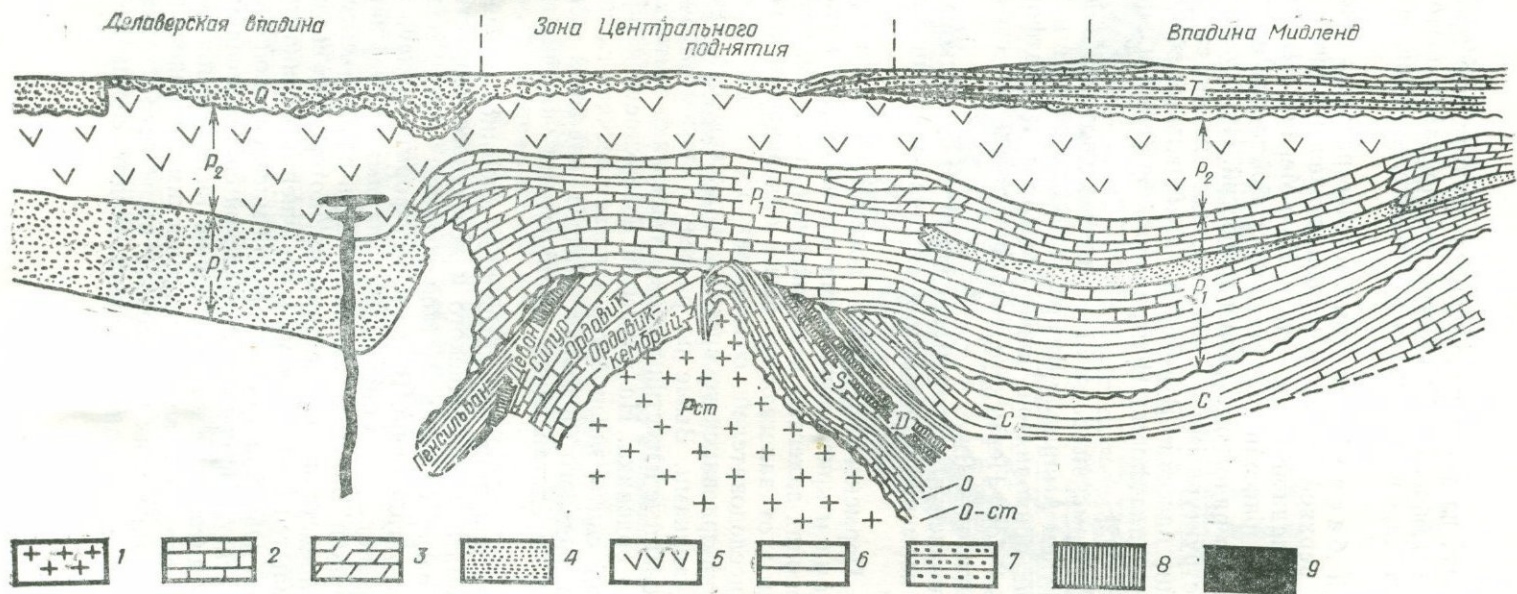


Рис. 24. Разрез через Центральную платформу Пермской впадины в США [7]:

1 — кристаллические породы фундамента; 2 — слоистые известняки и доломиты; 3 — рифогенные известняки и доломиты; 4 — пески и песчаники; 5 — галогенные образования (ангидриты, гипсы, соль); 6 — глинистые сланцы и глины; 7 — красноцветные глины и песчаники; 8 — кремни и песчаники; 9 — вулканогенные образования.

миссури и вирджил, представленные преимущественно темно-серыми и серыми глинами, песчаниками и известняками.

Почти на всей территории Пермского бассейна пенсильванские породы постепенно переходят в залегающие выше пермские отложения. Рифогенные массивы, которые развивались в пенсильванских отложениях, продолжали свой рост и в период вулфкэмп. Серия вулфкэмп представлена обломочными и карбонатными образованиями, причем обломочные породы накапливались в глубоких впадинах, тогда как карбонаты отлагались на мелководных участках. Серия леонард обогащена обломочным материалом и содержит меньше карбонатов.

В составе верхнепермских образований различают серии гвадалупе и очоа. Первая сложена песчаниками, карбонатами, гипсами, реже глинистыми породами, вторая содержит мощные толщи каменных солей.

Триасовые, юрские и меловые отложения имеют ограниченное распространение. Палеогеновые, неогеновые и четвертичные образования образуют покров незначительной мощности.

До миссисипского времени территория Пермского бассейна представляла собой огромный шельф, полого наклоненный в южном направлении, который выполнялся палеозойскими терригенными образованиями. В конце пенсильванского времени на окраинах шельфа возникли горные сооружения, которые и определили границы Пермского бассейна. В это же время наметился Делаверский бассейн, а также более четко оконтурился бассейн Мидленд. В течение перми на изучаемой территории активно проявилась разломная тектоника, о чем свидетельствует приуроченность вулканогенных образований к породам пермского возраста (рис. 24).

С нашей точки зрения большой интерес представляют эффузивы в толщах каменных солей. С. Джоунс и В. Мадсен [199] сообщают о наличии крутопадающих даек базальтов и богатых доломитом щелочных интрузивных пород, которые прорывают пласты калийных и каменных солей в округе Карлсбад, расположенном в юго-восточной части штата Нью-Мексико. Эффузивы развиты в низах соленосной серии очоа и встречаются в свитах кастиль и саладо.

Огромная мощность соленосной формации очоа (более 1200 м) [48] свидетельствует об интенсивном прогибании соленодного бассейна, а наличие эффузивов в солях указывает на проявление глубинных разломов во время соленакпления. Это противоречит представлениям классической геологии о формировании солей в полуизолированных бассейнах в результате гущения морской воды.

Двино-Мезенская впадина. Скважины, пробуренные в восточной части Двино-Мезенской впадины в районе соляных источников недалеко от с. Серегово, вскрыли на сравни-

тельно небольшой глубине значительные толщи каменной соли [64].

Непосредственно над солью залегают породы кепрока мощностью 200—400 м. Эти породы имеют вид брекчий и конгломератов, сложенных пестроцветными песчаниками и алевролитами, а также доломитами и гипсами. В отдельных скважинах в составе пород кепрока встречаются глыбы диабазов.

В результате бурения установлено, что Сереговская площадь (рис. 25) имеет вид диапировой структуры, крылья которой

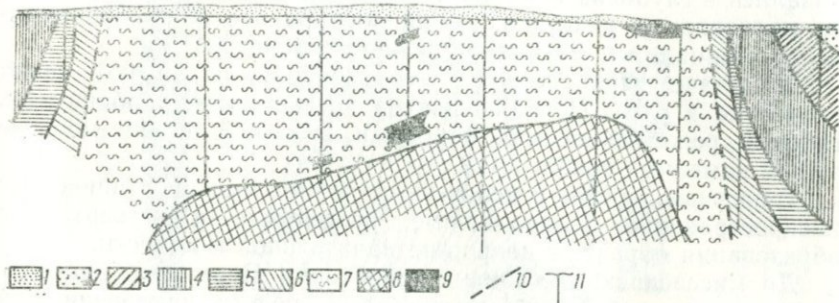


Рис. 25. Схема геологического разреза Сереговской солянокупольной структуры [64]:

1 — четвертичные отложения; 2 — ветлужский ярус: красные глины, песчаники, конгломераты; 3 — татарский ярус: красноцветные глины, алевролиты, прослои известняков; 4 — казанский ярус: известняки, доломиты, глины, песчаники; 5 — вихтовская свита: красноцветные алевролиты с гипсом и ангидритом; 6 — верхнеуклойская свита (доломиты); 7 — покровная толща; 8 — каменная соль; 9 — диабаз; 10 — тектонический контакт; 11 — скважины.

перекрываются породами уфимского, казанского и татарского ярусов. В отношении возраста солей Сереговской структуры единого мнения нет. По А. А. Иванову и Ю. Ф. Левецкому [64], соль Сереговской структуры синхронна диабазам. Поскольку диабазы широко развиты в составе девонских отложений Печоро-Тиманской нефтегазоносной области, эти авторы относят соли к девону. Е. М. Люткевич [100] возражает против девонского возраста солей и отстаивает их пермский возраст. Мы считаем, что вторая точка зрения более обоснована, тем более, что в Печоро-Тиманском регионе хемогенные породы установлены не только в девоне, но и в перми [78].

Для выяснения генезиса солей Двино-Мезенской впадины, с нашей точки зрения, большое значение имеет приуроченность эффузивов к толщам каменных солей, что свидетельствует о совпадении во времени соленакопления и вулканических процессов. Таким образом, конкретный геологический материал по Двино-Мезенской впадине также противоречит идее образования толщ солей в результате выпаривания воды в обстановке ограниченной связи с морем.

Прикаснийская впадина. Мощные скопления солей

пермского возраста сосредоточены в Прикаспийской впадине (рис. 26). В структурном отношении она представляет собой обширную депрессию, кристаллический фундамент которой опущен на глубину от 7 до 17—20 км. Выполнена впадина палеозойскими, мезозойскими и кайнозойскими образованиями, причем большую часть осадочного разреза слагают палеозойские породы [69, 122].

На севере и западе Прикаспийская впадина ограничена системой разломов в фундаменте Восточно-Европейской платформы, которые прослеживаются в осадочных образованиях в виде флексуобразных изгибов. Такими флексурами на севере является Жадовский уступ, а на западе — Волгоградский. На востоке впадина оконтуривается Уральской системой, а на юго-востоке — Южно-Эмбенским поднятием [122]. На юге граница впадины менее отчетлива. Предполагают, что она проходит через Астраханское, Северо-Каспийское и Южно-Эмбенское поднятия и имеет тектонический характер [157].

Таким образом, Прикаспийская впадина представляет собой огромный прогиб, отделяющийся от смежных районов системой крупных разломов.

Наиболее древними породами, вскрытыми в Прикаспийской впадине, являются верхнекаменноугольные отложения, представленные известняками и доломитами, реже песчано-глинистыми образованиями.

Пермские породы рассматриваемого региона расчленяют на три комплекса: нижний — терригенно-карбонатный, соответствующий сакмарско-артинским образованиям; средний — галогенный, отвечающий кунгуру; и верхний — красноцветный, который, начав формироваться в уфимское время, продолжал накапливаться в течение всего триаса.

Сакмарско-артинские отложения характеризуются развитием конгломератов и грубых песчаников в восточной части впадины и известняков, доломитов, загипсованных глин и гипсов в западной. Максимальная мощность сакмарско-артинских образований достигает около 3000 м на востоке и уменьшается до 100 м на западе.

Породы кунгурского яруса представлены хемогенными образованиями, мощность которых местами достигает 5000 м. По данным А. А. Иванова и Ю. Ф. Левицкого [64], а также М. П. Казакова и др. [69], соленосные породы кунгура Прикаспийской впадины характеризуются преобладающим развитием каменной соли при относительно небольшом содержании сульфатных, карбонатных и терригенных пород. В составе галогенных образований встречаются полигалитовые породы, а также сильвин, каинит, глауберит и бораты. В соляных толщах некоторых куполов обнаружены также пиритизированные мергели и известняки. Соль чаще всего светло-серая и светлая, нередко окрашена в желтый, розовый, красный и темно-серый тона.

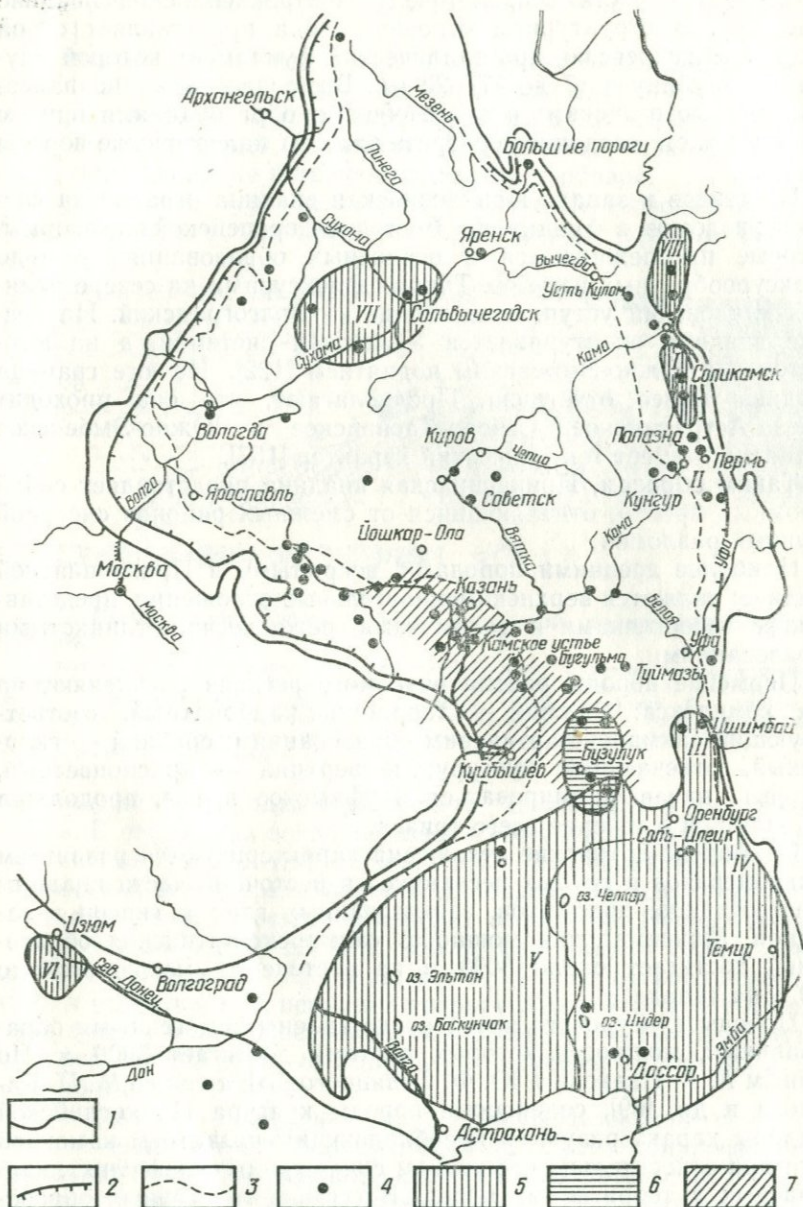


Рис. 26. Обзорная карта распространения пермских галогенных отложений европейской части СССР [64]:

1 — граница распространения пермских отложений; 2 — граница распространения нижнепермской галогенной формации; 3 — граница распространения уфимской свиты и ее аналогов; 4 — точки опорных разрезов; 5 — нижнепермские соляные бассейны; 6 — Бугуруславский, 7 — районы распространения галогенных отложений в верхнеказанском подъярусе.

Над солью залегают пестроцветные образования пермтриаса, сложенные красноцветными глинами, песчаниками и конгломератами, с прослоями карбонатных пород общей мощностью до 2000 м.

Юрские отложения в Прикаспийской впадине развиты повсеместно. Они представлены тремя отделами: нижним, средним и верхним. Породы нижней и средней юры являются континентальными образованиями с характерными серыми тонами. В их составе различаются пески, песчаники, глины с прослоями угля; в верхней части разреза появляются пропластки мергелей и известняков. Верхняя юра сложена морскими песчано-глинисто-карбонатными образованиями. Мощность юрских пород 1000 м.

Отложения меловой системы представлены двумя отделами: нижним и верхним. В нижнемеловых породах преобладают пески с прослоями глин, тогда как верхнемеловые образования характеризуются развитием мергелевых толщ. Общая мощность пород меловой системы около 1800 м.

Отложения палеогеновой и неогеновой системы сложены преимущественно глинистыми образованиями общей мощностью свыше 2000 м.

Четвертичные породы представлены глинами и песками бакинско-хазарского, хвалынского и новокаспийского ярусов, мощность их достигает 200 м.

Отличительной особенностью Прикаспийской впадины является наличие солянокупольных структур. По данным Г. Е. Рябухина и др. [122], соляные купола занимают 25—30% всей территории впадины. Всего насчитывается свыше 1000 куполов.

Соляные купола Прикаспийской впадины имеют пологие склоны, не превышающие 10—35°, и отличаются от столбообразных куполов Днепровско-Донецкой впадины и Голф Коста. Вершины куполов размыты, а кепроки сложены гипсами и имеют незначительную мощность.

Пермские соляные толщи в Прикаспийской впадине формировались в тесной связи с тектонической жизнью этого региона. Сакмарско-артинское время ознаменовалось интенсивным горообразованием в пределах Уральской складчатой зоны. Эти движения проявились в Прикаспийской впадине накоплением мощных сакмарско-артинских конгломератов, сложенных породами карбона с незначительным количеством обломочного материала, поступавшего с Уральских гор. К концу этого же времени начинают образовываться хемогенные породы в виде загипсованных глин и линз крупнокристаллического гипса.

В кунгурскую эпоху Прикаспийская впадина испытала интенсивное прогибание, и в течение непродолжительного времени в ней накопилась толща хемогенных образований мощностью до 5000 м. На основании анализа геофизических материалов М. В. Горфункель и Г. И. Слепакова [44] пришли к выводу, что соляные толщи в этом регионе формировались в условиях

крайне расчлененного рельефа дна бассейна. На территории Прикаспийской впадины эти авторы различают ряд субмеридиональных зон, в пределах которых резко изменяются мощности солей (рис. 27). Максимальной мощностью характеризуется централь-

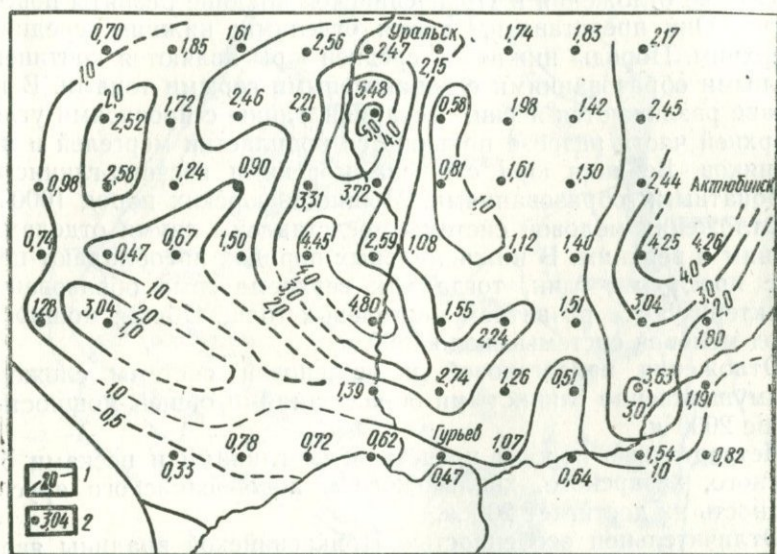


Рис. 27. Схема размещения первичной мощности соли, сосредоточенной в штоках Прикаспийской впадины [44]:

1 — линии равных мощностей соляной толщи, км; 2 — средняя мощность соляной толщи на площади, км.

ная зона, совпадающая примерно с меридианом г. Уральска. В этой полосе мощность солей местами превышает 5000 м, а восточнее этой зоны резко падает и не достигает даже 1000 м. Такая дифференциация соленосных толщ, по нашему мнению, свидетельствует о проявлении разломной тектоники во время соленакпления, что согласуется с нашими выводами об их глубинном происхождении.

Предуральский прогиб. Соли пермского возраста в виде отдельных локальных скоплений встречаются в Предуральском прогибе от Соликамска на севере до Башкирии на юге (см. рис. 26).

Предуральский прогиб расположен между восточной частью Восточно-Европейской платформы и складчатым Уралом и характеризуется глубоким погружением каменноугольных пород и большой мощностью пермских образований [122, 142].

Начало формирования Предуральского прогиба относится к верхнему карбону; до этого времени его территория входила в состав Русской платформы, поэтому мощности низов карбона,

девона и более древних образований такие же, как и на платформе.

На породах кристаллического фундамента залегают образования бавлинского комплекса протерозойско-нижнедевонского возраста. Нижняя часть этого комплекса сложена доломитами и песчаниками, а верхняя — аргиллитами с прослоями алевролитов и песчников. Общая мощность бавлинской свиты свыше 2000 м.

Породы девонской системы расчленяют на средний и верхний отделы. В среднедевонских образованиях Приуральского прогиба преобладают песчаники, тогда как верхнедевонские сложены преимущественно карбонатными породами. Мощность девонских образований превышает 1200 м.

Отложения каменноугольной системы представлены тремя отделами: нижним, средним и верхним. В основании нижнекаменноугольных пород залегают известняки и доломиты, а в средней их части появляются незначительные прослои песчаников, которые замещаются известняками и доломитами. Известняково-доломитовый состав характерен и для разреза средне- и верхнекаменноугольных образований.

Разрез нижнепермских пород начинается органогенными известняками с прослоями доломитов, мергелей и конгломератов ассельско-сакмарского возраста мощностью свыше 2000 м.

Породы артинского яруса в западной части прогиба представлены известняками мощностью до 300 м, которые к востоку замещаются сначала мергелями, а затем песчано-глинистыми образованиями и конгломератами, увеличиваясь при этом в мощности до 1300 м.

Породы кунгурского яруса представлены каменной солью, чередующейся с ангидритами и гипсами. В нижней части яруса встречаются прослои глин. Мощность хемогенных пород местами достигает 2000 м.

Соленосные образования перекрываются породами уфимского яруса, в нижних частях которых развиты загипсованные глины, ангидриты, известняки и конгломераты. Верхняя часть разреза характеризуется песчано-глинистым красноцветным составом. Максимальная мощность пород уфимской свиты 2000 м.

Кроме образований уфимского яруса, в Предуральском прогибе местами встречаются песчано-глинистые осадки казанского и татарского ярусов небольшой мощности.

Образования триаса, юры и мела, а также палеогена в прогибе отсутствуют, и на породах верхней перми залегают неогенные песчано-глинистые осадки мощностью до 70 м.

Скопления солей в пределах Предуральского прогиба обнаружены в Верхнепечорском, Верхнекамском, Чусовском и Башкирском бассейнах. Аналогичное строение имеют соленосные бассейны Восточно-Европейской платформы такие, как Двинско-Сухонский и Двино-Мезенский.

Каменная соль Приуралья во многих местах содержит скопления калийных солей, которые являются объектом промышленной разработки. Сильвинит Соликамского рудника характеризуется красным оттенком и пестроцветными тонами. Карналитовая зона Верхнекамского бассейна имеет брекчиевидное строение, что свидетельствует о сложных тектонических движениях, происходивших во время соленакопления. Загрязненность солей верхней части кунгурского яруса, по данным А. А. Иванова и Ю. Ф. Левецкого [64], обусловлена привнесом обломочного материала, вызванного горообразовательными движениями на Урале, что подтверждает идею синхронности процессов соленакопления и проявления фаз складчатости.

О сложной геологической обстановке времени соленакопления писал Н. М. Страхов [136]. Он отмечает, что непосредственно перед формированием соленосных толщ «в артинское время складчатый Южный Урал переживает новые орогенические подвижки, вызвавшие разрастание складчатой структуры к западу. В Южно-Уральском прогибе это отразилось миграцией обломочных фаций в западном направлении. Мощная (до 1000—1200 м) толща песчано-глинистых пород начинает отлагаться на западном склоне Урала, где до того располагалась фация малых мощностей, тонкий же глинистый материал заносится в возрастающей степени все далее на запад и загрязняет карбонатные осадки». И далее: «Генезис галогенной кунгурской толщи длинных объяснений не требует. Морской бассейн, до того существовавший на Восточно-Европейской платформе, сильно осолонялся и превращался в гигантскую, вероятно, очень сложную морфологически лагуну с очень изменчивой по солености водой. Современный Сиваш с его бесчисленными ответвлениями, заливами, бухтами, отшнурованными соляными озерами и с водой, изменяющейся по концентрации от 1% в Геническом проливе до 12—15 и даже 22% в отдельных ответвлениях, может дать живой образ этой огромной кунгурской лагуны Восточно-Европейской платформы. Только по площади своей кунгурская лагуна бесконечно превосходила Сиваш — настолько, что применение самого термина лагуна здесь кажется не совсем удачным. Во всяком случае это грандиознейшая из когда-либо бывших в истории Земли лагун, никогда и нигде более не повторявшаяся... В самом конце кунгура в Приуралье и на примыкавших к нему частях платформы начинается оттеснение галогенных пород терригенными. Это было связано с началом формирования западного склона Урала и выносом с него на платформу огромных масс обломочного материала».

Следовательно, до начала соленакопления и после него бассейн был охвачен активными тектоническими движениями, а наличие погруженных участков в пределах Приуральского прогиба свидетельствует о том, что процесс соленакопления сопровождался дифференцированными подвижками отдельных участ-

ков. Образование соляных толщ протекало очень быстро и, по подсчетам А. А. Иванова и Ю. Ф. Левицкого [64], в Верхнекамском бассейне соли мощностью 500—600 м накопились в течение 15—17 тыс. лет.

Скорость накопления солей и геологическая обстановка соленосных толщ увязываются больше с идеями о глубинной их природе, чем с представлениями об осаждении солей в результате выпаривания морской воды в полуизолированных бассейнах, расположенных в зонах с аридным климатом.

Восточно-Альпийский соленосный бассейн. Соль пермского возраста встречается в Восточных Альпах на участке от гор Карвендель до Вены [228]. Соленосные отложения этого региона сложены глинисто-соленосными конгломератами и брекчиями. На отдельных площадях эти образования содержат залежи чистой соли, которая и является объектом промышленной разработки. Наибольшей известностью пользуется соляной рудник Галльштатт, хорошо описанный в литературе.

Несмотря на то, что альпийские соли разрабатываются давно, геологическое строение этого района изучено слабо. До сих пор еще не уточнен возраст солей, не ясны границы распространения соленосных формаций.

Соль в Восточных Альпах залегает в виде отдельных разобщенных скоплений, тяготеющих к разломам, которые простираются в широтном направлении. По литологическому признаку О. Шаубергер [228] расчленяет соленосные отложения Галльштатта на ряд толщ: серая, красная, зеленая, пестрая, а также толща сопутствующих пород и включений.

К сожалению, этот исследователь не высказывается конкретно о возрастном взаимоотношении отдельных толщ, однако, касаясь условий их образований, он пишет, что пестрая соленосная толща сформировалась в результате переотложения красных и зеленых разновидностей, из чего можно сделать вывод, что пестрые соленосные породы — самые молодые образования.

Характерной особенностью соленосных образований Альп является наличие туффигов и лав в пестрой толще (рис. 28).

О. Шаубергер [448] специально занимался исследованием условий накопления соленосных образований Галльштатта. Он отрицает высказанную ранее точку зрения об осаждении солей в лагуне с дальнейшей переработкой ее тектоническими движениями и приходит к выводу, что альпийские соленосные образования формировались в тектонически активном бассейне, с берегов которого поступал обломочный материал и перемешивался с хемогенными осадками, в результате чего образовалась соленосная брекчия и конгломераты. Этот автор обращает внимание на пластовое залегание туффигового горизонта в пестрых соленосных породах. Если бы происходило тектоническое перемешивание чистых хемогенных пород и терригенных осадков, то

этот процесс, естественно должен был бы захватить и туффитовый горизонт. Наличие туффитов и лав в альпийских солях, по нашему мнению, свидетельствует о том, что бассейн соленакопления представлял собой не обычный полуизолированный морской водоем, а сложный блоковый прогиб с интенсивно проявляющимися глубинными разломами, по которым выносились магматические образования и одновременно формировались соляные породы.

Соленосный бассейн МНР. В северной части МНР вдоль границы с Советским Союзом расположено месторождение каменной соли Туз-Таг, что в переводе с тувинского на русский язык означают Соленая гора [24, 140].

Это месторождение разрабатывается местным населением в течение 350 лет, однако в геологическом отношении изучено слабо; до настоящего времени ведется спор относительно возраста вмещающих пород.

Гора Туз-Таг расположена в предгорьях южного склона хребта Танну-ола, в 15 км к северу от устья р. Южного Тархолька, впадающей в оз. Убса-нур.

По И. Е. Турищеву [140], соленосные образования относятся к верхнепермскому возрасту и делятся на две свиты (снизу вверх): соленосную (продуктивную) и песчаниковую (песчаники танну-ола). Соленосную свиту перми он, в свою очередь, расчленяет на три толщи: песчано-сланцевую, известняковую и продуктивную. Песчано-сланцевая представлена песчано-глинистыми сланцами с прослоями конгломератов. Известняковая содержит рифовые, пористые, брекчированные, глинистые известняки с прослоями загипсованных аргиллитов и пласт конгломератов, известковистый цемент которого местами загипсован. Породы продуктивной толщи, кроме гипса и каменной соли, содержат конгломераты (в основании толщи), песчаные и глинистые известняки, местами ракушечниковые аргиллиты с прослоями гипса, загипсованные туффиты, агломерат — туфы, диабазовые порфириды, доломиты, пестроцветные неслоистые глины, глинистые оолиты, песчанистые фораминиферы и песчанистые известняки.

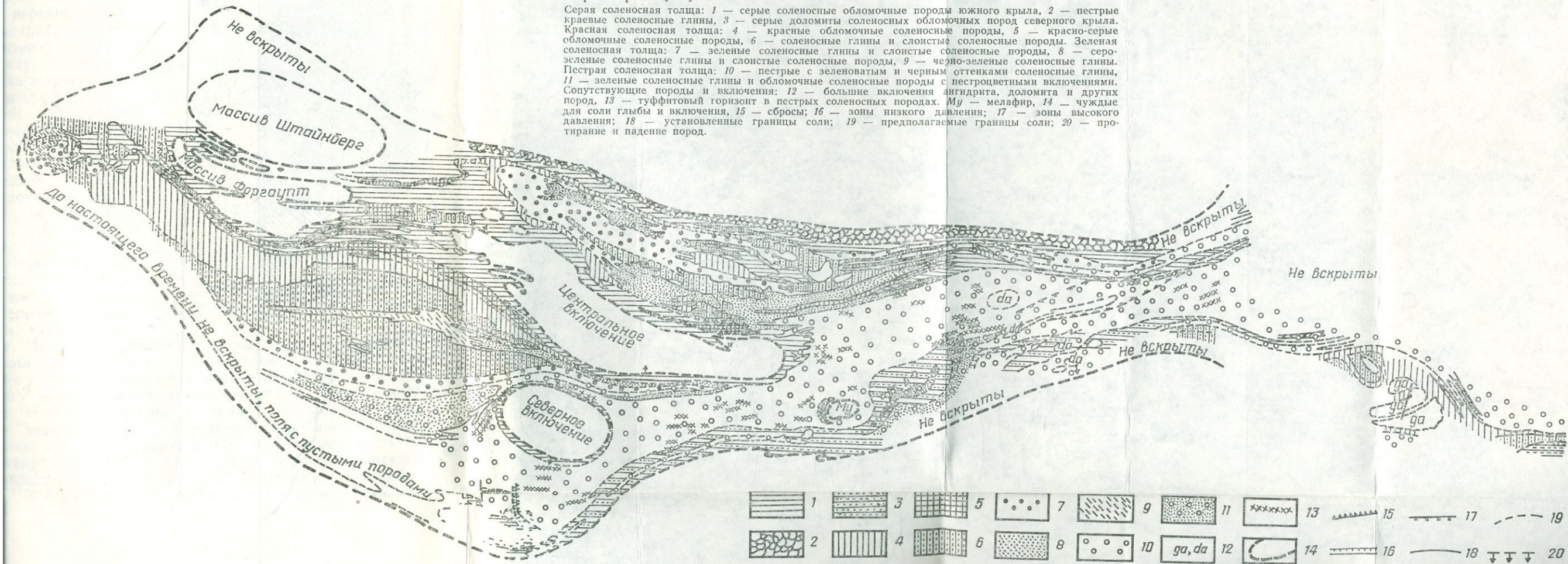
В состав конгломератов входят гальки песчаников и яшм девонского возраста. Мощность соленосной толщи достигает 400 м.

Известковистые прослои продуктивной толщи содержат верхнепермскую фауну [140], однако А. И. Левенко [92] приводит данные, позволяющие ему датировать эти образования как верхи нижнего девона.

Песчаниковая свита представлена аркозовыми известковистыми песчаниками с подчиненным количеством аргиллитов, песчано-глинистых известняков, конгломератов, известковисто-глинистых и оолитовых пород. Свита окрашена в основном в бурые и буровато-серые тона. Характерной особенностью свиты является

Рис. 28. Горизонтальный разрез соляного рудника Галлыштатт по горизонту Кайзерин Мария Терезия [228]:

Серая соленосная толща: 1 — серые соленосные обломочные породы южного крыла, 2 — пестрые краевые соленосные глины, 3 — серые доломиты соленосных обломочных пород северного крыла. Красная соленосная толща: 4 — красные обломочные соленосные породы, 5 — красно-серые обломочные соленосные породы, 6 — соленосные глины и слоистые соленосные породы. Зеленая соленосная толща: 7 — зеленые соленосные глины и слоистые соленосные породы, 8 — серо-зеленые соленосные глины и слоистые соленосные породы, 9 — черно-зеленые соленосные глины. Пестрая соленосная толща: 10 — пестрые с зеленоватым и черным оттенками соленосные глины, 11 — зеленые соленосные глины и обломочные соленосные породы с пестроцветными включениями. Сопутствующие породы и включения: 12 — большие включения ангидрита, доломита и других пород, 13 — туффитовый горизонт в пестрых соленосных породах. Му — мелафир, 14 — чуждые для соли глыбы и включения, 15 — сбросы; 16 — зоны низкого давления; 17 — зоны высокого давления; 18 — установленные границы соли; 19 — предполагаемые границы соли; 20 — прогибание и падение пород.



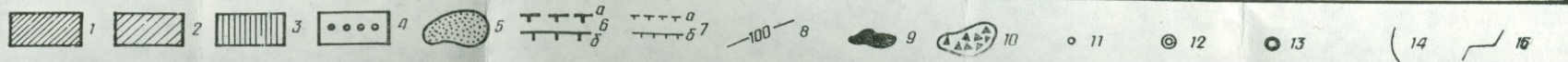
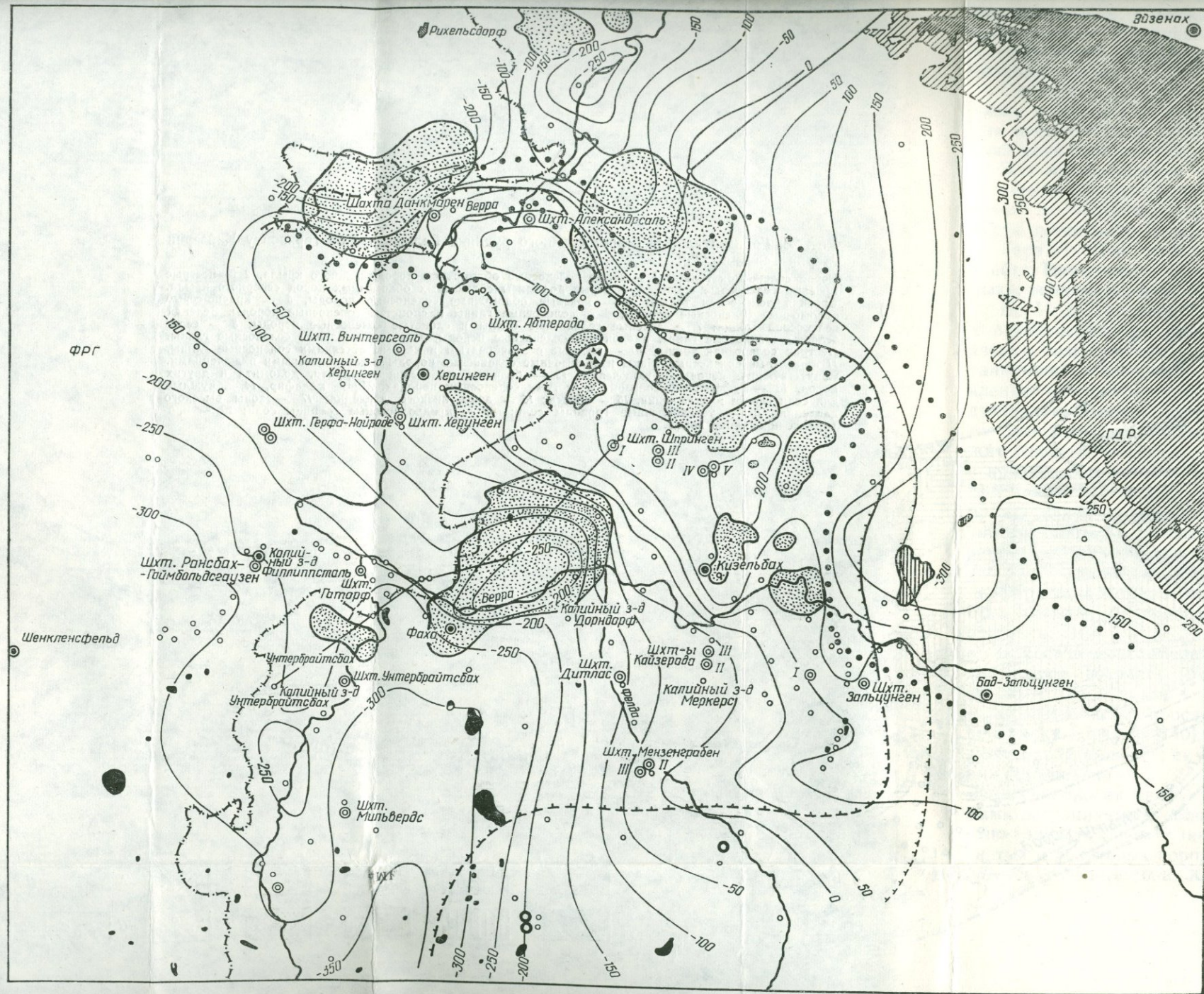


Рис. 31. Обзорная карта калиеносной области Верра [194]:

1 — красный лежень и кристаллические породы Тюрингского леса, 2 — цехштейн в обнажениях, 3 — верхний цехштейн в области глубоко погруженных антиклиналей; 4 — граница появления и полного выщелачивания соли (склон и зеркало солей); 5 — зоны погружения, обусловленные выщелачиванием; 6 — верхний калийный горизонт: а — первичная граница, б — граница выщелачивания; 7 — нижний калийный горизонт: а — первичная граница, б — граница выщелачивания; 8 — горизонталы по кровли тонкослонистого доломита; 9 — базальт; 10 — базальтовая брекчия; 11 — скважины; 12 — калийные шахты; 13 — калийные шахты в покрывающих породах; 14 — сбросы; 15 — линия профиля.

ется наличие примазок медной зелени, а иногда повышенной охристости в песчаных разновидностях.

Таким образом, все данные по геологическому строению верхнепермских соленосных образований МНР свидетельствуют о сложной геологической обстановке времени соленакпления. Бассейн был тектонически активным участком, на что указывает развитие конгломератов, а также вулканогенных образований. Палеогеологическая обстановка времени соленакпления не укладывается в рамки традиционных взглядов классической геологии.

Бассейн Морондава. Соленосные образования верхнепермского—нижнетриасового возраста имеются на острове Мадагаскар в бассейне Морондава в составе свиты сакамена [46].

Бассейн Морондава расположен на западном побережье острова и представляет собой узкую впадину, выполненную осадочными образованиями общей мощностью 7—8 тыс. м (рис. 29). Площадь бассейна Морондава о-ва Мадагаскар достигает 125 тыс. км².

Наиболее древними породами, изученными в бассейне Морондава, являются образования формации карру, которые накапливались с верхнекаменноугольного до среднеюрского времени. Эта формация делится на три свиты. Нижняя свита сакоа верхнекаменноугольного — нижнепермского возраста сложена черными сланцами, угленосными образованиями, красноцветами и морскими рифогенными известняками общей мощностью порядка 1500 м. Среднюю часть формации карру выделяют в свиту сакамена верхнепермского — нижнетриасового возраста, которая представлена песчано-глинистыми образованиями. В верхней части свиты появляются

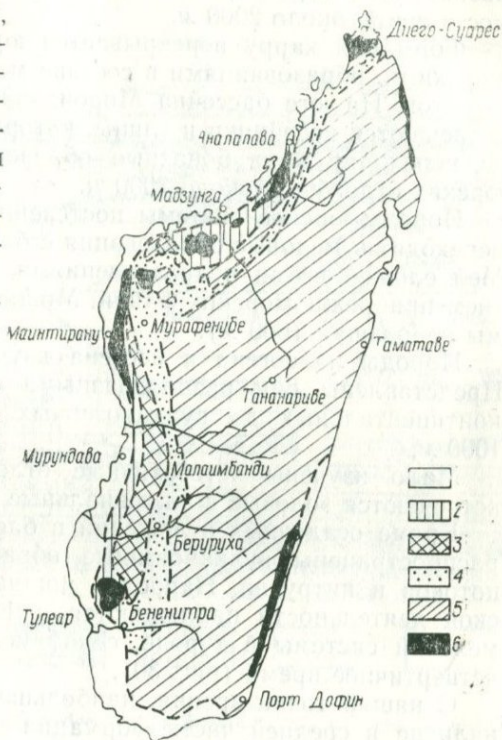


Рис. 29. Схематическая геологическая карта о-ва Мадагаскар:

- 1 — третичные и четвертичные отложения; 2 — меловые; 3 — юрские отложения; 4 — формация карру; 5 — кристаллический фундамент; 6 — базальтовые покровы.

пестроцветные породы, которые местами содержат соль. Мощность свиты сакамена превышает 3000 м. Верхняя часть формации карру, известная под названием свиты исало, сложена конгломератами и песчано-глинистыми породами. Свита содержит ископаемые остатки, которые позволяют датировать ее возраст как верхнетриасовый — среднеюрский. Общая мощность свиты около 2000 м.

Формация карру перекрывается юрскими, преимущественно морскими, образованиями в составе мергелей, известняков и доломитов. На юге бассейна Морондава в разрезе юрских пород встречаются песчаники и глины, которые в верхней части разреза переходят в карбонатные образования. Общая мощность юрских отложений около 3000 м.

Породы юрской системы постепенно без видимого перерыва переходят в меловые образования с богатой фауной белемнитов. Мел сложен всеми подразделениями и характеризуется развитием прибрежноморских фаций. Мощность пород меловой системы небольшая (600 м).

Породы палеогена и неогена изучены сравнительно слабо. Представлены они разнообразными формациями от морских, континентальных до вулканогенных. Общая мощность пород 1000 м.

Мало изучены четвертичные отложения. На Мадагаскаре встречаются эоловые и аллювиальные породы.

Кроме осадочных отложений в бассейне Морондава широко распространены вулканогенные образования в виде лавовых потоков и интрузий. Наиболее мощные проявления вулканической деятельности наблюдаются в формации карру, в верхах меловой системы в туроне, сеномане, а также в миоцене и в четвертичное время (рис. 30).

С нашей точки зрения, наибольшего внимания заслуживает наличие в средней части формации карру магматических продуктов, что позволяет нам синхронизировать процесс соленакопления и вулканическую деятельность. Таким образом, имеющийся геологический материал по о-ву Мадагаскар также противоречит традиционным взглядам на соленакопление, согласно которым галогенные образования возникали в спокойных лагунах или полуизолированных морских бассейнах в условиях аридного климата.

Средне-Европейский соленосный бассейн. Соленосная толща Средне-Европейского бассейна распространена на огромной территории северо-западной Европы и охватывает значительную часть ГДР, ФРГ, Голландии, Дании, Польши, Англии и Северного моря. Наиболее детально геологическое строение соленосных бассейнов изучено в ГДР и ФРГ в связи с приуроченностью к солянокупольным районам нефтегазоносных залежей, а также промышленной калиеносности в толщах каменной соли.

Эта обширная соленосная провинция находится в пределах герцинской платформы, которая закончила свое формирование в каменноугольное время.

Непосредственно на кристаллическом основании несогласно залегают пермские отложения. Нижняя пермь, известная в ГДР и ФРГ под названием красного лежня, сложена преимущественно

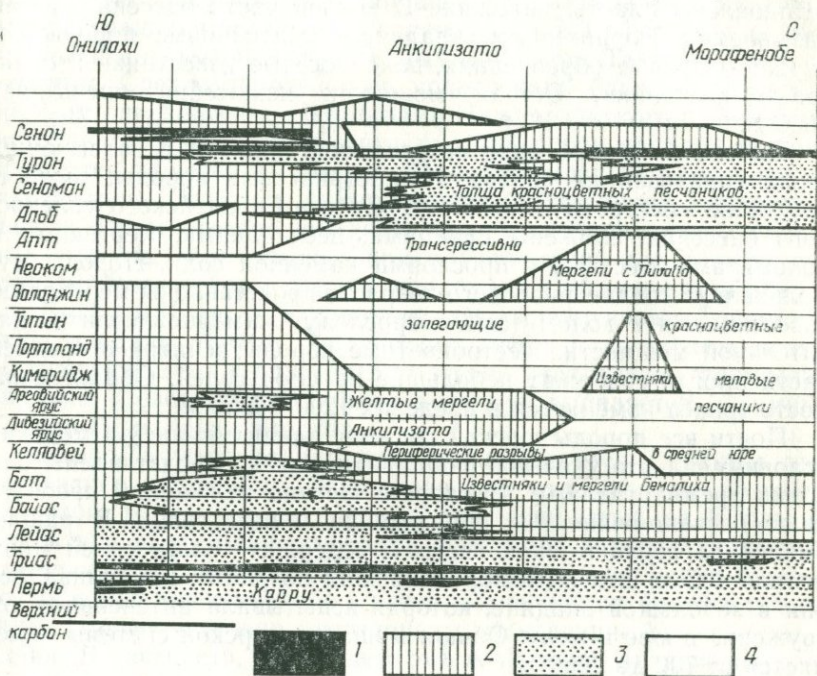


Рис. 30. Упрощенная схема изменений фациального состава отложений бассейна Морондава [46]:

1 — базальтовые покровы; 2 — фацис преимущественно морского происхождения; 3 — фацис преимущественно континентального происхождения; 4 — размыта.

но конгломератами и пестроцветными песчано-глинистыми образованиями с многочисленными мощными прослоями вулканических пород, представленных мелафирами [12, 31]. В северной части Средне-Европейского бассейна в районе Шлезвиг-Гольштейна и в низовьях р. Эльбы в разрезе красного лежня имеются значительные толщи каменной соли, истинная мощность которой не установлена.

Верхняя пермь, или цехштейн, в нижней части сложена конгломератами, медистыми песчаниками и известняками. Соленосные отложения появляются в среднем цехштейне, однако здесь преобладают ангидриты и доломиты, соль же имеет подчиненное значение.

Основные скопления солей приурочены к верхнему цехштейну. В верхней перми различают четыре соленосные серии: верра, штрассфурт, лейне и аллер. В соленосных породах широко развиты известняки, доломиты и ангидриты, которые к окраине Средне-Европейского бассейна сменяются песчаниками, глинами и конгломератами. В ряде районов среди цехштейновых солей установлены пласты диабазов. В южной части бассейна, в так называемой Тюрингенской впадине, цехштейновые породы содержат рифовые образования, водорослевые известняки и оолитовые песчаники. Общая мощность цехштейна превышает 1500 м.

Пласты каменной соли встречаются также и в залегающих выше образованиях триаса. Нижнетриасовые породы, соответствующие «пестрому песчанику» Средне-Европейского соленосного бассейна, сложены сланцами, песчаниками, мергелями и доломитами, местами с прослоями каменной соли. Породы муселькалька среднетриасового возраста представлены мергелями, известняками и доломитами с прослоями каменной соли значительной мощности. Пестроцветные породы кейпера в средней части иногда содержат небольшие прослои солей. Общая мощность триаса изменяется в пределах 1200—2000 м.

Почти все породы юрской системы накапливались в морских условиях, на что указывает обильная фауна. Представлены они всеми тремя отделами. В разрезе юрских отложений преобладают песчано-глинистые образования и известняки. В районе Ганновера верхи юрской системы содержат толщи солей мощностью 400 м. Эти соли портландского возраста; накапливались они в небольшой впадине, которая испытывала интенсивное погружение в юре и мелу. Общая мощность юрской системы изменяется от 700 до 2000 м.

Отложения меловой системы Средне-Европейского соленосного бассейна представлены морскими образованиями, за исключением верхов нижнего мела, когда в вельдское время накапливались солоноватоводные образования. Максимальные мощности нижнего мела развиты на юге рассматриваемого бассейна, северная же его часть в это время была относительно приподнята и менее активно прогибалась. В верхнем мелу геологическая обстановка коренным образом изменилась, и на севере бассейна отложились более мощные толщи осадков, чем на юге.

Нижнемеловые породы сложены в основном песчано-глинистыми образованиями, а в составе верхнемеловых осадков преобладают белый писчий мел и известняки. Общая мощность осадков меловой системы 500—3000 м.

Породы кайнозойского возраста более полно представлены на севере Средне-Европейского соленосного бассейна. Здесь в течение рассматриваемого времени существовали морские условия, тогда как в южном направлении мощность этих пород резко сокращается, морские фации выклиниваются и появляются озер-

ные и континентальные образования. Максимальная мощность осадков палеогена и неогена развита в районе Шлезвиг-Гольштейна и достигает 3000 м.

Четвертичные отложения сплошным чехлом покрывают территорию бассейна и представлены ледниковыми образованиями.

Наличие ряда выступов герцинского фундамента в пределах распространения соленосных отложений в ГДР обусловили возникновение отдельных структурных элементов. Тектоника южной окраины Средне-Европейского соленосного бассейна главным образом определяется очертаниями Нижнерейнского и Богемского герцинских массивов. Своими выступами эти массивы глубоко врезаются на север в соленосный бассейн, создавая ряд вытянутых впадин. Особенно резко расчленен Богемский герцинский массив. От его северо-западного края ответвляются три линейных выступа: Флехтингер, Гарц и Тюрингский лес. Между выступами Флехтингер и Гарц расположена Субгерцинская впадина. Выступы Гарц и Тюрингский лес ограничивают Тюрингскую впадину. Между Тюрингским лесом и восточным краем Нижнерейнского герцинского массива находится Франкская впадина. Севернее этих заливов-впадин выделяется огромная Северо-Германская впадина.

Северо-Германская впадина характеризуется сложным геологическим строением. Выполнена она отложениями позднего палеозоя, мезозоя и кайнозоя общей мощностью до 8 тыс. м. Структура впадины неоднородна. В ее пределах различают ряд выступов и депрессий. Геологическое строение пермских и триасовых пород изучено слабо в связи с большой глубиной их залегания. Более детально исследованы залегающие выше образования. В частности, по юрским отложениям во впадине прослеживается ряд районов интенсивного прогибания и осадконакопления, которое продолжалось частично и в нижнем мелу. В наиболее активно погружающемся Нижнесаксонском бассейне в конце юрского времени накопились мощные соленосные толщи.

Большое место в разрезе осадочных образований занимают соленосные отложения перми, триаса и местами юры. Особенно влияли на тектонику осадочного чехла цехштейновые соли, вызвавшие образование более чем 200 солянокупольных структур.

Эти солянокупольные структуры разнообразны по своей морфологии. Их тектоника зависит в основном от истории геологического развития региона. В Северо-Германской соленосной провинции различают ряд районов, в пределах которых развиты своеобразные, характерные только для этого района, структурные формы.

Наиболее активно соляные массы проявились в районе Шлезвиг-Гольштейна [13, 37]. В строении соляных структур этого района принимают участие две соли: нижнепермская и верхнепермская, создавая так называемые «двусоляные» поднятия.

Соляные массы этого региона образуют огромные валы, которые при ширине до 10 км протягиваются на многие десятки километров. Соль прорывает осадочные образования и перекрывается породами меловой системы.

Аналогичные структуры развиты также в Бройнштадт-Гамбургском нижнедоггерском трого. Наряду с типичными диапирами в краевых частях трого прослеживаются пологие антиклинальные складки (Гоне, Эльдинген) [117].

В нижнесаксонском бассейне, особенно в междуречье Везер и Аллер, встречаются преимущественно соляные диапиры, ядра которых в ряде мест перекрываются только лишь четвертичными образованиями.

Субгерцинская впадина по своему геологическому строению во многом напоминает Северо-Германскую впадину. Осадочный чехол рассматриваемого региона сложен теми же породами, что и в Северо-Германской впадине. Исключением является увеличение мощности древней соли цехштейнового возраста. Складки Субгерцинской впадины обладают отчетливым герцинским строением.

Соляная тектоника в пределах изучаемой территории проявляется не особенно резко. В юго-восточной части Субгерцинской впадины структуры осадочного чехла представлены исключительно пологими антиклинальными складками. К северо-западу интенсивность складчатости возрастает, и во впадине появляются диапировые структуры [76].

Геологическое строение Тюрингенской впадины аналогично строению Субгерцинской впадины. Это такой же вытянутый с северо-запада на юго-восток прогиб, зажатый между герцинскими складчатыми сооружениями. Во впадине широко развиты тектонические нарушения. Соляная тектоника проявляется слабо. Структуры осадочного чехла и нарушения Тюрингенской впадины характеризуются выдержанным герцинским направлением. Борты впадины окаймляются выходами пород цехштейнового возраста. Своды некоторых поднятий уничтожены подземной эрозией [76].

Франкская впадина расположена на южной окраине Средне-Европейского соленосного бассейна, поэтому мощность соляных пластов уменьшается до полного их выклинивания, особенно в юго-восточной части. Структура впадины, а также строение соленосных образований изучены довольно хорошо, так как в ряде участков впадины проводятся шахтные разработки калийных солей. Впадина характеризуется спокойным залеганием соляных масс, тектоника которых почти повсеместно согласуется с вмещающими соль породами. В районе развиты дизъюнктивные дислокации, что обусловило расчленение впадины на ряд грабенообразных прогибов. Характерной особенностью Франкской впадины является приуроченность вулканогенных продуктов к толщам каменной соли. Весьма обильные скопления диа-

базов наблюдаются в калийных рудниках, расположенных на моноклинали р. Верра (рис. 31—35).

Изложенный выше материал по геологическому строению Средне-Европейского соленосного бассейна также не укладывается в рамки традиционных представлений об образовании солей в результате выпаривания морской воды в спокойных лагунах в условиях аридного климата. Все известные в этом районе соленосные толщи формировались в период сложных тектонических движений. Накопление нижнепермской каменной соли красного лежня синхронизировалось с излияниями мелафиров, что свидетельствует об активном проявлении дизъюнктивных нарушений в кристаллическом ложе бассейна. Приуроченность солей нижнепермского возраста к наиболее погруженной части Северо-Германской впадины — к району Шлезвиг-Гольштейну — подтверждает идею о связи солеобразования с опущенными по разломам участками земной коры.

Верхнепермские цехштейновые соли формировались в период коренной перестройки структуры бассейна. В это время возникли новые разломы, по которым продолжала опускаться впадина. Разломная тектоника несколько сузила южные границы солеродного бассейна, на что указывают выходы цехштейновых пород на склонах герцинского кристаллического массива. «Вследствие продолжавшихся движений герцинского фундамента в период отложения соленосных свит, а также последующих (альпийских, главным образом глыбовых) движений отдельных блоков фундамента на территории Северной Германии образовался ряд впадин, в которых на-

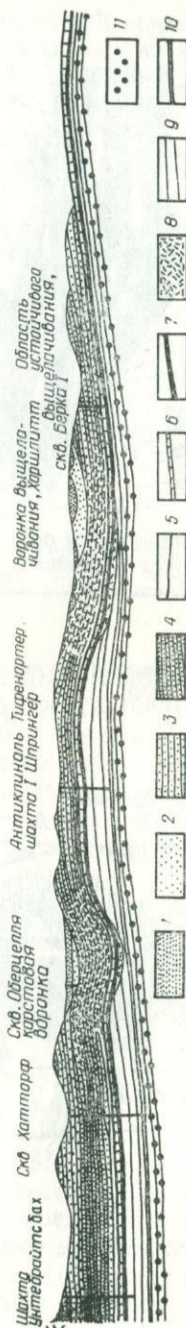


Рис. 32. Геологический профиль через калиеносный бассейн Верра [194]:

1 — плейстоцен; 2 — третичные; 3 — средний бунтандштейн; 4 — верхний бунтандштейн; 5 — верхний цехштейн; 6 — плитчатый доломит; 7 — нижний цехштейн; 8 — известняк, мелистый известняк, известняк, мелистый известняк, известняк, мелистый известняк; 9 — ангидрид верра и цехштейновый ангидритовый узловатый сланец; 10 — известняк, мелистый известняк, известняк, мелистый известняк; 11 — красный лежень.

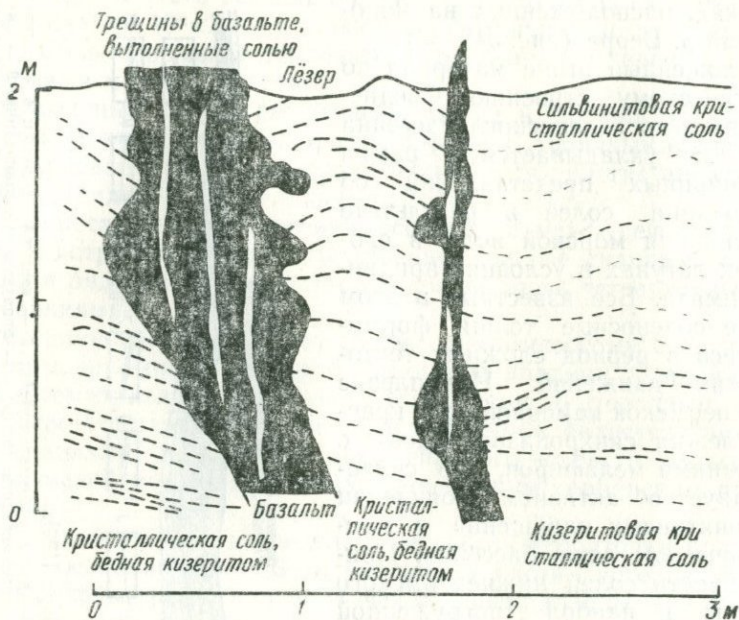


Рис. 33. Калневый рудник Уитербрайтсбах (верхний продуктивный горизонт) [194].

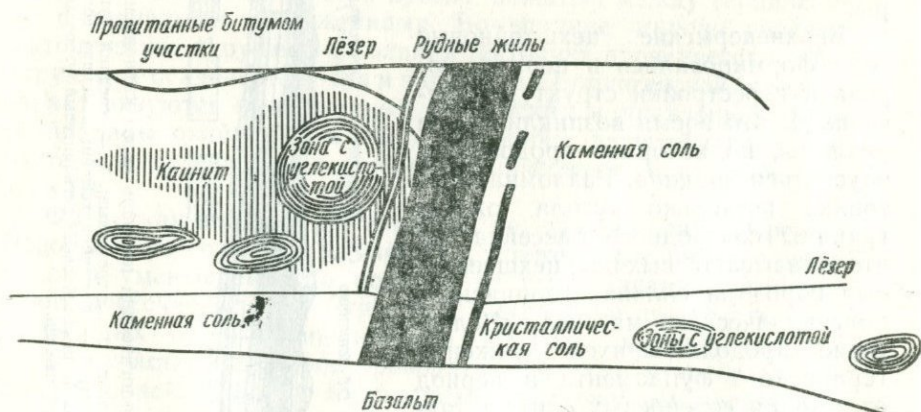


Рис. 34. Рудник Хелинген, восточный штрек [194].

копились или сохранились соляные толщи, более мощные, чем на разделяющих впадины поднятых участках», — так охарактеризовал Ю. А. Косыгин [76] геологическую обстановку времени солеобразования. К этому следует добавить, что накопление солей в цехштейновое время, как и в нижнепермское, сопровождалось излияниями вулканогенных продуктов.

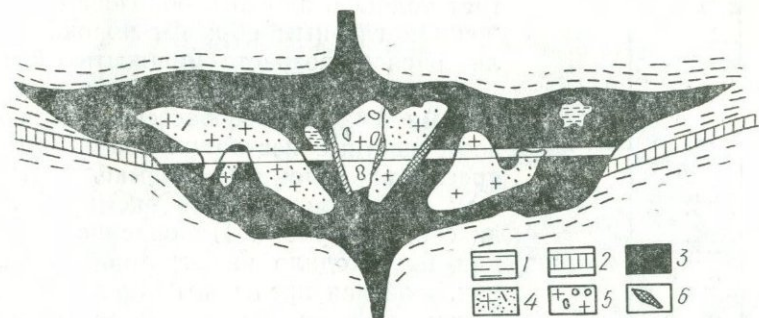


Рис. 35. Разрез шахты «Захсен-Веймар» (верхний горизонт) [206]:
 1 — каменная соль; 2 — крупнокристаллическая соль; 3 — базальт; 4 — базальт с многочисленными включениями; 5 — базальт с большими включениями ангидрита; 6 — зоны дробления.

Перемещение по разломам отдельных глыб продолжалось также в триасе, и в наиболее активно погружающихся участках накопились мощные толщи соленосных пород. В аналогичной обстановке формировались верхнеюрские массы каменной соли. На севере Ирландии в бассейне Ларн накопление солей сопровождалось вулканической деятельностью, на что указывает наличие пластов долеритов в средней части соленосного разреза (рис. 36).

Амазонский бассейн. Мощные толщи соленосных образований обнаружены недавно в Бразилии в Амазонском бассейне. В тектоническом отношении этот бассейн представляет собой огромную впадину, вытянутую в субширотном направлении площадью около 1 200 000 км². Простираение впадины совпадает с долиной р. Амазонки [211].

С севера Амазонский бассейн обрамляется Гвианским щитом, с юга — Бразильским. На западе он граничит с Кордильерами, отделяясь от них подземным выступом Икитос, а с востока открывается в Атлантический океан (рис. 37).

Бассейн характеризуется сложным геологическим строением. Фундамент его разбит системой разломов, в результате чего в бассейне образовался ряд выступов и впадин. Наиболее крупными выступами являются Икитос, Пурус и Гурупа. Между выступами Икитос и Пурус расположена Верхнеамазонская впадина, а выступы Пурус и Гурупа ограничивают Среднеамазонскую

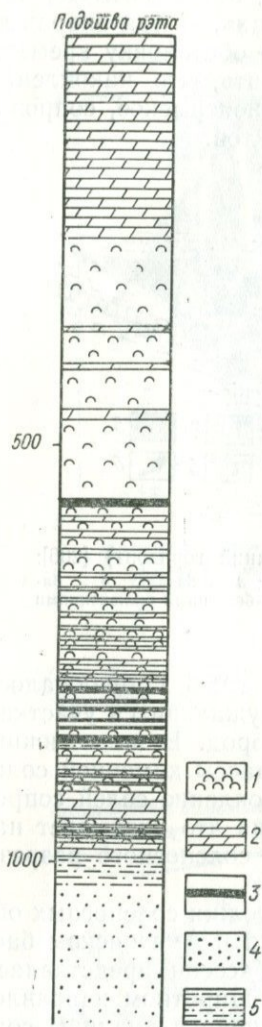


Рис. 36. Разрез соленосных образований верхнего триаса (кейпер) бассейна Ларн, Северная Ирландия [187]:

1 — соль; 2 — мергель;
3 — долерит; 4 — песчаник;
5 — алевролит.

истых образований. Разрез девона завершает толща пестроцветных песчаноглинистых пород.

В нижне- и верхнекаменноугольное время рассматриваемый район представлял собой повышенный участок. Накопление

впадину, которая, в свою очередь, отделяется от Нижнеамазонской выступом Гурупа.

На докембрийском кристаллическом фундаменте представленном изверженными и метаморфическими породами, залегают толща осадочных образований, сложенная главным образом породами палеозойского возраста мощностью 6000 м.

Наиболее древними осадочными породами Амазонского бассейна являются пестроцветные песчаники и аргиллиты с прослоями доломитов формации акарижау предположительно кембрий-ордовикского возраста. Накопление формации происходило на огромной территории, включая предгорный прогиб Анд и большую часть Гвианского и Бразильского щитов. В Амазонском бассейне формация акарижау развита в Нижнеамазонской и частично в Среднеамазонской впадинах. В Верхнеамазонской впадине этих образований нет.

Выше по разрезу развиты породы силурийского возраста, представленные песчано-глинистой формацией тромбетас, которая трансгрессивно перекрывает формацию акарижау, а в западной части Среднеамазонской впадины залегают непосредственно на фундаменте. В Верхнеамазонской впадине эти отложения также не встречены.

В составе девонских образований развиты все три отдела. Формация маэкуру нижнедевонского возраста делится на две свиты: нижнюю — ятапу, представленную в основном песчаниками с редкими прослоями глин, и верхнюю — арирамба, сложенную песчано-глинистыми образованиями. Последняя постепенно переходит в формацию куруа, в составе которой преобладают черные битуминозные глины с незначительными по мощности прослоями песчано-алевролитовых образований.

Разрез девона завершает толща пестроцветных песчаноглинистых пород.

В нижне- и верхнекаменноугольное время рассматриваемый район представлял собой повышенный участок. Накопление

осадков возобновилось только в начале верхнего карбона отложением песчаников формации монте-алегре. Осадки, залегающие выше формации итануба, также накапливались в верхнекаменноугольное время. Сложены они известняками, темно-серыми и серыми сланцами с прослоями песчаников. К верхнекамен-

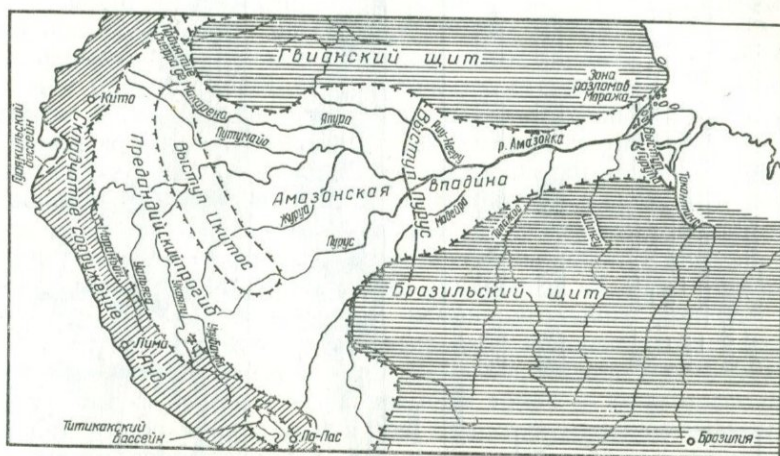


Рис. 37. Соленосные бассейны Южной Америки.

ноугольным породам Л. Дж. Моралес [211] относит также формацию нова олинда, представленную пестроцветными образованиями с прослоями известняков, гипсов и толщинами каменной соли. Весь этот комплекс осадков пронизан диабазами (рис. 38). Верхнекаменноугольные образования в Нижнеамазонской впадине не установлены.

С верхнекаменноугольного времени до конца триаса территория Амазонской впадины снова представляет собой приподнятый участок суши, и осадкообразование на нем не происходит. В этот промежуток времени, по данным Л. Дж. Моралеса, в Амазонском бассейне происходит перемещение отдельных блоков, которое сопровождается мощными излияниями эффузивов. Диабазы в ряде мест перекрывают кровлю формации нова олинда, образуя потоки. В пределах Нижнеамазонской впадины интрузии диабазов и их потоки не выявлены.

Отложения меловой системы в Верхне- и Среднеамазонской впадинах составляют формацию сукундури. Они характеризуются незначительной мощностью и представлены песчано-алевролитистыми образованиями с подчиненными прослоями глин. В это же время Нижнеамазонская впадина испытывала интенсивное прогибание, о чем свидетельствуют колоссальные мощности нижнемеловых осадков.

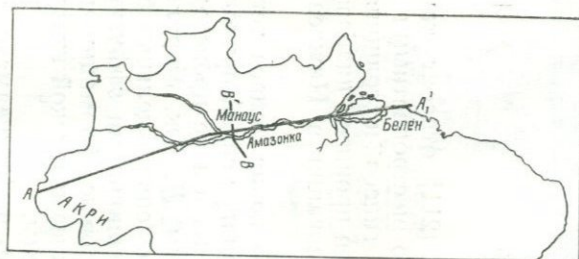
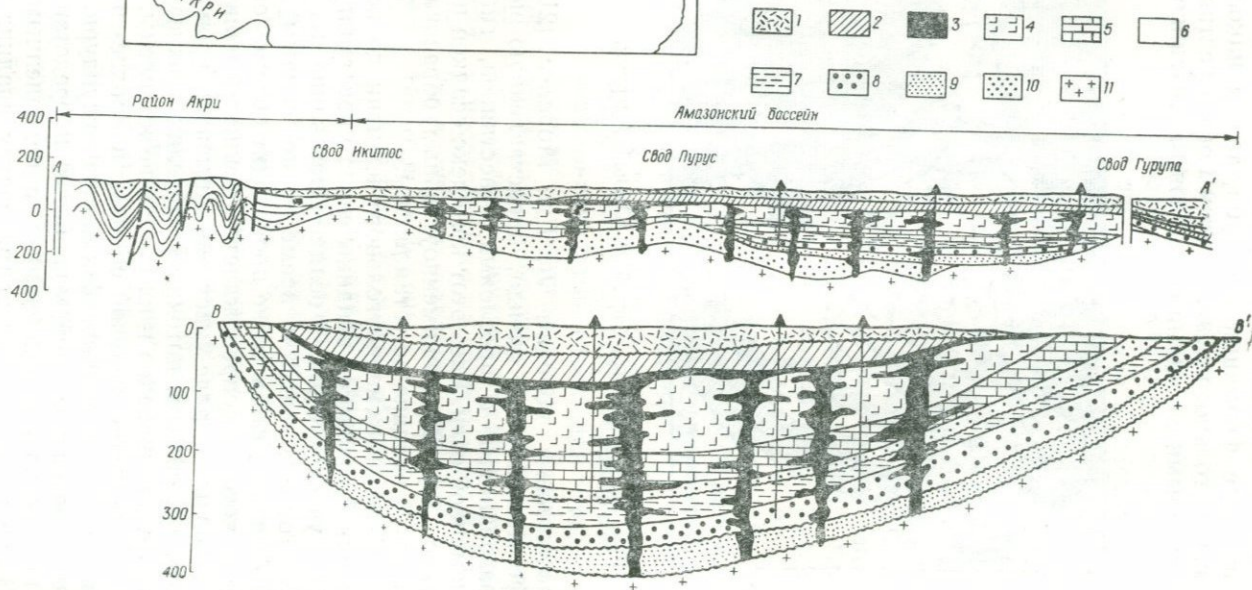


Рис. 38. Геологические разрезы Амазонского бассейна [211]:

1 — третичные отложения; 2 — меловые отложения; 3 — диабазы (юра-триас); 4 — нова олинда, 5 — итаитуба, 6 — монте-алегре, 7 — куруа, 8 — маэкуру, 9 — тромбетас, 10 — акари-жау, 11 — фундамент.



Отложения палеогена и неогена объединяются в формацию алтер-де-чао и сложены пестроцветными песками, песчаниками и глинами с базальным конгломератом. Четвертичные образования покрывают сплошным чехлом территорию Амазонского бассейна и представлены глинами и песками.

По мнению Л. Дж. Моралеса, Амазонский бассейн — это платформенная синеклиза, осложненная рядом выступов, которые разобщили ее на структуры более низкого порядка. Анализ строения Амазонского бассейна и сопоставление его с другими соленосными провинциями мира позволяют сделать вывод о том, что этот бассейн имеет более сложную структуру и что в его развитии главную роль играла разломная тектоника.

Почти во всех соленосных бассейнах мира период соленакопления являлся одним из наиболее тектонически активных, когда особенно интенсивно проявлялись глубинные разломы, с которыми очень часто связана вулканическая деятельность. Поэтому мы считаем, что отложение формации нова олинда и излияние диабазов в Амазонском бассейне синхронны. Л. Дж. Моралес отнес эту формацию к верхам каменноугольного периода на основании определений им в известняках ископаемых остатков: *Allorisma* sp., *Aviculupecten* sp., *Pteria* sp., *VolSELLa* sp., *Chonetes amazonicus*, а диабазы — ко времени триас — юра, поскольку конец палеозоя и начало мезозоя характеризовались мощными излияниями вулканогенных продуктов в районе Анд и во впадине Мараньон. В последней диабазовые покровы залегают на триасовой формации самбанта.

По данным Л. Дж. Моралеса, соленосные образования формации нова олинда приурочены к верхней ее части. Не исключена возможность, что эта огромная толща мощностью 1200 м представляет собой разновозрастные образования. Нижняя ее часть, сложенная пестроцветными образованиями с прослоями известняков и фаунистически обоснованная, принадлежит к верхнему карбону, а верхние — соленосные — толщи имеют более молодой триас-юрский возраст, тем более, что в Предандийском прогибе, который расположен в верховьях Амазонки и в долинах ее притоков Укаялы, Уальяги и Мароньона, т. е. непосредственно примыкающем с запада к Амазонскому бассейну, развиты мощные толщи солей с прослоями эффузивов, накопившихся в течение верхней перми, триаса и юры.

О синхронности солеобразования и вулканических излияний свидетельствует и локализация диабазов в пределах соленосного бассейна. Как известно, толщи каменной соли развиты только в центральной части Амазонского бассейна и отсутствуют на выступе Икитос и в пределах Нижнеамазонской равнины. На участках, где нет солей, отсутствуют и диабазы.

Изложенный выше материал не позволяет считать, что соленакопление в Амазонском бассейне происходило по классической схеме.

Регионы мезозойского соленакпления

Предандийский бассейн. Галогенные формации триасового (юрского) возраста обнаружены недавно в Предандийском прогибе, расположенном в основном на территории Перу и Бразилии, и только северо-западное и юго-восточное его окончания заходят соответственно в Эквадор и Боливию. В рассматриваемом регионе протекают крупные реки Мараньон, Уальяга, Укаяли, Урубамба, которые после слияния образуют Амазонку, в связи с чем Предандийский прогиб именуется также Верхне-амазонским.

Предандийский прогиб представляет собой полосу форланда Анд, зажатую между орогеном Кордильер и древним массивом Бразильского щита [121]. С запада прогиб ограничен складчатыми цепями Кордильер, с востока — западными склонами Гвианского и Бразильского щитов. Здесь же на востоке Предандийский прогиб соединяется с Амазонским, границу между которыми проводят по погребенному поднятию фундамента Икитос. Северной границей прогиба является выступ Сиера де Макарена, который разобщает описываемый регион от Западно-Венесуэльского бассейна. На юге прогиб постепенно переходит в Центрально-Предандийский бассейн Центральной Бразилии (см. рис. 37). Граница между прогибами нечеткая и условно проводится по максимальному сужению бассейна [20].

Фундамент прогиба неоднородный. В восточной части района вдоль Бразильского и Гвианского щитов фундамент сложен докембрийскими образованиями. Центральная и западная части прогиба имеют более молодое основание, возможно, нижнепалеозойского возраста. Прогиб выполнен осадочной толщей мощностью до 10 км, сложенной палеозойскими, мезозойскими и кайнозойскими образованиями.

Породы фундамента Предандийского прогиба обнажаются в крайних частях Бразильского щита, а также в складчатых районах Анд. Представлены они гранитами, сиенит-диоритами, филлитами, сланцами и другими кристаллическими и метаморфическими образованиями.

На фундаменте залегает мощная толща обломочных образований, которую расчленяют на нижне- и верхнепалеозойские отложения. Нижнепалеозойские породы представлены лутитами, черными сланцами, песчаниками и конгломератами, в которых иногда встречается фауна силурийских граптолитов и девонских брахиопод. Верхнепалеозойские породы несогласно перекрывают нижнепалеозойские образования. В их составе выделяют свиты амбо, тарма, капакабана и мату.

Свита амбо относится к нижнему карбону. Сложена она серовато-зелеными и желтовато-каштановыми песчаниками с про-

слоями глинистых образований. Породы местами обогащены растительными остатками, так что на некоторых участках встречаются углистые сланцы.

Верхнекаменноугольная свита тарма и нижнепермская свита капакабана очень сходны в литологическом отношении и представлены монотонной толщей известняков, чередующихся с пестроцветными образованиями.

Осадочные формации верхнего палеозоя перекрываются пирокластическими образованиями свиты миту верхнепермско-юрского возраста. В состав мезозойских пород входят нерасчлененный пермотриаз — юра и мел.

Вулканическая деятельность, начавшаяся в поздней перми, активизировалась в триасе, и, таким образом, свита миту продолжала накапливаться в мезозое вплоть до юрского времени. Кроме эффузивов в свите миту содержится толща каменной соли и других хемогенных пород, которые образуют солянокупольные структуры в бассейнах рек Пачитеа, Альто Писки и Уальяги.

Выше по разрезу залегает свита сантьяго или нижний бокерон нижнеюрского возраста. Сложена эта свита темно-серыми известняками, массивными, иногда тонкоплитчатыми, чередующимися со светлыми песчанистыми известняками с конкрециями и линзами кремней. В известняках изредка встречаются прослой битуминозных глинистых сланцев. Верхняя часть разреза содержит окремненные известняки, а также доломиты и мергели с прослоями туфогенных сланцев.

Свита чаписа или верхний бокерон принадлежит к верхней юре. Представлена она пестроцветными песчано-глинистыми породами иногда с прослоями пирокластических образований. В разрезе свиты встречаются толщи каменной соли, гипса и известняка.

Меловые породы залегают с угловым несогласием на отложениях свиты чаписа. В составе этих пород выделяют три свиты: агуа-калиента, чонта и асукар.

Свита агуа-калиента сложена пестроцветными песчаниками, тонкозернистыми до конгломератовидных, с прослоями аргиллитов темно-серых до черных, с линзами, конкрециями и пропластками известняков.

Свита чонта характеризуется темно-серыми сланцами, аргиллитами и известняками.

Свита асукар представлена сахаровидными песчаниками с редкими глинистыми прослоями.

Породы палеогена составляют свиту красных слоев, куда входят типичные пестроцветные глины и песчаники, содержащие прослой мергелей и известняков.

Выше по разрезу с угловым несогласием почти горизонтально залегает свита икитос, сложенная континентальными и солоноватоводными отложениями, представленными темно-серыми пе-

литовыми породами с линзами и прослоями песчаников и конгломератов.

Из приведенных выше данных видно, что процесс соленакопления в Предандийском прогибе повторяется дважды: первый раз — в промежутке времени пермь — начало юры и вторично — в конце юрского периода. Толщи солей соответственно входят в состав свит миту и чаписа. Одновременно с накоплением солей происходила интенсивная вулканическая деятельность, и в прогибе наряду с солями широко развиты эффузивные образования. Такая картина наблюдается как в свите миту, так и в свите чаписа.

Совпадение во времени и пространстве процессов солеобразования и излияния эффузивов противоречит идеям классической геологии, рассматривающим соленакопление как простое выпаривание океанической воды в лагунах или полуизолированных бассейнах в условиях засушливого климата.

Северо-Африканская соленосная провинция. Соли триасового возраста развиты на огромной территории Северной Африки. Они известны в Атласском складчатом поясе и краевой части Северо-Африканской платформы [90, 110].

Атласская складчатая зона представляет собой крупное горное сооружение Северной Африки, простирающееся в субширотном направлении от берегов Атлантического океана до восточного побережья Туниса.

В тектоническом отношении северная часть Африки входит в состав Средиземноморской альпийской геосинклинальной области. Самым северным элементом Атласского складчатого пояса является Рифо-Кабильская миогеоантиклиналь, расположенная вдоль побережья Средиземного моря. К югу от нее различают Тельскую миогеосинклиналь на востоке и Рарбскую на западе.

Южная часть Атласского складчатого сооружения имеет в своем основании герцинский фундамент. В пределах ее развития выделяют Марокканский и Оранский палеозойские выступы, известные под названиями «месет», а также Высокий, Сахарский и Тунисский Атласы.

Краевая часть Северо-Африканской платформы, в которой развиты соленосные толщи триаса, занимает большую часть Алжирской Сахары. Она представляет собой западную часть крупного сахарско-алжирского нефтегазоносного бассейна. На юге Северо-Африканская платформа ограничивается выходами докембрийского массива Ахаггар, а на севере обрамляется горными цепями Сахарского Атласа. Рассматриваемый регион характеризуется сложным геологическим строением. Гипсометрия его фундамента в значительной степени расчленена, в результате чего можно выделить ряд бассейнов: Большой Восточный Эрг, Полиньяк, Уэд Миа, Муидир, Ахнет, Реган, Тиндуф и др.

Фундамент складчатого атласского пояса палеозойского возраста сложен слабометаморфизованными сланцами и кварцитами, интенсивно смятыми и прорванными гранитами. На кристаллическом основании залегают аргиллиты, ангидриты и гипсы триасового возраста, которые перекрываются мощными толщами солей, в составе которых встречаются базальты. В районе Марокканской месеты в триасовых образованиях преобладают эффузивы, которые переслаиваются с редкими тонкими пропластками каменной соли и ангидритов (рис. 39).

Юрские образования представлены в основном доломитами, известняками и мергелями. В средней юре имеются также прослойки песчаников.

Отложения меловой системы и эоцена очень сходны между собой, сложены они известняками и мергелями с редкими пропластками терригенных пород.

В залегающих выше осадках олигоцена, миоцена и плиоцена преобладают пески и песчаники с незначительными прослоями глин.

Фундамент Северной Сахары сложен кристаллическими породами докембрийского возраста, представленными гранитами и сланцами. Кварциты и кварцевые песчаники, залегающие непосредственно на фундаменте, относятся к кембрий-ордовики.

Выше по разрезу развита мощная толща черных листоватых глин, местами битуминозных с подчиненными прослоями темных глинистых известняков, составляющая образования готландия.

Осадки девонской системы сложены тремя отделами и в литологическом отношении характеризуются терригенными и карбонатными образованиями. Породы карбона отлагались в условиях разобщенного рельефа, что явилось причиной их ограниченного распространения. Они имеются в отдельных глубоких депрессиях и отсутствуют на выступах и поднятиях. Породы карбона представлены песчаниками с незначительными прослоями глин и известняков. В верхах каменноугольного разреза появляются пестроцветные образования. В конце карбона территория Северной Сахары подверглась эпейрогеническим движениям. Воздымание привело к отступлению моря, в результате чего в течение пермского периода в пределах Северной Сахары осадки не отлагались.

Накопление осадков возобновилось в раннемезозойское время отложением пестроцветных толщ триасового возраста, которое затем сменилось формированием мощных толщ каменной соли с прослоями ангидритов. В северной части рассматриваемой территории во время соленакопления происходили мощные излияния долеритов. Начало юрского периода ознаменовалось отложением карбонатных толщ с прослоями аргиллитов. Эти условия сохранились вплоть до верхней юры, и только в конце юрского периода произошло формирование преимущественно

терригенных осадков. Породы неокома сложены песчано-глинистыми образованиями. В терригенном разрезе баррема и апта появляются пропластки доломитов. Породы альба характеризуются широким развитием песков и песчаников, чередующихся

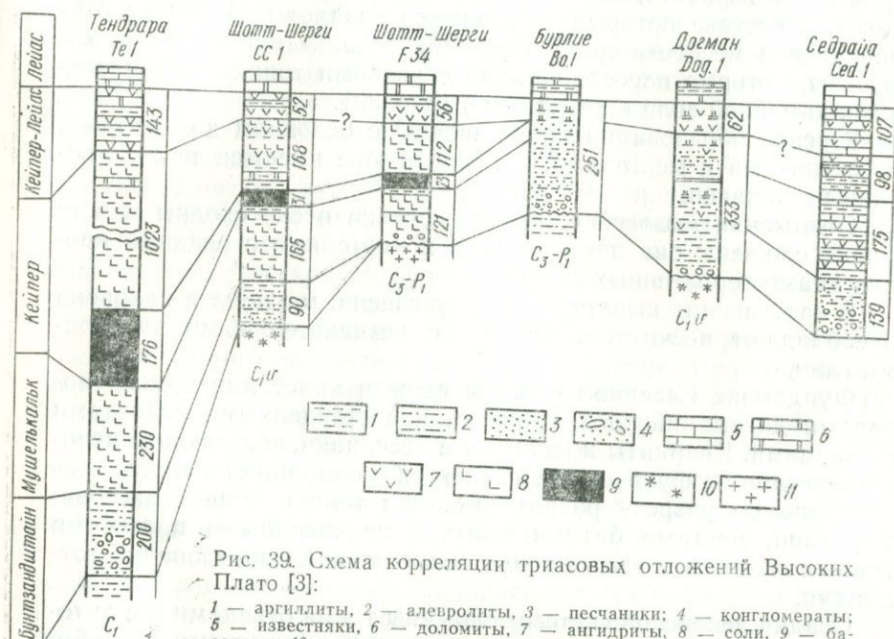


Рис. 39. Схема корреляции триасовых отложений Высоких Плато [3]:

1 — аргиллиты, 2 — алевролиты, 3 — песчаники; 4 — конгломераты; 5 — известняки, 6 — доломиты, 7 — ангидриты, 8 — соли, 9 — бauxальты, 10 — андезиты, 11 — граниты.

с аргиллитами и известняками. В верхнемеловое время в Алжирской Сахаре отлагались известняки, доломиты и мергели с прослоями аргиллитов.

На большей части рассматриваемой территории отложения кайнозоя сходны с нижележащими породами меловой системы и представлены карбонатно-терригенными образованиями с прослоями ангидритов.

Анализ материалов по геологии Северной Африки позволяет сделать вывод, что Атласский складчатый пояс и краевая часть Северо-Африканской платформы до начала триаса развивались неодинаково. Северная складчатая зона в конце каменноугольного времени испытала интенсивные тектонические движения, в результате чего палеозойские породы были дислоцированы и метаморфизованы. С триаса начинается качественно новый этап развития этого региона и ничем не отличается от расположенной южнее краевой части Северо-Африканской платформы. Солюродный триасовый бассейн объединяет обе эти провинции, и на огромной территории от побережья Средиземного моря на севере до выходов докембрийского кристаллического массива

на юге происходит накопление каменной соли. Мощности солей на разных участках этого бассейна не одинаковы, что указывает на дифференцированные подвижки отдельных блоков фундамента. Наличие огромных толщ вулканогенных продуктов в соленосных образованиях, в свою очередь, свидетельствует о проявлении глубинных разломов во времени солеобразования. Следует отметить, что вулканогенные породы развиты на большей части соленосной провинции Северной Африки и встречаются во всех тектонических зонах.

Таким образом, триасовый солеродный бассейн Северной Африки представлял собой тектонически активный интенсивно прогибавшийся участок земной коры, в которой из глубин по разломам выносились вулканогенные продукты. Приведенная выше характеристика солеродного бассейна не позволяет согласиться с выводами И. Ортинского и др. [110], согласно которым Северная Африка в триасовое время находилась в условиях сухого и жаркого климата, а ее территория была расчленена на многочисленные лагуны, в которых накапливались мощные толщи хемогенных осадков.

Аквитанский бассейн. Солянокупольные структуры в пределах Франции известны в Аквитанском бассейне и связаны с мощными толщами солей триасового возраста. Бассейн расположен в юго-западной части Франции и представляет собой обширный седиментационный прогиб площадью около 100 000 км². Южная его граница проходит вдоль Пиренейских гор и почти соответствует государственной границе с Испанией. На востоке Аквитанский бассейн ограничен Центральным массивом, на севере Армориканским, к западу он открывается в Атлантический океан [19, 183]. На севере проливом Пуату он связан с Парижским бассейном и на юге через пролив Каркасан — со Средиземным морем. По этим проливам происходили основные трансгрессии морей на различных этапах геологического развития бассейна.

В основании Аквитанского бассейна залегает догерцинский палеозойский фундамент, который перекрывается осадками от карбона до плейстоцена включительно общей мощностью свыше 9000 м.

Наиболее древними осадочными образованиями в пределах рассматриваемой территории являются каменноугольные отложения. Данных об их геологическом строении нет из-за большой глубины залегания этих отложений. По аналогии с соседними регионами предполагается развитие в наиболее погруженных частях Аквитанского бассейна верхнекарбонных отложений, представленных комплексом образований от соленовато-водных до морских. Нет сведения и о пермских породах Аквитанского бассейна. На окраине Центрального массива в окрестностях Брива встречаются красноцветные песчано-глинистые образования мощностью 500 м.

Триасовые породы широко распространены в Аквитанском бассейне. Сложены они песчано-глинистыми образованиями, доломитизированными мергелями, ангидритами и каменной солью с офитовыми дайками общей мощностью до 2000 м и более (рис. 40).

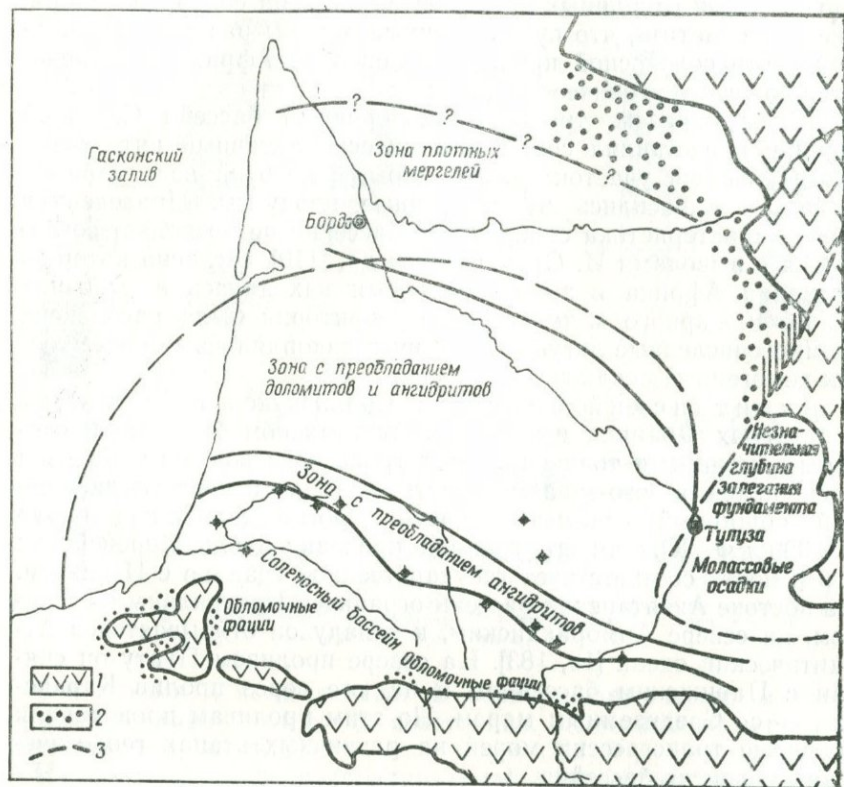


Рис. 40. Обзорная палеогеологическая карта триасовых отложений Аквитанского бассейна [183]:

1 — кристаллический массив; 2 — прибрежные фаши; 3 — предполагаемая граница распространения моря мусшелькаль.

Юрские отложения формировались в морских условиях. Фациальный состав нижнеюрских пород строго контролируется палеогеографической обстановкой. Вдоль кристаллических массивов накапливались обломочные образования, которые по мере удаления от берегов моря замещались известняками и ангидритами. Выше по разрезу залегают черные битуминозные глины и известняки местами с железистыми оолитами. Разрез юрских отложений венчается доломитизированными известняками, мергелями и глинами. Общая мощность юрских образований в центральной части впадины 1800 м.

Конец юрского периода совпал с восходящими движениями, в результате чего большая часть Аквитанского бассейна была осушена и морские условия сохранились лишь в его центральной части, на что указывает развитие пестрых глин с остракодами и водорослями, характерными англо-германскому вельду на площади Мано, расположенной на побережье Атлантического океана. Отложения неокма представлены известняками с прослоями ангидритов и мергелей. В апте начинается новая трансгрессия, которая несколько расширяет неокомскую зону Аквитанского бассейна. В основании комплекса этих пород залегают конгломераты и брекчия, которые перекрываются темно-серыми плотными глинами местами с рифовыми известняками.

Верхнемеловые образования Аквитанского бассейна по своему литофациальному составу делятся на две части: флишевые и эпиконтинентальные. Флишевые фации начали аккумулироваться с конца нижнего мела до эоцена в узком прогибе вдоль Пиренейских гор. Представлены они чередованием темно-серых глин, известковистых песчаников и брекчий. Песчаники и брекчии нередко замещаются глинистыми известняками. Эпиконтинентальные фации развиты к северо-востоку от флишевых образований. Переход между этими фациями постепенный, но довольно быстрый. Эпиконтинентальные фации представлены мелоподобными известняками, реже кремнистыми и обломочными с фауной аммонитов. Общая мощность образований мелового возраста 3000 м и более.

Флишевая формация верхнего мела продолжала отлагаться и в эоцене. Море постепенно расширялось на север, на что указывает повсеместное развитие базальных конгломератов различного возраста, залегающих на образованиях мела.

Породы эоцена представлены глауконитами, известняками, мергелями, глинами и песками. Разрез олигоцена сложен мелководными известняками и мергелями, а также песчано-глинистыми образованиями. В связи с постоянным перемещением береговой линии миоценовые осадки в различных местах неодинаковы по литологическому составу и мощности. На отдельных участках встречаются морские, озерные и континентальные фации. В литологическом отношении породы миоцена представлены мергелями, глинами и песчаниками. В плиоцене морские образования отлагались только на западной окраине Аквитанского бассейна, на большей же части накопились континентальные красно-коричневые пески.

Соленосные образования триасового возраста развиты в юго-западной части Аквитанского бассейна и приурочены к сравнительно узкой полосе, простирающейся вдоль Пиренейских гор. В пределах этой полосы широко развиты соляные диапиры.

Материалы по геологии соленосных формаций триасового возраста Аквитанского бассейна не согласуются с традиционными взглядами на соль как продукт сгущения морской воды

в лагунах в условиях аридного климата. Характеризуя палеогеологическую обстановку времени солеобразования, Ж. Дюпуй-Каме отмечает, что процесс солеобразования совпадал со сложным этапом перестройки самого бассейна, а также окружающих его участков. Воздымающиеся герцинские сооружения активно разрушались, и на окраинах Аквитанского бассейна накопились толщи обломочных пород. В этот бурный этап геологического развития территории почти у подножья активно развивающихся Пиренейских гор происходило формирование мощных (свыше 1500 м) толщ солей. Тогда же открывались герцинские разломы в Аквитанском бассейне и зеленые эруптивные породы «офиты», принадлежащие базальтовому ряду, выливались в бассейн соленакпления. Офиты широко развиты в юго-западной части бассейна (в диапировой зоне) и встречаются почти на всех солянокупольных структурах (рис. 41). В нормальном залегании они находятся в средней части соленосного разреза, разделяя соляные массы на две толщи: нижнюю и верхнюю (рис. 42).

Соленосные бассейны Испании. Пермотриасовые бассейны Испании содержат мощные толщи солей, ангидритов и гипсов, возраст которых принимается большинством геологов как кейпер (поздний триас). Предполагается также наличие пермских и нижнетриасовых каменных солей. Эти толщи образуют диапировые структуры, которые встречаются на участке между городами Кадисом, Кордовой и Валенсией, вокруг городов Бильбао и Сан-Себастьян, а также в горном районе южнее Пиренеев, где они занимают большую часть Каталонии [207].

Кроме солей пермотриасового возраста, в пределах Испании развиты также эоленовые соли, приуроченные к глубокому палеогеновому прогибу Эбро в Каталонии. Аналогичные породы слагают разрез Кастильско-Куэнского бассейна [4].

Соленосные бассейны Испании имеют в своем основании герцинский складчатый фундамент, перекрывающийся пестроцветными песчаниками и мергелями пермского возраста. Залегающие выше пестроцветные песчаники триаса очень сходны с подстилающими их породами. Поэтому комплекс пестроцветных образований, залегающих на кристаллическом фундаменте, обычно не расчленяют и относят к пермотриасу. В разрезе пермотриаса большое место занимают соленосные толщи.

Породы юрской системы представлены однообразным чередованием известняков и мергелей.

Образования мелового возраста имеют пестрый фациальный облик. На побережье Бискайского залива развиты флишевые фации в составе мергелистых сланцев и бурых песчанников, а также рифовые известняки. К югу разрез нижнего мела несколько опесчанивается, а породы принимают пестроцветные тона. В конце нижнего и начале верхнего мела наступила трансгрессия, в результате чего море вторглось на территорию Северной Испании, а затем распространилось на большую часть пермо-

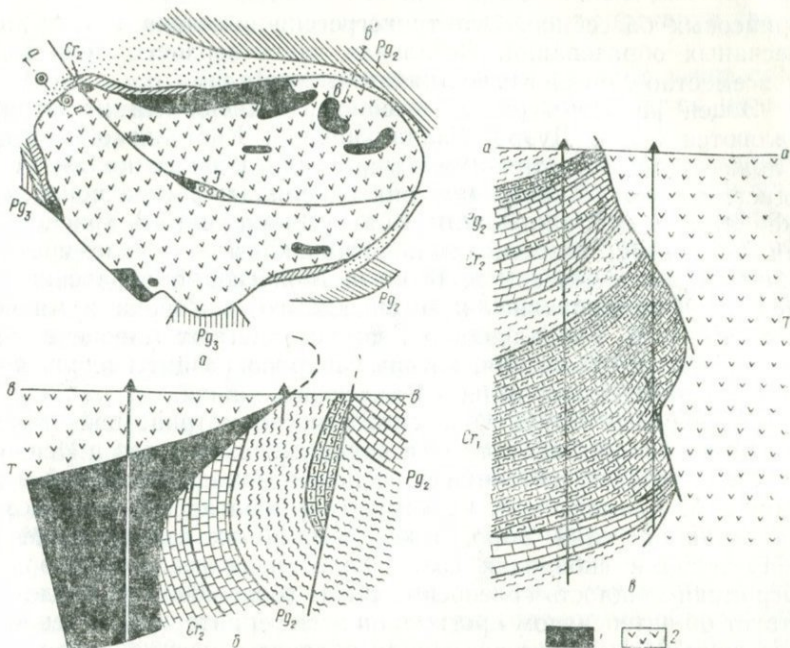


Рис. 41. Геологическое строение купола Бастен-Гожак Аквитанского бассейна [183]:

а — в плане, б, в — разрезы. 1 — офиты; 2 — триасовые соленосные образования.

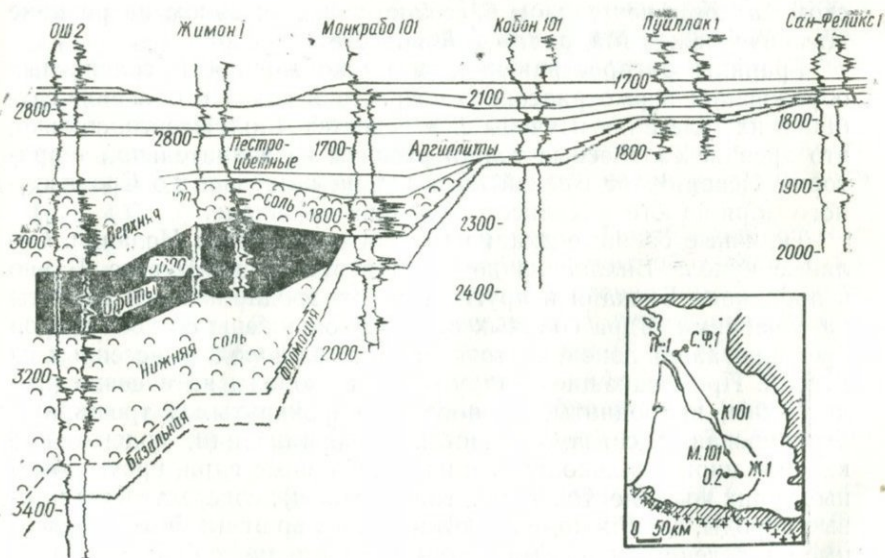


Рис. 42. Аквитанский бассейн. Сопоставление верхнетриасовых отложений по гамма-нейтронному каротажу [203].

триасовых бассейнов. Эта трансгрессия отмечена накоплением песчаных образований. Остальная часть верхнего мела почти повсеместно сложена известняками и мергелями.

Эоцен развит в ряде бассейнов, важнейшими из которых являются Эбро, Дуэро, Гвадалквивира, Кастильско-Куэнский. Сложен эоцен известняками и мергелями. В бассейне Эбро с позднего эоцена до конца миоцена накопилась толща пород, сложенная гипсами, калийными и натриевыми солями, красноватыми мергелями, известняками, песчаниками и конгломератами, общей мощностью свыше 6000 м. Молассовые образования и мергели формировались в течение всего олигоцена и миоцена в бассейне р. Гвадалквивира. Выше залегают плиоценовые и четвертичные отложения, которые широко развиты вдоль побережья Средиземного моря и Кадисского залива.

Диapiroвые структуры сложены пермотриасовой толщей солей и являются объектом разведки на нефть и газ в Испании.

Характеризуя состояние нефтепоисковых исследований в Испании, А. Альмела и Р. С. Лосано [4] вкратце остановились на списании бассейна Эбро, в котором, по их данным, имеются значительные скопления солей палеоген-неогенового возраста. Огромная мощность соленосной свиты (более 6000 м) свидетельствует об интенсивном прогибании этой территории в течение небольшого промежутка времени, а наличие конгломератов указывает, что солеродный бассейн представлял собой тектонически активный участок земной коры. Далее эти же авторы утверждают, что аналогичный разрез развит также в Кастильско-Куэнском палеоген-неогеновом бассейне, расположенном на равнине Ламанча между Мадридом и Альбасете.

Границы распространения, а также мощности соленосных образований пермотриасового возраста в связи с большой глубиной их залегания изучены еще недостаточно. Известно только, что древние соленосные толщи развиты на значительной территории Испании: от Бискайского залива на севере до Средиземного моря на юге и Кадисского залива на западе.

Типичные соляные диапиры развиты на севере Испании. Соляные купола Вилласана де Мена в провинции Бургос, Бакио в провинции Бискайя и другие глубоко эродированы и разбиты нарушениями. Ядра соляных структур окружены со всех сторон брекчированной зоной, состоящей часто из пород, вынесенных из глубин. Примыкающие к ядру боковые породы интенсивно раздроблены, приподняты, а иногда и опрокинуты. С трещинами брекчирования связаны участки минерализации, содержащие кальцит пирит, халькопирит и кварц. Соляные ядра, кроме обычных своих компонентов (соли, гипса, глины), содержат базальтовые породы, возможно, позднетриасового времени. Многочисленные проявления рудной минерализации и наличие базальтов в солях зафиксированы на солянокупольных структурах Муррио и Бакио. Базальты и рудная минерализация приштоковых зон до-

вольно часто встречаются в Испании и, по данным Дж. Г. Мартина [207], создают серьезные помехи при интерпретации гравитационных полей.

В юго-восточной Испании преобладают длинные узкие соляные антиклинали, над которыми нередко наблюдаются мульды выщелачивания.

Пермотриасовые соленосные образования Испании формировались в сложной тектонической обстановке. Конец перми ознаменовался погружением всей восточной части Пиренейского полуострова и сопровождался накоплением пестроцветных песчаников, конгломератов и солей. Между пермью и триасом на рассматриваемой территории вновь начались тектонические движения, в результате чего образования триаса почти на всей этой территории с несогласием залегают на пермских породах [4]. Дайки диабазов, встреченные в ядрах соляных диапиров, указывают на то, что солеобразование сопровождалось излиянием вулканогенных продуктов и, следовательно, бассейн солевого накопления представлял собой прогиб блокового строения, в котором активно проявлялись глубинные разломы.

Накопление более молодых палеоген-неогеновых солей в бассейне Эбро и других районах Испании совпадало с периодами усиления тектонических движений. Только мощность пестроцветной толщи, к которой приурочены соленосные образования, превышая 6000 м, указывает на интенсивное прогибание региона, возможное при погружении участка земной коры по глубинным разломам. А. Альмела и Р. С. Лосано [4] отмечают, что формирование этой толщи шло непрерывно, несмотря на смятие краевых участков бассейна. Из этого можно сделать вывод о том, что образование кайнозойских солей в Испании происходило не в обычной лагуне, а в тектонически активных бассейнах.

Соленосный бассейн Португалии. Предполагается наличие солей в районе куполов, резко проявляющихся в рельефе на побережье Атлантического океана в Португалии (рис. 43).

Породы, слагающие осадочный чехол Португалии, состоят из палеозойских, мезозойских и кайнозойских образований, которые перекрываются четвертичными аллювиальными и эоловыми наносами. Эти породы в достаточной степени обнажаются на южном берегу Португалии. К сожалению, А. Томпсон [234] не останавливается на характеристике палеозойских и кайнозойских образований, и все внимание обращает на мезозойские породы, которые, по его мнению, перспективны в отношении нефти.

Освещая тектонику региона, этот автор допускает, что куполовидные поднятия побережья Атлантического океана являются солянокупольными структурами. По его мнению, соль, по-видимому, приурочена к инфралеясу, который обнажается в сво-

дах куполовидных поднятий. Инфралеяс представлен пестроцветными образованиями, доломитовыми известняками, мергелями и гипсами, а также изверженными породами. На существование солей на глубинах в районе куполов указывают минеральные источники, насыщенные хлоридами и сульфатами.

Выходы гипсов, известняков и изверженных пород в ряде мест побережья Португалии очень напоминают геологическое строение горы Золотуха и Аксютинец на Украине. Последние, как известно, оказались соляными куполами. Поэтому проявляющиеся в рельефе поднятия (как Горрес Ведрес, Санто Д'Аценш, Арруда, Белас, Альгавре и др.) с интенсивно нарушенными сводами, вероятно, представляют собой диапировые структуры, соляные ядра которых залегают на небольшой глубине.

Большой научный интерес представляет приуроченность эффузивов к сводовым частям поднятий, что, по нашему мнению, подтверждает идею о глубинной природе солей и синхронности ее накопления с излияниями вулканогенных продуктов.

Голф Кост. Солянокупольная провинция Голф Кост расположена на северном побережье Мексиканского залива в США. Американские геологи называют этот регион геосинклиналью Мексиканского залива. Впадина

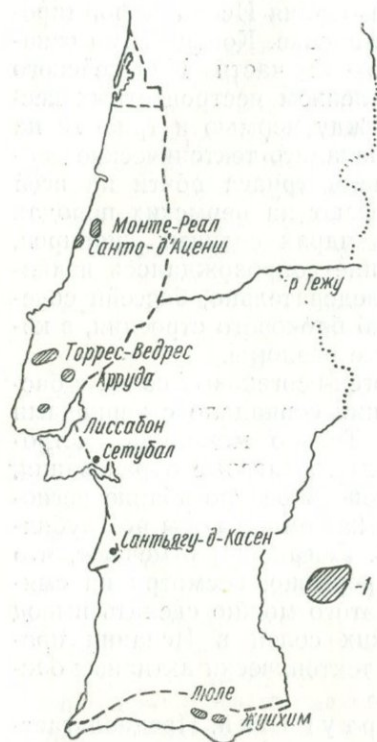


Рис. 43. Распространение предполагаемых соляных куполов в Португалии [234].

1 — соляные купола.

Голф Кост с востока ограничена герцинской складчатой системой Аппалачи, далее к северу к впадине примыкает купол Нешвил, представляющий собой южное окончание Цинциннатского свода. От Иллинойского бассейна Голф Кост отделяется платформенным сводом Озарк. Северную границу рассматриваемого региона составляет южная окраина палеозойского складчатого сооружения Уачита, к западу от которого расположено крупное платформенное поднятие Арбокл, разобщающее Голф Кост и Западный Внутренний бассейн. Поднятие Кончолльяно и свод Бенд отделяют описываемый регион от Пермского бассейна. На юге в пределах Мексики Голф Кост ограничивает-

ся мезокайнозойской складчатой системой Сиерра Мадре Ориенталь [20, 105, 191, 235].

Голф Кост является областью устойчивого прогибания и осадконакопления, начиная с конца палеозоя вплоть до четвертичного времени. Осадочный чехол провинции Голф Кост характеризуется постепенным наращиванием мощности в сторону Мексиканского залива. Максимальная мощность этих отложений превышает 12 км (рис. 44, 45).

Осадочный чехол залегает на докембрийских и палеозойских кристаллических породах, составляющих фундамент впадины. На большей части породы фундамента сложены метаморфизованными палеозойскими осадочными образованиями, причем их метаморфизм возрастает к побережью. Докембрийский фундамент возможен в северо-восточной части Голф Коста.

Низы осадочного чехла рассматриваемого региона представлены терригенными образованиями, преимущественно пестроцветными с мощными толщами солей. Возраст их точно не установлен. В этих отложениях выделяют три формации: морхауз игл, миллз, вернер и лоуан. Две нижние сложены песчаниками и глинистыми сланцами, верхняя — каменной солью с прослоями гипсов, ангидритов и известняков. Поскольку соленосная толща лоуан залегает под формацией смаковер, в которой найдена обильная верхнеюрская фауна, возраст соли, а также залегающие ниже породы формации вернер и морхауз игл миллз относят ко времени поздняя юра — пермь.

Юрские отложения представлены группой лоуарк и формацией коттон валли. В свою очередь, группа лоуарк распадается на три формации: нижнюю — норфлет, представленную пестроцветными глинистыми сланцами, среднюю — смаковер, сложенную оолитовыми известняками, и верхнюю — хайнвилл, состоящую из пестроцветных песчано-глинистых образований с прослоями ангидритов, доломитов, солей и известняков. Формация коттон валли в литологическом отношении сходна с залегающими ниже образованиями. Она более однообразна, с редко встречающимися прослоями известняков. В основном это пестроцветные глины и песчаники.

Образования меловой системы широко распространены в пределах Голф Коста и являются одним из главных объектов разведки на нефть и газ. В нижней части отложений мелового возраста залегают песчано-глинистые породы группы коахйл с базальной пачкой грубозернистых песчаников и конгломератов серии хюстон. Верхняя часть нижнего мела, известная под названием команчского отдела, включает три формации: тринити, фредериксбург и уошита, представленные главным образом глинами, алевролитами и известняками.

Серия голф верхнемелового возраста представлена преимущественно обломочными образованиями. Особенно хорошими коллекторскими свойствами обладает формация вудбайн. Пере-

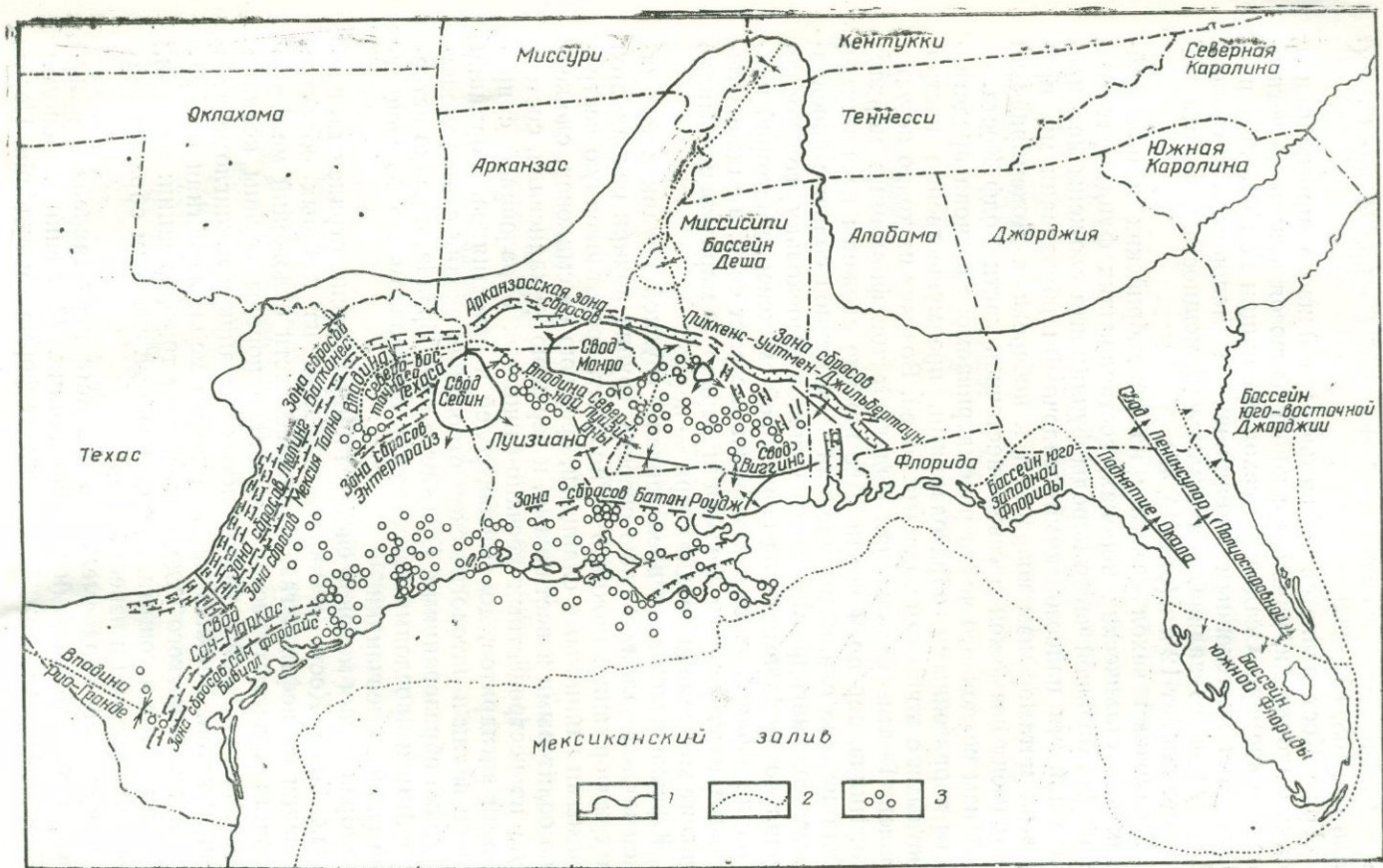


Рис. 44. Основные структурные элементы провинции Голф Кост [105]:

1 — внешняя граница прибрежной провинции; 2 — примерная граница континентального шельфа; 3 — соляные купола.

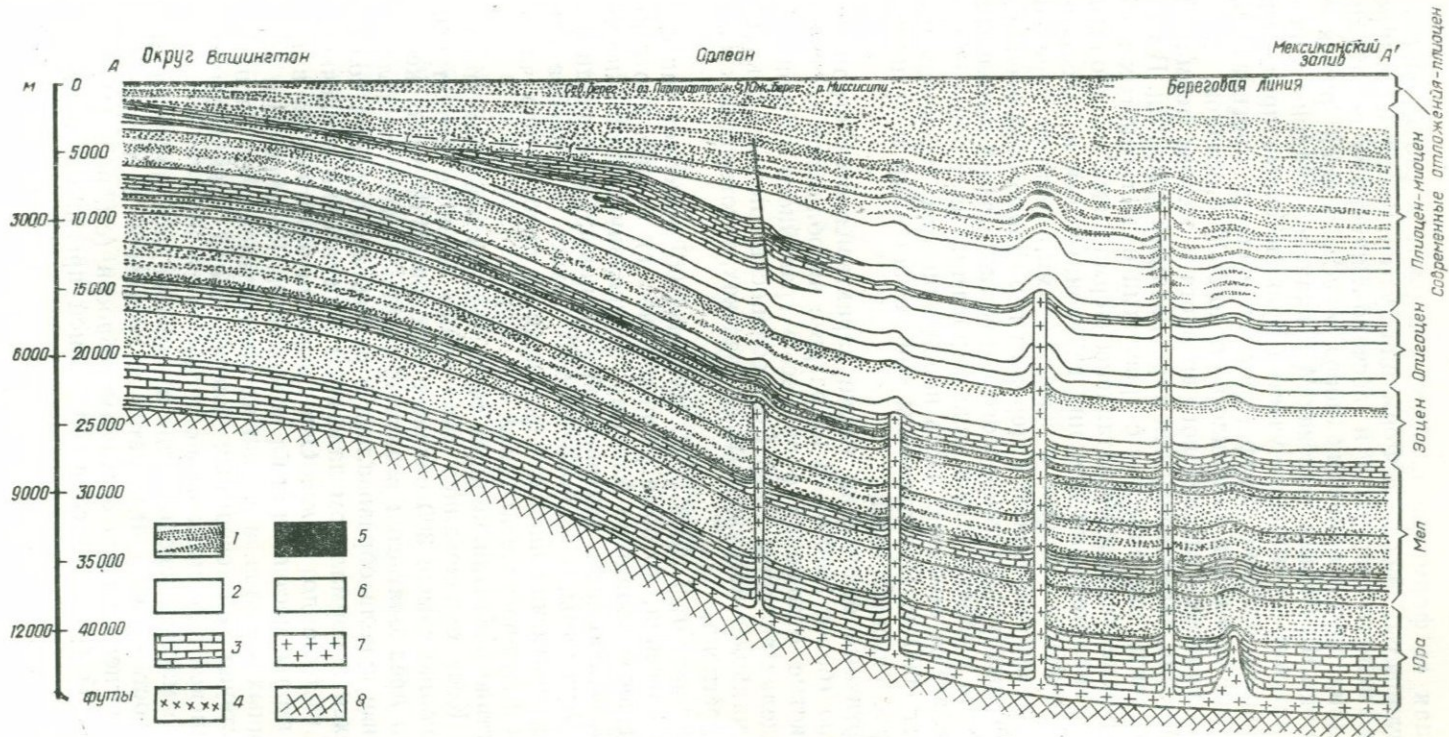


Рис. 45. Геологический разрез через провинцию Голф Кост [237]:
 1 — пески; 2 — сланцы; 3 — известняки; 4 — ангидриты; 5 — нефть; 6 — газ; 7 — соль; 8 — породы фундамента.

крывающая ее формация иглфорд содержит в своем разрезе больше глинистых прослоев. Формации аустин, тейлор и наварро сложены мелом, мергелем и песчано-глинистыми породами. В последних двух формациях нередко встречаются рифовые образования. На разных участках Мексиканской впадины в разрезе серии голф принимают участие вулканогенные продукты.

В кайнозое впадина Голф Кост интенсивно прогибалась, в результате чего в ней накопилось около 5000 м осадков.

Группа уилкоккс палеоценового возраста в составе формаций мидуэй и себин характеризуется карбонатными фациями. В ней широко развиты мергели, мел с прослоями известковистых песков. Эоценовые породы представлены формациями клайборн и джексон с характерными для них глауконитовыми и известковистыми песками, глинами и известняками, местами нередко встречаются вулканогенные материалы и рифовые образования. Формация виксбург олигоценного возраста по своей литологии очень сходна с залегающими ниже породами. Неогеновые образования слагают большую часть пород кайнозоя. Их мощность превышает 6000 м. Представлены они песчаниками и аргиллитами с прослоями мергелей.

Четвертичные отложения также характеризуются огромной мощностью (более 1500 м). В их разрезе преобладают песчано-аргиллитистые отложения с примесью гравийного материала.

В пределах впадины Голф Кост соленосные породы локализируются в наиболее погруженных ее участках, тяготеющих к южной части региона.

Во впадине Голф Кост Г. Е. Муррей [105] выделяет три соленосных бассейна, которые расположены: 1) в зоне, протягивающейся через западную Алабаму, центральную часть Миссисипи и восточную часть центральной Луизианы; 2) во впадинах северной Луизианы, северо-восточного Техаса и Рио-Гранде; 3) в зоне, протягивающейся через южную прибрежную часть Луизианы и юго-восточный Техас.

Вследствие развития мощных толщ солей в пределах впадины Голф Кост образовались диапировые соляные структуры, насчитывающие свыше 300 соляных куполов [213]; такое же их количество предполагается в акватории Мексиканского залива. Эти соляные купола образовались в результате подъема солей, находящихся в нормальном залегании в основании осадочного чехла на глубине до 12 км. Они прорвали залегающие выше породы и в ряде мест вышли на поверхность. Количество и размеры соляных куполов, а также их распределение по площади свидетельствуют об огромных массах солей, накопившихся в Мексиканской геосинклинальной зоне.

Соляные массы сосредоточены в юго-западной части впадины Голф Кост, которая отделяется от остальной ее территории крупными региональными системами сбросов (см. рис. 44). Северо-восточной границей солянокупольной провинции является

зона сбросов Пиккенс-Уитмен-Джильбертаун, которая на севере переходит в Арканзасскую зону разломов. С северо-запада соляные диапиры ограничиваются зонами сбросов Балконес, Люлинг и Мексия Талко. В пределах солянокупольной провинции Голф

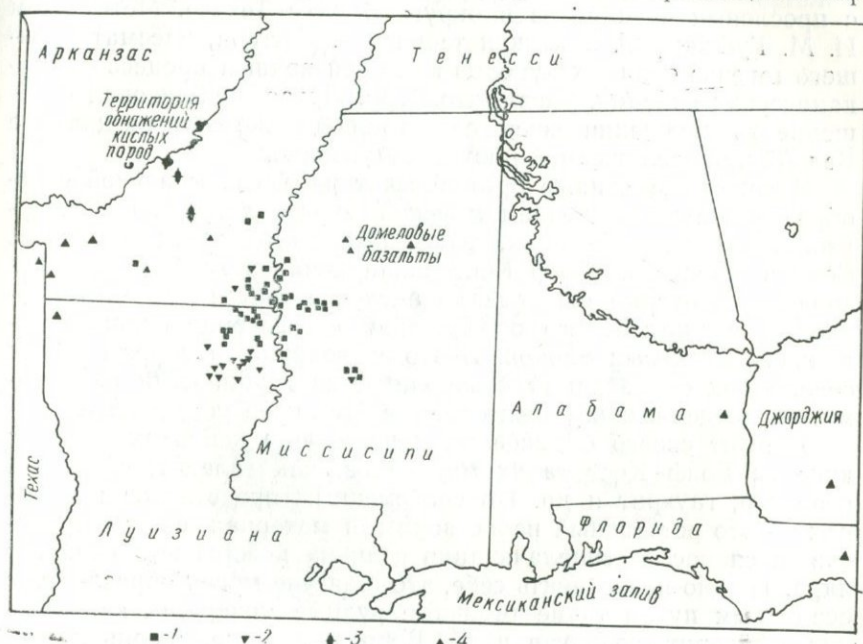


Рис. 46. Магматические породы в глубоких скважинах Голф Коста [210]: 1 — кислые интрузивные и вулканические породы; 2 — базальтовые вулканические породы мелового возраста; 3 — ультраосновные интрузии; 4 — диабазы, докембрийские базальты.

Кост прослеживается ряд дополнительных региональных линий разломов, таких как зоны сбросов Сам Фордайс Бивилл, Энтерпрайз, Батон-Роудж, а также выступы Себин, Монро, Джексон, Виггинс, ограниченные тектоническими нарушениями, в результате чего солянокупольная провинция разбита на три соляных бассейна, о которых говорилось выше. Отсюда следует, что солеродные бассейны Голф Коста представляли собой грабенообразные прогибы сложного блокового строения. С разломами связана активная вулканическая деятельность, которая проявлялась в солянокупольной провинции с триаса до палеогена включительно [210]. При восстановлении палеогеологической обстановки времени соленакопления необходимо учитывать наличие вулканогенных продуктов в провинции Голф Коста, что может, в свою очередь, свидетельствовать о синхронности соленакопления и вулканических извержений (рис. 46).

Этому часто встречающемуся в соленосных регионах явлению до настоящего времени не уделяли должного внимания.

В работе, посвященной изверженным породам провинции Голф Кост, С. Л. Муди [210] не упоминает о вулканических продуктах в солях. Он приводит только данные об обнаружении диабазов в низах верхней юры, представленной пестроцветами с прослоями ангидритов в округе Боул в Техасе. Между тем И. М. Губкин [45], критикуя теорию Л. Хаггера, рассматривавшего генезис соляных куполов как производный процесс от вулканических явлений, писал, что А. Ф. Лукас опубликовал сообщение о нахождении изверженных пород ниже соли на диapiре Бел Айл, расположенной в южной Луизиане.

Изложенные данные противоречат идее, связывающей солеобразование со сгущением морской воды в лагунах или полуизолированных бассейнах, расположенных в аридных зонах. Соли в провинции Голф Кост накапливали в грабенообразных впадинах, которые испытывали активное тектоническое движение, в результате чего происходили дифференцированные подвижки отдельных блоков. Поэтому граница распространения соленосных образований контролируется глубинными разломами, за пределами которых соляные штоки не установлены.

Требуется своего объяснения и наличие в кепроках соляных куполов Голф Кост таких минералов, как галенит, сфалерит, реальгар, гауэрит и др. По современным представлениям кепрок — это остаточный нерастворимый материал, сконцентрировавшийся после выщелачивания соли на поверхности соляного ядра. Трудно представить себе, что в лагуне могли образоваться осадочным путем такие типичные рудные минералы, как галенит, сфалерит, реальгар и др. Вероятнее всего, теория лагунного образования солей не отражает реальной обстановки этого процесса.

Соленосный бассейн Габона. Толщи солей альбартского возраста развиты в прибрежной части Габона [47]. В структурном отношении эта территория представляет собой два бассейна, разделенных выступом докембрийского кристаллического фундамента (рис. 47). Западный бассейн характеризуется моноклинальным погружением кристаллического фундамента в сторону Атлантического океана. Осадочный его чехол интенсивно осложнен солянокупольной тектоникой. Восточный представляет собой асимметричную синклиналь, нарушенную разломами (рис. 48).

На кристаллическом фундаменте Восточного бассейна залегают верхнеюрские образования, сложенные в нижней части известняками, доломитами и мергелями, которые выше по разрезу замещаются пестроцветными песчаниками, глинами и мергелями. В верхней части юрского разреза снова преобладают карбонаты, а также появляются битуминозные породы. В Западном прибрежном бассейне юрских образований нет, и на кристаллическом фундаменте залегает нижнемеловая свита кокобич, сложенная песчаниками и конгломератами. Эта же свита

в пределах Восточного бассейна представлена главным образом мергелями и глинами. Галогенные формации альб-аптского возраста распространены в обоих бассейнах, однако большей мощности они достигают в прибрежном районе. Состоят они в основном из каменной соли с подчиненными прослоями мергелей и ангидритов.

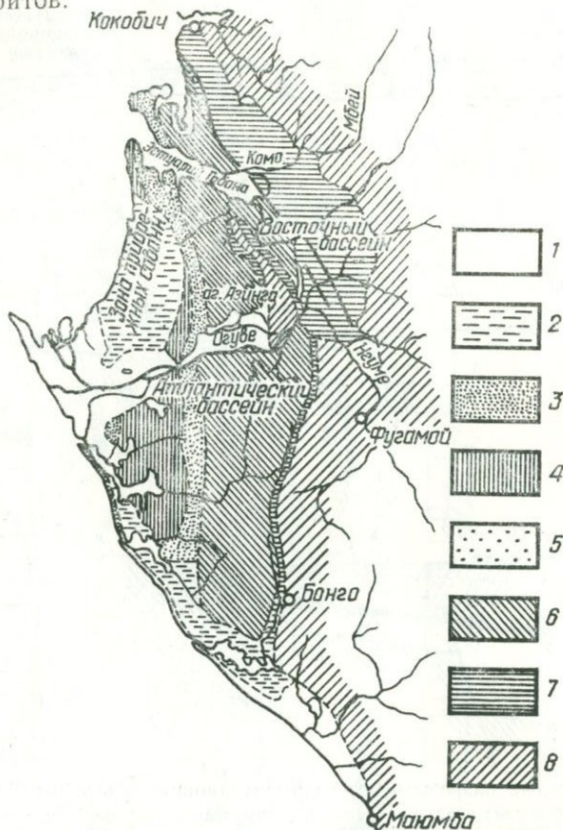


Рис. 47. Схематическая геологическая карта Габона [47]:

1 — четвертичные образования; верхнечетвертичный и современный аллювий; 2 — свита цирка; 3 — золен; 4 — сенон, свита команджи; 5 — турон, известняки зоны Сибонг-Либревиль; 6 — верхний апт и сеноман, свиты мадиела и красноцветная; 7 — верхняя юра — нижний апт, свитат кокобич и более древние отложения; 8 — палеозой и кристаллический фундамент.

В Восточном бассейне осадконакопление закончилось формированием альбских пестроцветов. В Западном же бассейне развиты верхнемеловые терригенно-карбонатные породы, а также палеоген-неогеновые мергели, глины и песчаники.

Изучение геологического материала территории Габона подтверждает идею о накоплении солей в тектонически активных бассейнах. Так, соленосные образования Восточного бассейна подстилаются и перекрываются конгломератами. Это указывает

на то, что бассейн во время соленакпления испытывал значительные подвижки. Вероятно, в это же время возникли разломы и образовался горст Ламбарене, который и разобщи́л территорию на два бассейна.

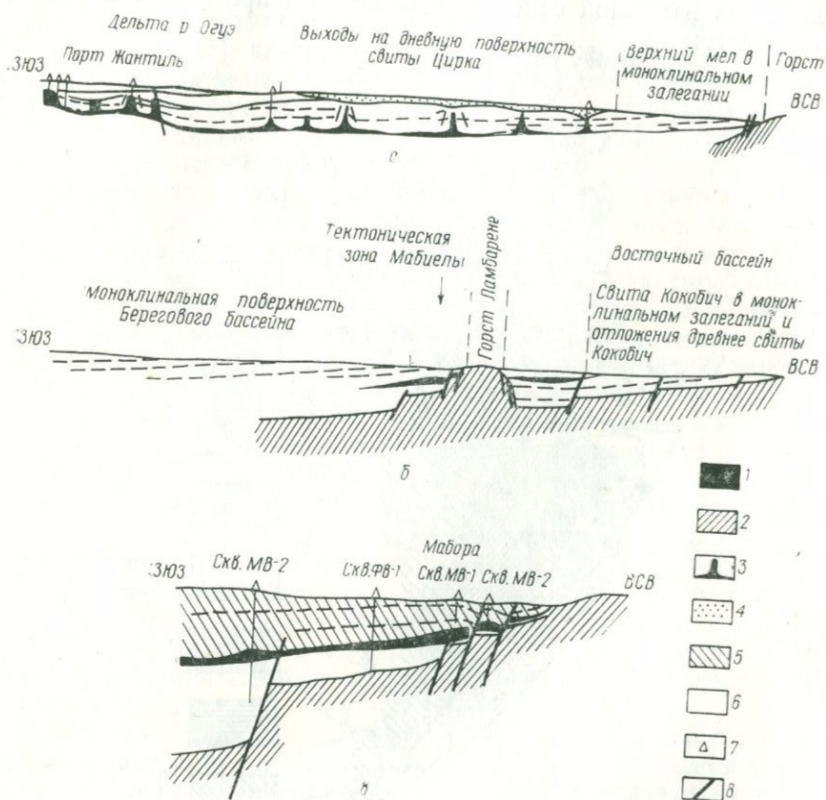


Рис. 48. Профильные разрезы через седиментационные бассейны Габона [47]: а — гипотетический разрез через прибрежный седиментационный бассейн, показывающий распространение соляных куполов, выявленных гравиразведкой, сейсморазведкой и бурением; б — региональный разрез (очень схематический) через седиментационный бассейн Габона; в — разрез через тектоническую зону Мабилель (проблема «берегового обрыва»); 1 — соленосные образования; 2 — кристаллический фундамент; 3 — соляные купола; 4 — выходы на поверхность свиты цирка; 5 — красноцветная свита мабиелы; 6 — свита кокобич; 7 — скважина; 8 — сбросы.

Бассейн Куанза. В бассейне Куанза в Анголе вскрыта мощная толща солей аптского возраста [172].

Бассейн Куанза находится в северо-западной Анголе на побережье Атлантического океана в Западной Африке. Он представляет собой небольшой прогиб, открывающийся в сторону Атлантического океана (рис. 49). Глубина бассейна свыше 3,5 тыс. м, длина около 300 км, ширина 170 км. Характерной особенностью бассейна является развитие солянокупольных структур.

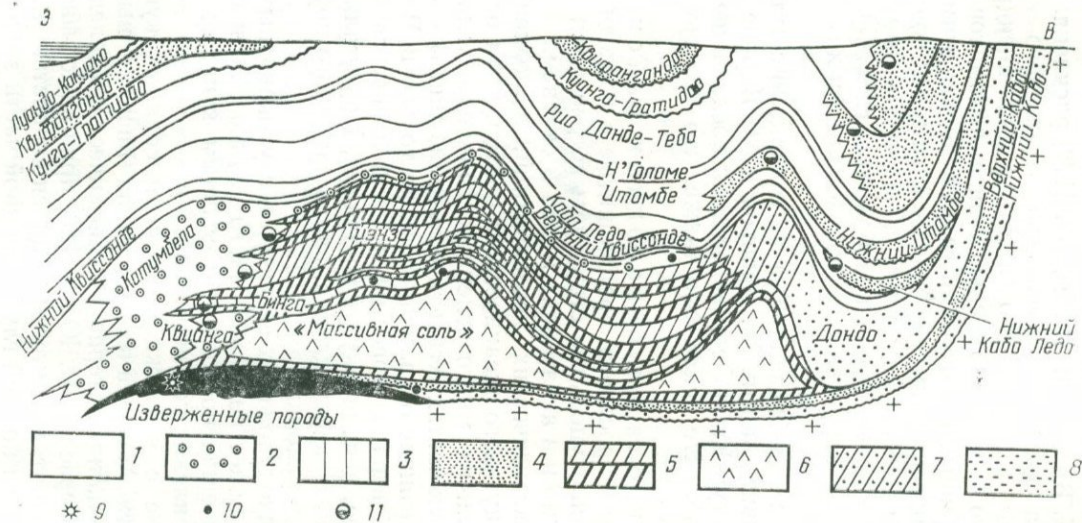


Рис. 49. Схематический профиль бассейна Куанза в Анголе [172]:

1 — аргиллиты, аргиллитистые известняки, 2 — калькарениты, рифовые известняки, 3 — оолитовые известняки, очень тонкие кристаллические известняки, 4 — известковистые песчаники, песчаники, аргиллиты, 5 — доломиты, ангидриты, 6 — галиты, 7 — доломиты и красные песчаники, 8 — песчаники и конгломераты, 9 — промышленный газ; 10 — промышленная нефть; 11 — нефтепроявления.

В основании осадочного чехла непосредственно на докембрийских образованиях залегает свита куво предположительно доаптского и, возможно, нижнеаптского возраста, сложенная конгломератами, базальтами и пестроцветами, в верхах которой встречаются доломиты и известняки. Выше по разрезу развиты хемогенные образования апт-альбского возраста: галит, ангидрит и доломит. Ж. Броньон и Ж. Веррие [172] расчленяют хемогенные осадки на две свиты: нижнюю — аптского возраста «массивную соль», содержащую в основании ангидритовые пласты, и верхнюю — нижнеальбскую туэнза, доломитово-ангидритовую с подчиненными прослоями галита. Между этими свитами залегает карбонатная свита квианга с остатками водорослей.

Верхний альб сложен глинистыми известняками и сланцами. В составе верхнемеловых пород преобладают глины. Палеоген и неоген представлен терригенными образованиями незначительной мощности.

Накопление солей в бассейне Куанза совпадало с активными тектоническими движениями. Ж. Броньон и Ж. Варрие пришли к выводу, что выступ Кабо Ледо испытывал восходящие движения до конца альба. Не исключено также, что базальты свиты киво синхронны солям.

Соляные купола глубоководных районов. Исследования морских просторов, предпринятые в последние годы, показали, что солянокупольные структуры встречаются не только на материках, но и в акваториях морей и океанов.

Обобщение геофизических исследований, выполненных сотрудниками французского океанического центра, дают основание предполагать наличие многочисленных солянокупольных бассейнов в различных частях Атлантического океана. В частности, К. де Пишон упоминает о наличии соли не только в Мексиканском заливе и Северном море, но и на больших глубинах в Средиземном море, неподалеку от Ирландии, Португалии и Испании, Лабрадора, Ньюфаундленда, вдоль западного побережья Африки и в других районах (рис. 50).

Открытие солянокупольных структур в глубоководных частях морей и океанов имеет не только чисто научное, но и большое практическое значение, поскольку к соляным куполам приурочены крупные скопления нефти и газа.

Предположение о возможном наличии соляных куполов в центральной части Мексиканского залива впервые высказали геофизики на основании материалов сейсмических исследований. Дж. Юинг, Дж. Уорзел и М. Юинг [188] пришли к выводу, что отражающий горизонт, характеризующийся скоростью 4,7 км/сек и прослеживающийся по всей глубоководной части залива, представляет собой кровлю соленосной толщи лоуан. На основании этого они допускают мысль о наличии соляных куполов в центральной части Мексиканского залива. Эти предположения встречены геологами весьма скептически, так как с позиций

классической геологии в центральной глубоководной части Мексиканского залива земная кора имеет океаническое строение, т. е. в ее разрезе нет гранитного слоя, а осадочные породы залегают непосредственно на базальтовом слое, не могли накапливаться толщи солей. Для подтверждения этой гипотезы научно-исследовательское судно «Гломар Челенджер» проводило

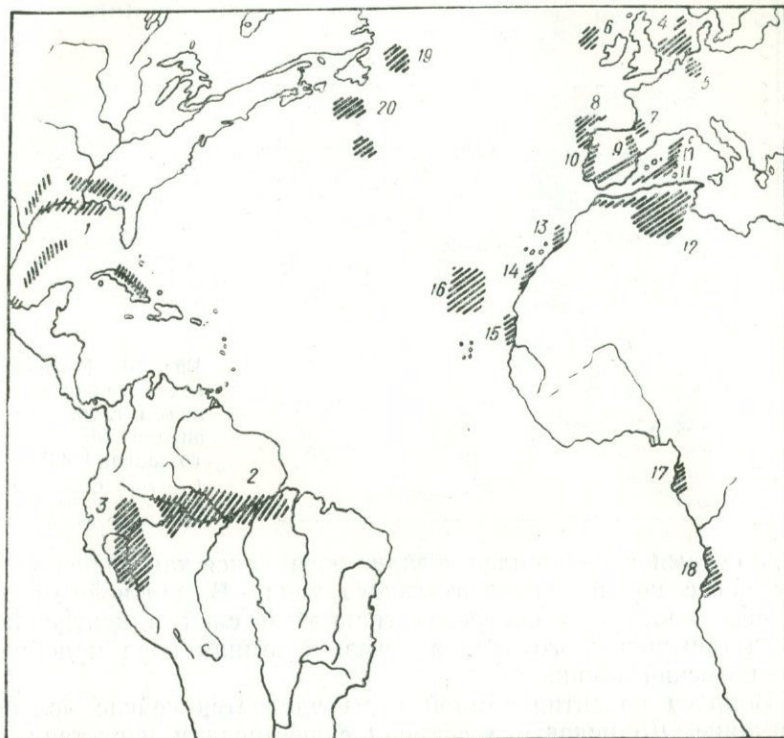


Рис. 50. Соленосные бассейны Атлантического пояса. Соляные купола: 1 — Мексиканского залива, 2 — Амазонского бассейна, 3 — Предандийского бассейна, 4 — Северного моря, 5 — Северо-Германской впадины, 6 — Западно-Ирландского бассейна, 7 — Аквитанского бассейна, 8 — Восточно-Пирнейского бассейна, 9 — Испании, 10 — Португалии, 11 — Средиземного моря, 12 — Северной Африки, 13 — бассейна Эсакира, 14 — Аанунского бассейна, 15 — Сенегальского бассейна, 16 — Зеленого мыса, 17 — Габона, 18 — Анголы, 19 — Восточно-Лабрадорского бассейна, 20 — Ньюфаундлендского бассейна.

специальные работы в зоне развития куполов Сигсби (рис. 51, 52). В частности, на одной из аномалий, прослеживающейся на дне залива и залегающей под толщей воды 3572 м, пробурена скважина глубиной 144 м, которая вскрыла небольшую мощность рыхлых осадков, породы кепрока и вошла в ангидриты и гипсы. Результаты бурения в Мексиканском заливе вызвали настоящую сенсацию в геологии. Из существующих теоретических положений наличие солей в бассейнах с океанической корой считается невозможным, поскольку для их накопления требуются специ-

альные условия и прежде всего обстановка эпиконтинентального мелководного моря. Для объяснения условий накопления толщ солей формации луан в центральной части Мексиканского залива необходимо предположить, что в позднем триасе — ранней юре этот залив представлял собой лагуну, или же, иными слова-

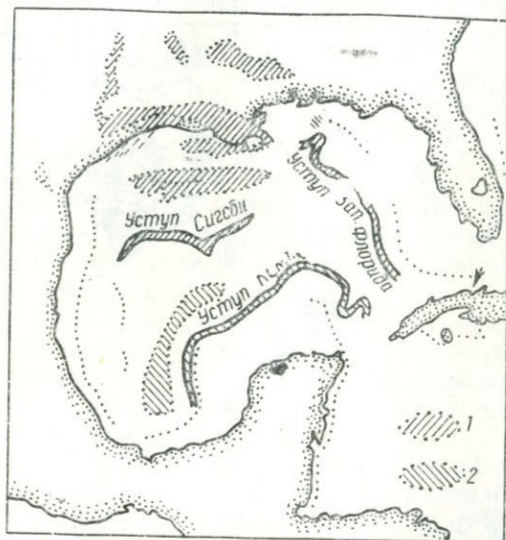


Рис. 51. Распространение соляных куполов в глубоководной впадине Мексиканского залива [243]:

1 — зона соляных куполов; 2 — новые солянокупольные зоны.

ми, во время соленакопления залив развивался как мелководный бассейн с корой континентального типа. В дальнейшем под влиянием каких-то процессов гранитный слой в центральной части Мексиканского залива исчез, и земная кора приобрела океанический облик.

Вопросу развития земной коры уделяется сейчас большое внимание. До недавнего времени существовали представления о том, что кора океанических бассейнов не подвергалась никаким изменениям с момента возникновения Земли как планеты. В. В. Белоусов [11] высказал предположение о преобразовании земной коры материкового типа в тонкую базальтовую кору океанического типа. Он доказывает, что процесс океанизации материковой коры происходил в результате опускания земной коры после этапа вулканической деятельности, во время которого кора испытывает радикальные изменения. Эти изменения, по В. В. Белоусову, происходили в результате плавления верхней мантии и дальнейшего растворения гранитного слоя в материале мантии. С критикой этих положений выступили Е. Н. Люстих, П. Н. Кропоткин и др.

Е. Н. Люстих [99] утверждает, что гипотеза океанизации континентальной коры противоречит современным идеям о строении и развитии Земли. П. Н. Кропоткин [80] приходит к заключению, что океаны являются структурами растяжения, а мате-

рики — структурами сжатия, состоящими из складчатых поясов различного возраста. Соленосные впадины Мексиканского залива и других глубоководных впадин, по П. Н. Кропоткину и Б. М. Валяеву [81], приурочиваются к грабенам растяжения, в пределах которых материковая кора утонена или даже полностью разорвана. Грабенообразные соленосные бассейны, по их мнению, возникли в результате раздвигания крупных блоков земной коры. Процессы утонения и разрыва гранитного слоя



Рис. 52. Схематический разрез выступа Челленджер по данным бурения и сейсморазведки [174]. (Отношение вертикального масштаба к горизонтальному 5 : 1).

сопровождались вулканизмом и гидротермальной деятельностью, которые могли содействовать привнесу в солеродный бассейн дополнительного количества различных солей. Однако основным условием формирования соленосных толщ П. Н. Кропоткин и Б. М. Валяев считают аридный климат и изоляцию бассейна соленакпления от океана. Соль они рассматривают как продукт сгущения океанической воды. Роль ювенильных солей в процессе накопления галогенных формаций незначительна. Они могут только несколько повлиять на химизм солей или же увеличить скорость их осадконакопления.

Дж. Антуан и У. Бреант [164] допускают, что соль в Мексиканском заливе отлагалась не на всей территории, а только в мелководных бассейнах. Наличие куполов в пределах глубоководной части Мексиканского залива обусловлено латеральной миграцией солей из платформы Юкатан (рис. 53).

В сложной геологической обстановке залегают соляные купола и в Средиземном море, где они были обнаружены в результате проведения сейсмических работ. Как известно, в центральной части Средиземного моря земная кора имеет океаническое строение, т. е. в ее разрезе нет гранитных слоев. Соляные купола прослеживаются в абиссальной части моря к югу и востоку от Балеарских островов (рис. 54). Диапиры проявляются также в рельефе морского дна в виде поднятий высотой 20—40 м.

Максимальная глубина морского дна абиссальной части Средиземного моря составляет около 4000 м. Методом преломленных волн в западной части Средиземного моря установлена толща неконсолидированных осадков мощностью 1200 м. Геофизические данные разреза абиссальной части Средиземного моря очень сходны с данными, полученными в последние годы в Мекси-

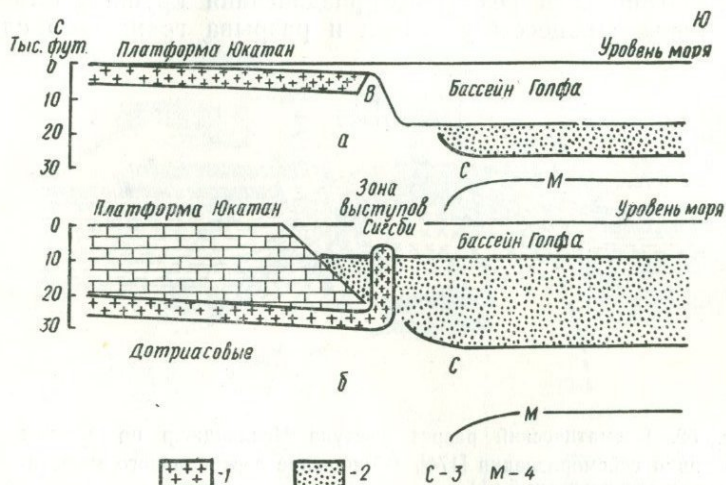


Рис. 53. Схема, иллюстрирующая возможный механизм образования выступов и куполов в Мексиканском заливе [164]:
a — триас-юра, *б* — современные, 1 — соль; 2 — терригенные осадки; 3 — океаническая кора; 4 — поверхность Мохоровичича.

канском заливе, где бурением вскрыто типичный кепрок, что дает основание считать правдоподобным вывод геофизиков о наличии соляных куполов в глубоководной части этого района [242].

Проведенные недавно сейсмические исследования и магнитометрические измерения в акватории Атлантического океана северо-западнее Африканского побережья между Канарскими островами и островами Зеленого мыса обнаружили картину, характерную для солянокупольных провинций [223]. На сейсмических профилях прослеживается деформация осадочного чехла с многочисленными интрузивными телами, имеющими в основании ширину 20—40 км, которая к своду уменьшается до 1,5 км. Некоторые интрузии проявляются в рельефе дна океана в виде поднятий амплитуды 225 м. Тела довольно симметричны, к своду они сужаются, образуя ровный перегиб с гладкими контурами. Эти интрузии фиксируются на карте магнитных аномалий в виде пониженных значений магнитного поля. Интрузивные тела наблюдаются на расстоянии 650—1300 км от Африканского побережья, в пределах которого дно океана находится на глубине 4685—5670 м (рис. 55, 56).

Анализ сейсмических данных показывает, что интрузивные тела представляют собой диапиры, а низкое значение магнитной восприимчивости дает основание считать, что они сложены каменной солью или глиной. По аналогии с Мексиканским заливом



Рис. 54. Диапировые структуры в западной части Средиземноморья [241].

Районы развития соляных куполов, установленные: 1 — Х. У. Менардо и др. 2 — Г. Глянжо и др.; 3 — Дж. А. Уотсоном и др.

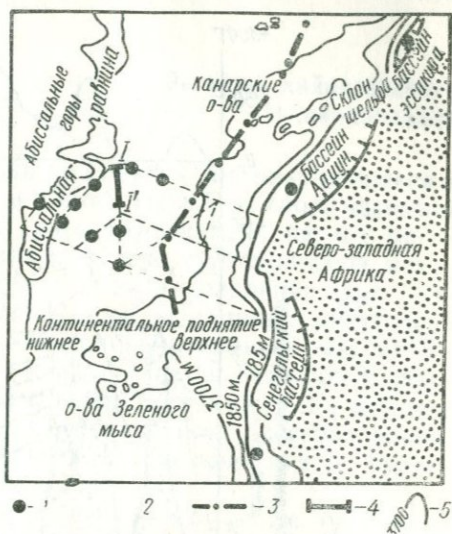


Рис. 55. Расположение предполагаемых солянокупольных структур у берегов северо-западной части Африки [223]:

1 — соляные купола; 2 — линии сейсмических и магнитных профилей; 3 — магнитная аномалия; 4 — линия профиля I—I; 5 — изобаты океанического дна, м.

есть все основания считать, что диапиры, обнаруженные между Канарскими островами и островами Зеленого мыса, являются соляными куполами, тем более, что в осадочных бассейнах Атлантического океана вдоль побережья Северо-Западной Африки широко развиты солянокупольные структуры. Они установлены в бассейне Эссауира, Айонском и Сенгальском бассейнах, в Габоне и Анголе (см. рис. 55).

Исходя из данных возраста соседних соленосных бассейнов, П. А. Рона [223] допускает, что наиболее вероятный возраст солей бассейна, расположенного между Канарскими островами и островами Зеленого мыса, является верхнетриасовый — нижнеюрский.

Формирование соленосных толщ, развитых на побережье и в акватории Атлантического океана, укладывается в промежуток времени от перми до мела. Известно, что в это же время происходила коренная перестройка Гондванского материка. Распад этой огромной глыбы, начавшийся в перми, достиг своего максимума в триасе, юре и мелу и продолжался в палеогене и неогене. Даже сейчас на востоке Африканского континента

проявляются отзвуки этих грандиозных перемен в виде активно-го вулканизма и перемещений блоков земной коры по крупным разломам. Расколы Гондвана сопровождались огромным перемещением жестких глыб, широким развитием дизъюнктивных

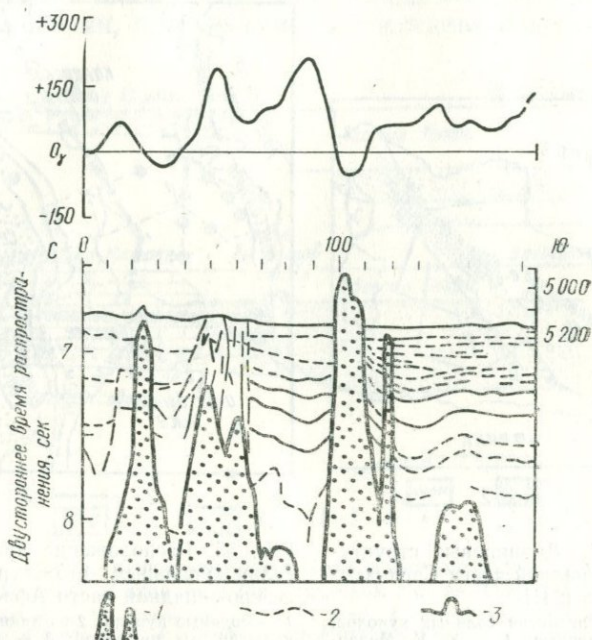


Рис. 56. Геологический разрез по линии профиля I—I [223]:

1 — предполагаемые соляные массивы; 2 — сейсмические отражающие площадки; 3 — линия изоаномалей магнитного поля.

нарушений и колоссальным трещинным вулканизмом, о чем свидетельствуют огромные лавовые покровы, сопоставимые по размеру со знаменитым трапповым комплексом Сибирской платформы [136].

В результате этих процессов приняли современный вид Индийская, Австралийская, Африканская, Южноамериканская платформы и приобретают очертания Индийский и южная часть Атлантического океанов.

Во время этих крупных перестроек структуры и рельефа земной коры от перми до мела включительно происходило накопление соленосных формаций на побережье и в акватории Атлантического океана. Безусловно, бассейны соленакопления отличались от полуизолированных от моря водоемов и характеризовались блоковым строением, в которых разломная тектоника имела определяющее значение.

В пользу этих предположений свидетельствует наличие эффузивов в соленосных бассейнах побережья Атлантического океана (Амазонский бассейн, Северная Сахара, Португалия, Испания, Аквитанский бассейн).

Регионы кайнозойского соленакпления

Рейнский бассейн. Залежи каменной соли, накопившиеся в палеогене и неогене, известны в южной части Рейнского бассейна

В структурном отношении рассматриваемый регион представляет собой небольшой грабен в теле субгерцинской платформы, вытянутой в субмеридиональном направлении (рис. 57). Длина грабена не превышает 300 км, а ширина составляет 35—40 км. На востоке Рейнский грабен ограничен массивами Шварцвальд и Оденвальд, на севере срезается Рейнскими сланцевыми горами, с запада обрамляется Vogезами, а на юге достигает подножья Юрских гор. Северная часть бассейна расположена на территории ФРГ, а южная — эльзасская — входит в состав Франции [21].

Рейнский грабен возник в эоцене в результате опускания участка земной коры по глубинным разломам [155]. До эоцена рассматриваемая территория входила в состав Центрально-Европейского бассейна, выполненного типичными для этого региона фациями пермского, триасового и юрского возраста. В меловое время произошло крупное поднятие, в связи с чем осадконакопление прекратилось. До возникновения разломов район характеризовался некоторым наклоном к югу, поэтому палеогеновые породы залегают на различных по возрасту образованиях. На севере они контактируют с красным лежнем перми, далее на юг под палеогеном постепенно появляются породы триаса, а затем в южной части грабена — верхнеюрские.

Пермские отложения Рейнского бассейна представлены породами красного лежня и цехштейна. Породы красного лежня сложены красными и серыми песчаниками, прорванными нередко вулканогенными образованиями. В породах цехштейна преобладают пестроцветные глины с прослоями доломитов.

Отложения триасового возраста представлены тремя отделами: нижним, средним и верхним. Нижний по стратиграфической схеме, принятой немецкими геологами, соответствует пестрому песчанику. Средний, или раковистый, известняк состоит из карбонатов. В средней его части на юге Рейнского бассейна обнаружена каменная соль. Верхний сложен песчано-глинистыми образованиями с доломитами и гипсами.

Юрские отложения составлены тремя отделами и характеризуются песчано-глинистыми образованиями, в верхах которых преобладают мергели и известняки.

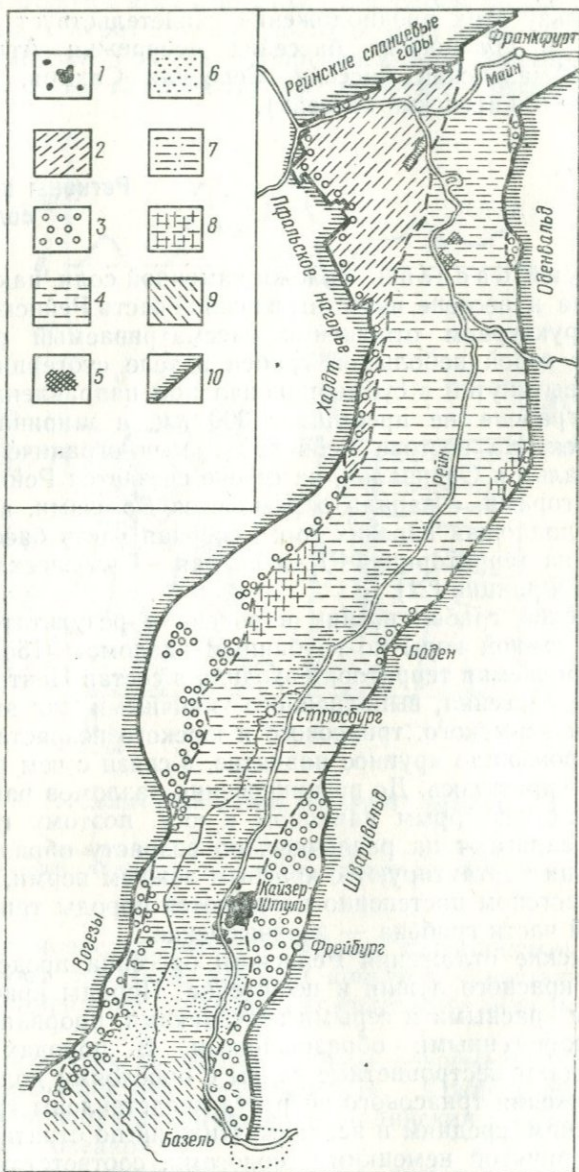


Рис. 57. Распространение солей в Рейнском грабене [240]:

1 — вулканические породы г. Кайзерштуле; 2 — известково-мергельная фация нижнего и среднего миоцена; 3 — краевая грубозернистая фация; 4 — глубоководная фация; 5 — соленосная фация миоцена; 6 — соленосная фация нижнего олигоцена; 7 — соленосная фация нижнего олигоцена — верхнего эоцена; 8 — месторождения нефти; 9 — известковая фация верхнего эоцена; 10 — дотретичные породы.

Породы палеогена и неогена Рейнского грабена в фациальном отношении неоднородны. С севера на юг мощность этих отложений постепенно увеличивается, в этом же направлении значительно изменяется их состав. Так, в северной окраине грабена палеоген и неоген сложены песчано-глинистыми породами, в верхней части переходящими в мергели с прослоями известняков и ангидритов. Далее к югу мощность этих отложений постепенно возрастает и в разрезе увеличивается количество прослоев мергелей, глин и ангидритов. Примерно в центральной части Рейнского бассейна южнее месторождения Пешельброн в эоцене и миоцене появляются хемогенные осадки, представленные каменной и калийной солями, а также ангидритами.

В Рейнском грабене развито несколько толщ солей третичного возраста: мощность нижней верхнеэоценовой толщи соли достигает 400 м. Она залегает на известковистых мергелях нижнего эоцена. Выше по разрезу развита 150-метровая пачка мергелей, которая отделяет верхнеэоценовую соль от нижнеолигоценной. Последняя сложена чередованием каменной соли и глин, в средней части с двумя горизонтами калийных солей. Третья соленосная толща неогенового возраста мощностью 330 м сложена галитом, в верхней части с прослоями ангидрита и глин.

Большого внимания, с нашей точки зрения, заслуживает наличие вулканогенных образований в районе г. Кайзерштуль (см. рис. 57), приуроченных к соленосной формации верхнего олигоцена (?). К сожалению, в своем детальном и всестороннем описании палеогеновых и неогеновых залежей солей Рейнского бассейна В. Вагнер [240] совершенно не касается характеристики вулканических пород и ограничивается лишь нанесением их на составленную им обзорную карту, по которой можно сделать некоторые выводы о стратиграфическом положении этих пород.

Мы считаем, что предположения тех исследователей, которые связывают формирование солей в Рейнском грабене со сгущением морской воды в полуизолированном бассейне, принципиально неверны и не вытекают из анализа фактического геологического материала.

Из изложенных выше данных о стратиграфии и тектонике Рейнского бассейна следует, что формирование солей происходило одновременно с заложением впадины, т. е. тогда, когда в пределах рассматриваемого региона образовалась система глубинных разломов, по которым произошло опускание территории, сопровождавшееся вулканическими излияниями. Осадки накапливались не на всей территории грабена. В северной его части, которая прогибалась менее интенсивно, отлагались терригенно-карбонатные осадки, а в южной, тектонически более активной, погружавшейся на значительную глубину, — галогенные. Между северной и южной частями не существовало барье-

ра, который создавал бы ограниченную связь с морем. Наличие аридной обстановки в миоцене на территории Рейнского грабена не доказано.

Пенджабский Соляной кряж. Соляные толщи эоценового, а по другим данным кембрийского, возраста развиты в северной части Западного Пакистана, в основном между реками Инд и Джелам, обнажаясь в Пенджабском Соляном кряже [79, 204, 239].

Соляной кряж входит в состав Потварского плоскогорья, образуя его южный складчатый уступ. В структурном отношении Потварское плоскогорье является синклинальным прогибом, выполненным кайнозойскими породами, залегающими на древнем основании (рис. 58).

Соляной кряж представляет собой плато, возвышающееся в среднем на 750 м над уровнем моря. Самая высокая часть кряжа гора Сакесар имеет отметку 1522 м. Кряж характеризуется широтным простиранием, которое у западной его оконечности изменяет свое направление на северо-западное. Структура северного и южного склонов хребта различна. Южный склон построен более сложно. Он нарушен сбросами, в результате чего здесь отчетливо прослеживаются надвиги пород в южном направлении. Склон состоит из нескольких уступов, которые резко возвышаются над долиной р. Джелам. Северный склон характеризуется спокойным залеганием пород, погружающихся в северном направлении и незаметно переходящих в Потварское плоскогорье. В нескольких местах Пенджабский Соляной кряж пересекается реками, по ущельям которых обнажается разрез пород, принимающих участие в строении этого региона (рис. 59, 60).

Наиболее древними породами в пределах кряжа являются кембрийские. Докембрийские породы здесь не выходят на поверхность, встречаются они к юго-востоку в горах Кирана и Сангла.

В основании кембрийских образований Пенджабского Соляного кряжа в некоторых местах залегают соленосные мергели, известные также под названием соленосной свиты. Они сложены тонкозернистыми мергелями красного, светло-лилового и каштанового цвета, содержащими рассеянные кристаллы хлористого натрия, гипса, карбонатов кальция и магния. Иногда в мергелях наблюдаются зеленые и серые пятна, которые являются остатками слоистых включений, а также прожилки и линзы гипсов и доломита. В районе г. Кевры и в Нилаванском ущелье в соленосной свите встречаются битуминозные глинистые сланцы и очень выветрелые лиловатые траппы, мощность которых местами превышает 3 км.

В восточной части кряжа соленосная свита состоит из трех толщ: 1) нижняя — гипсово-доломитовая, представленная массивными гипсами и пестроцветными гипсоносными глинами;

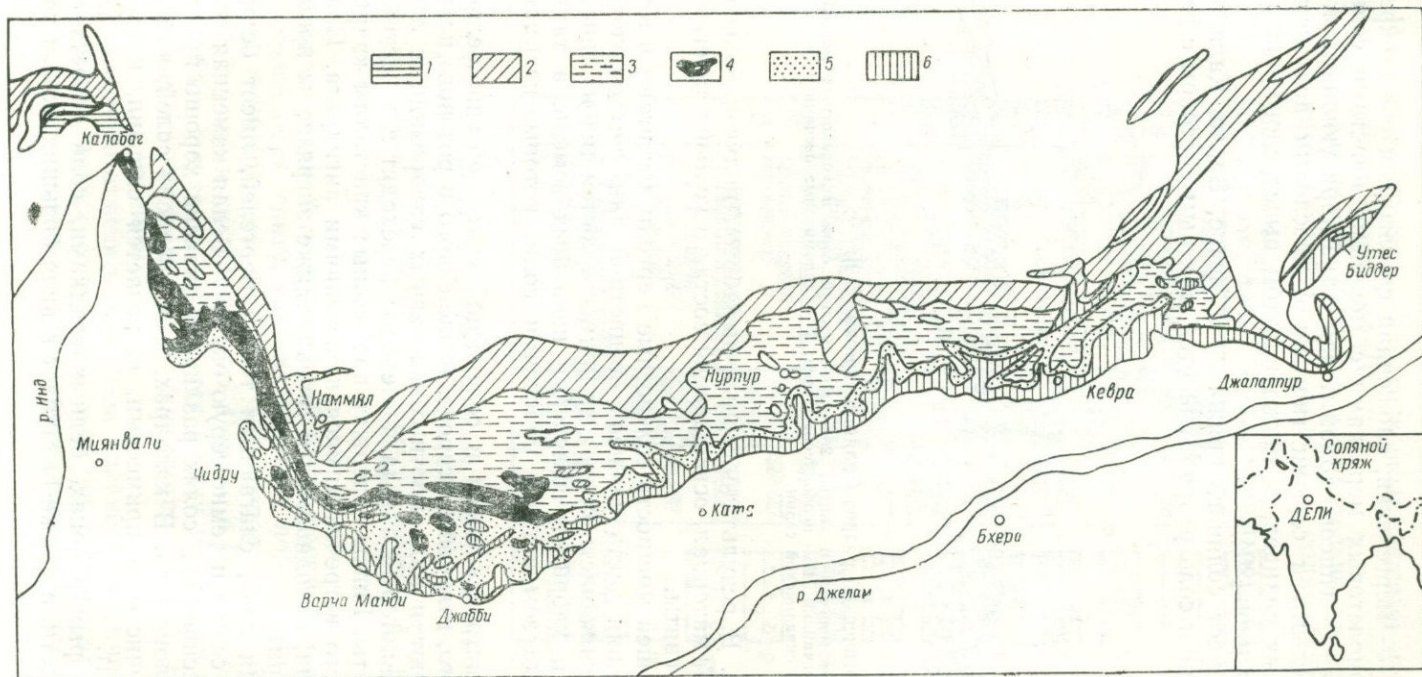


Рис. 58. Геологическая карта Пенджабского Соляного кряжа [204]:

1 — верхний сивалик; 2 — нижний сивалик; 3 — эоцен; 4 — мезозой; 5 — кембрий; 6 — соленосная свита.

2) средняя — мергелевая, сложенная светлыми и светло-красными до фиолетовых мергелями с мощными пластами солей, и 3) верхняя — гипсово-доломитовая, характеризующаяся массивными белыми и серыми гипсами с прослоями доломитов, битуминозных сланцев, а также пластом выветрелого диабаз кеврских траппов [204].

В ряде мест соляного кряжа — в Кевре, Варче, Калабаге и др. каменная соль разрабатывается шахтным способом с дав-

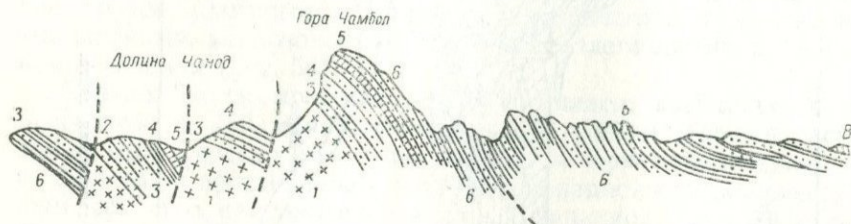


Рис. 59. Геологический разрез Соляного кряжа [239]:

1 — соленосные мергели и гипсы; 2 — доломитовый слой в соленосных мергелях; 3 — лиловые песчаники; 4 — необолусовые слои; 5 — доломитовые песчаники; 6 — песчаники и глины сиваликской серии.

них времен. В результате горных выработок получен большой фактический материал, освещающий состав и условия залегания соленосной свиты.

Наибольшей мощности соленосные мергели достигают в Кевре. Их нижняя часть сложена бесцветной или светло-розовой солью. Верхняя часть содержит примеси, состоящие из гипсов, сульфатов и хлоридов щелочей и щелочных земель, а также загрязненные землистыми прослоями соли, которые называют калларами.

Гипсы, встречающиеся в соленосной свите, обычно белого, светло-серого, голубовато-серого, темно-серого и розового цвета. Они залегают в виде плотных массивных сахаровидных линз и прослоев, которые иногда постепенно переходят в известняки или доломиты. Гипсы содержат правильные кристаллы кварца, с очень часто встречающимися включениями ангидрита. Пластинки селена, находящиеся в гипсах, также загрязнены примесями ангидрита.

Каменная соль, слагающая толщу мергелей, имеет белую, розоватую, серую и темно-серую окраску. Белая каменная соль обычно массивная, в солях различной окраски хорошо прослеживается слоистость. В калларах, т. е. прослоях солей, загрязненных глинистыми примесями, встречается силвин, кизерит и лангбейнит.

В некоторых районах, бедных осадками, соль обнажается на поверхности, а также выступает в виде больших скал и хол-

мов. На одной из таких скал, сложенных гипсами и каменной солью, раскинулся город Амб [107].

Возраст соленосной свиты еще окончательно не установлен. Первые геологи, изучавшие Пенджабский соляной край, опи-

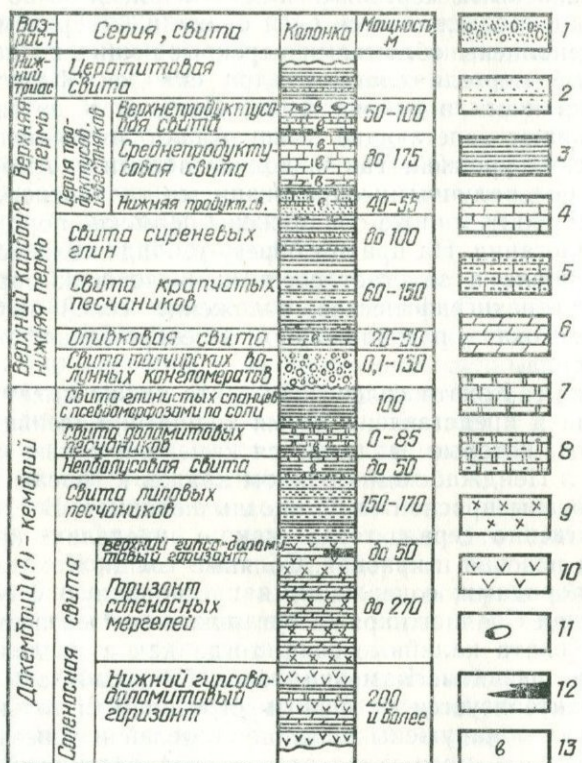


Рис. 60. Сводный стратиграфический разрез палеозойских отложений Соляного края (составил И. А. Воскресенский):

1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — глины; 4 — известняки; 5 — песчаные известняки; 6 — мергели; 7 — доломиты; 8 — песчаные доломиты; 9 — соль; 10 — гипсы; 11 — конкреции; 12 — траппы; 13 — фауна.

сали выявленную ими в восточной части рассматриваемого района соленосную свиту, где она залегает под лиловыми песчаниками кембрийского возраста. По возрасту они отнесли ее к кембрию или к инфракембрию. Однако в Пакистане в районе г. Калабага эта свита встречается между эоценом и миоценом, что и явилось основанием для некоторых геологов датировать ее возраст как эоценовый.

Необходимо отметить, что из-за крайне запутанной тектоники Соляного края соленосные мергели интенсивно перемяты и находятся в сложных взаимоотношениях с остальной частью

осадочного чехла. Контакт между соленосными мергелями и покрывающими их породами всегда несогласный и сопровождается брекчированной зоной. Так, в восточной части кряжа, где соленосная толща залегает в основании кембрийских пород, между соленосными мергелями и залегающими выше лиловыми песчаниками прослеживается слой брекчии, а верхи мергельной толщи переполнены обломками перекрывающих их песчаников. Соленосные мергели слагают ядра складок, флексур и зон рассланцованности в районе Амба, Дандота и других местах. Они прорывают залегающие выше осадки до различных стратиграфических уровней. Так, в долине вблизи г. Амба мергели находятся под валунными образованиями талчирского возраста (верхний карбон), а ниже обнаружены пермские породы в опрокинутом залегании. На правом берегу р. Инда соленосная свита менее нарушена и залегает среди кайнозойских образований. Такое же стратиграфическое положение солей наблюдается в районе г. Кохата, расположенном к северо-западу от Потварского бассейна.

В районе г. Кохата соленосная свита также имеет трехчленное деление и представлена двумя толщами массивных гипсов и доломитов, которые разделяются каменной солью и мергелями. Как и в Пенджабском Соляном кряже, к гипсам и доломитам приурочены прослой битуминозных сланцев. В Кохате соль преимущественно серая, тогда как в пределах кряжа она в основном розовая и красная. Соляные толщи Кохата ассоциируются с породами, содержащими пресноводную фауну, тогда как в породах Соляного кряжа органики нет. Неизвестны также в районе Кохата калийные соли, тогда как в пределах кряжа они широко развиты. Каменная соль Пенджабского Соляного кряжа характеризуется массивным строением, и только в некоторых местах обнаружены прослой мергелей и гипсов, которые подчеркивают сложную складчатость, раздробленность и сдвиги, в районе Кохата соль преимущественно слоистая. Геохимические исследования битуминозных сланцев, приуроченных к верхней гипсово-доломитовой толще района Кохата и Соляного кряжа, показали, что они имеют сходный состав и формировались в аналогичных условиях.

В своей монографии М. С. Кришнан [79] отстаивал точку зрения о кембрийском возрасте всех пенджабских солей, допуская, что нахождение их в эоценовом разрезе обусловлено выжиманием пластических солей при тектонических движениях. В более поздних работах [204] он признает наличие двух солей в Пакистане: кембрийского или, возможно, даже эоценового возраста в Пенджабском Соляном кряже и эоценового в районе г. Кохата.

Мы полагаем, что более обоснованы взгляды тех геологов, которые относят пенджабские соленосные мергели к эоцену. В конце мела и в палеогене [79] изливались огромные потоки

лав, накопившиеся на Деканском плоскогорье в виде мощных траппов. Если принять точку зрения об эоценовом возрасте солей в восточной части Соляного кряжа, то диабазы, известные под названием кеврских траппов и приуроченные к соленосным мергелям, к их верхней гипсово-доломитовой толще, будут синхронизироваться с деканскими траппами. Залегание солей под кембрийскими, каменноугольными, пермскими и другими стратиграфическими комплексами является ненормальным и обусловлено тектоническими движениями, проявляющимися в период гималайского орогенеза.

На соленосной свите в восточной части Соляного кряжа залегают лиловые песчаники с пачкой глинистых сланцев в основании. Последние описаны в геологической литературе под названием каштановых глинистых сланцев.

Выше по разрезу развиты темно-серые глинистые, слегка слюдистые сланцы с прослоями доломитов. Они богаты среднекембрийскими трилобитами и брахиоподами *Neobulus*, откуда и произошло их название — необулусовые сланцы.

Над необулусовыми сланцами встречаются доломитовые песчаники, представленные слоистыми доломитами и доломитовыми песчаниками кремового цвета с тонкими прослоями зеленовато-серых и темно-зеленых глинистых сланцев.

Доломитовые песчаники перекрываются глинистыми сланцами с псевдоморфозами кристаллов соды. Эти сланцы имеют красные и зеленоватые тона. Они содержат отпечатки и псевдоморфозы кубических кристаллов соли, которые образовались в результате замещения кристаллов соли глиной. Эти кристаллы часто срезаются поверхностями слоев.

Общая мощность кембрийских образований составляет около 2500 м. Из них 1600 м приходится на соленосную свиту. Средняя их часть, сложенная чистой каменной солью и соленосными мергелями, достигает 800 м.

С резким угловым и стратиграфическим несогласием на различных толщах кембрийского возраста залегают валунные образования ледникового происхождения. Они перекрываются отложениями с остатками нижнегондванских растений, на основании чего сделан вывод о верхнекаменноугольном возрасте залегающих ниже толщ. Мощность валунных образований местами достигает 350 м.

К верхнекаменноугольным — нижепермским отложениям Пенджабского Соляного кряжа относят оливковую свиту, представленную песчаниками, и свиту пестрых песчаников общей мощностью свыше 1000 м.

Типичные морские образования пермского возраста составляет серия продуктусовых известняков, которые в западной части кряжа имеют мощность до 900 м.

Триасовые отложения рассматриваемого региона известны под названием цератитовых слоев. Представлены они песками,

глинами, известняками, мергелями и доломитами, достигающими на западе края до 400 м.

Кингриялиевые известняки нижней юры с угловым несогласием перекрываются пестроцветными песчаниками и барочскими известняками верхней юры. Мощность нижнеюрских отложений изменяется от нуля до 400 м, а верхнеюрских — от нуля до 700 м.

Меловые образования Соляного края сложены песками и песчаниками с прослоями глин и мергелей белемнитовых и ламшивальских слоев общей мощностью около 200 м.

В разрезе нижней части кайнозоя установлены песчаники, глины, известняки и мергели, составляющие палеоценовые образования, а также серию лаки и чаратские слои, накопившихся от нижнего эоцена до среднего миоцена. В районе г. Кохата, расположенном к северо-западу от Соляного края, в разрезе эоцена развиты толщи каменной соли с гипсами, доломитами и мергелями, сходные в литологическом отношении с соленосной свитой, залегающей в восточной части изучаемого региона в основании кембрийских образований.

Верхний олигоцен и нижний плиоцен слагают широко развитые в высокогорных районах Индии, Бирмы и Пакистана муррийскую и сиваликскую серии, представленные преимущественно песчаниками общей мощностью более 10 000 м.

Четвертичные образования состоят из эоловых и эллювиальных пород.

Соляной край представляет собой единственный в мире район, весь соленосный разрез которого выходит на дневную поверхность. Интенсивная перемятость пород края способствовала обнажению соленосных мергелей, а благоприятные климатические условия сохранили их от размыва. И если в других соленосных районах мы изучаем разрез по отдельным буровым скважинам или шахтным выработкам, которые приурочиваются к залежам чистой каменной соли и калийным горизонтам, то в Пенджабском Соляном крае можно наблюдать и чистую каменную соль, и калийные горизонты, их взаимные переходы, строение и состав соленосных толщ и ряд других особенностей.

Мы уже упоминали, что в разрезе соленосной свиты Пенджабского района развиты базальтовые покровы, а сама свита приурочена к пестроцветным образованиям. Окраска солей изменяется от прозрачной, белой до розовой и красной. В районе г. Кохата соль имеет темно-серые тона, вероятно, в результате ее загрязненности битуминозным веществом. Гипсы, входящие в состав соленосной свиты, содержат кристаллы кварца с включениями ангидрита. На основании этого можно сделать вывод о том, что кварц кристаллизовался внутри гипсово-ангидритовой толщи. По простиранию отмечается постепенный переход гипсов в доломиты и известняки. Это сложное разнообразие состава соленосной свиты послужило для английского геолога

Олдхема основанием высказать гипотезу об образовании пенджабских солей в результате метаморфизма ранее существовавших пород под влиянием кислых паров. Он допускал, что известняки, доломиты и глинистые породы подвергались воздействию паров и растворов, содержащих серную и соляную кислоты, ввиду чего на участках их проникновения из известняков, доломитов и глинистых пород образовались мергели, гипс и соли. Таким образом, Олдхем высказал предположение, к которому через сто лет пришел Н. А. Кудрявцев [83].

Изложенный выше материал позволяет прийти к заключению, что соли в Пакистанском Пенджабе образовались в эоцене в конце крупнейшего в истории земного шара диастрофизма, вызвавшего базальтовый «потоп» на Деканском п-ове. В Соляном кряже в это время также изливались эффузивы, о чем свидетельствует развитие кеврских траппов в соленосной свите. Таким образом, палеогеологическая обстановка времени солеобразования ничем не напоминала лагунные условия или усыхающий морской бассейн.

Ереванская впадина. Залежи каменной соли в Ереванской впадине приурочены к миоценовым отложениям [5, 34].

Ереванская впадина расположена в пределах Ереванско-Ордубадской синклинали зоны антикавказского направления [151]. В структурном отношении она представляет собой наложенную межгорную впадину, выполненную палеогеновыми, неогеновыми и четвертичными образованиями.

Наиболее древними породами, вскрытыми бурением в Ереванской впадине, является шорагбюрская толща, сложенная песчано-глинисто-карбонатными породами с богатой фауной, позволяющей датировать ее возраст как нижний и средний эоцен. Выше залегает красноцветная толща, представленная кирпично-красными глинами, песчаниками и конгломератами. В верхней ее части встречаются гипсоносные глины и гипсовые прослойки. Возраст толщи — верхний олигоцен — нижний миоцен. Красноцветную толщу согласно перекрывает соленосная толща среднего миоцена, которая по своим литологическим признакам может быть расчленена на две части: нижнюю — соленосную и верхнюю — гипсоносную. В нижней части свиты встречаются пластовые эффузивы, а также залежи калийных солей [151]. Среди глинистых галит-ангидритовых прослоев встречаются зерна карбонатов, кварца и вкрапления пирита [33].

Выше соленосной толщи залегает разданская свита, состоящая из глин, песчаников и мергелей с богатой сарматской фауной. Дальше по разрезу развиты обломочные вулканогенные породы вохчабердской свиты, которые несогласно перекрывают разновозрастные отложения неогена и палеогена. Стратиграфически выше расположены долеритовые и базальтовые породы плиоцен-четвертичного возраста, над которыми залегают диатомовые глины и другие озерные образования.

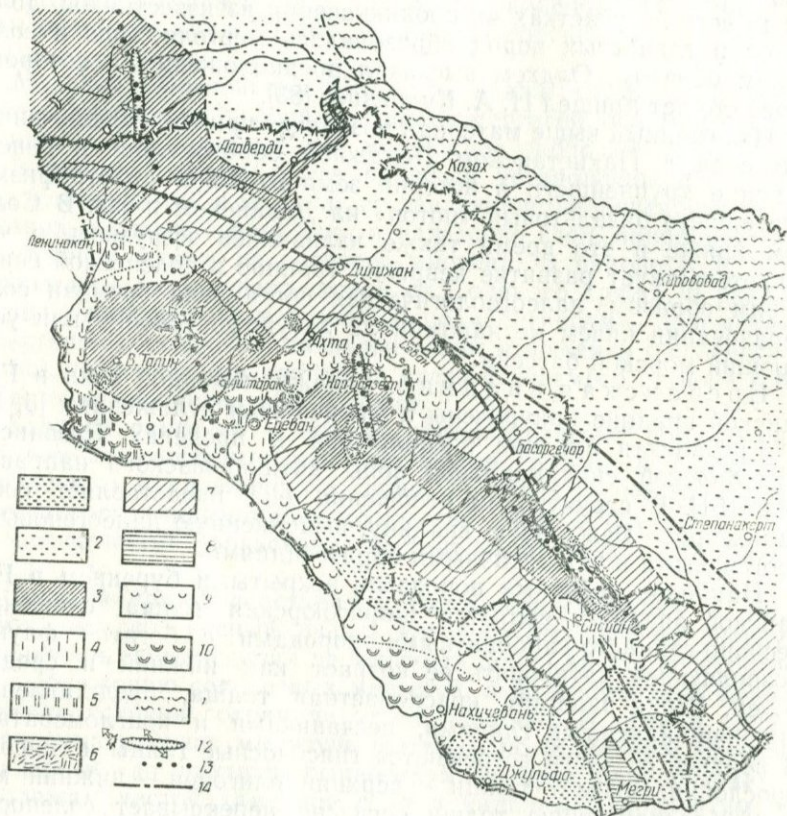


Рис. 61. Палеогеологическая схема Армении и прилегающих частей Малого Кавказа, миоцен—плиоцен [34]:

Суша: 1 — породы олигоцена; 2 — меловые и юрские породы. Фации миоцена и плиоцена; 3 — преимущественно основные лавы верхнего плиоцена (акчагыл); 4 — разные пресноводно-озерные отложения больших мощностей (акчагыл-апшерон); 5 — разные пресноводно-озерные отложения малых мощностей (акчагыл-апшерон); 6 — экзструзии кислых лав верхнего плиоцена; 7 — вулканогенно-обломочные образования нижнего плиоцена (меотис-понт); 8 — угленосная фация нижнего плиоцена (туфобрекчии, туфоконгломераты и др.); 9 — соленосно-гипсоносная фация больших мощностей; 10 — соленосно-гипсоносная фация малых мощностей; 11 — мелководные песчано-глинистые отложения Куринской депрессии (сармат); 12 — центры и трещины вулканических излияний и направления лавовых потоков; 13 — тектонические трещины; 14 — глубинный разлом.

каких-либо превращений на контакте солей с пластовыми эффузивами, тогда как А. А. Иванов и Ю. Ф. Левицкий [64] утверждают, что «породы в зоне контакта интрузии с соленосной толщей подвергались значительным термическим изменениям,

о чем, в частности, свидетельствует появление в этой зоне минералов скаполита и пирротина».

П. П. Цамерян и другие возражают против утверждения об интрузивном характере магматических продуктов и считают, что эффузивы образовались синхронно с толщей каменной соли. Они пишут, что «продукты вулканизма (эффузивы и пирокластический материал), по-видимому, сыграли значительную роль

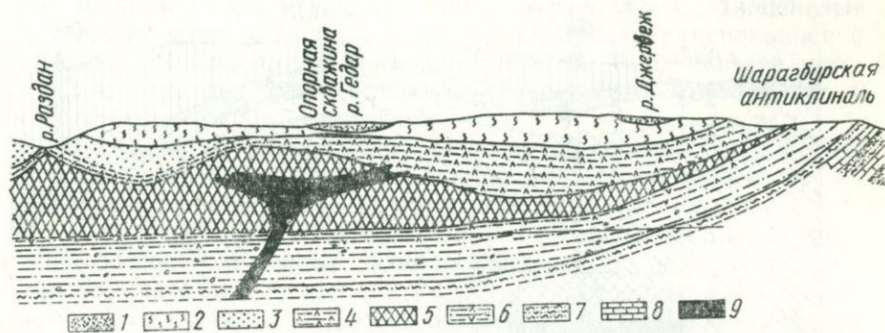


Рис. 62. Схематический геологический разрез Ереванского соляного бассейна [64]:

1 — вулканические туфы; 2 — базальты; 3 — песчано-галечные и известково-глинистые отложения (разданская свита); 4 — гипсоносная толща (загипсованные глины, мергели, гипс и редко песчаники); 5 — соляная толща (чередование пластов каменной соли с прослоями соленосных глин и ангидрита); 6 — пестроцветные песчанистые, местами загипсованные глины с прослоями песчаников и галечников; 7 — глины с прослоями песчаников; 8 — известняки; 9 — изверженная порода (базальт или эссекитовое габбро).

в увеличении концентрации рапы, насыщения ее $K^+—Mg^{2+}—Ca^{2+}$ -ионами». Они также пришли к выводу о том, что «только глубинные зоны могли поставлять ионы K^+ , Mg^{2+} и Ca^{2+} для образования сильвина и карналита, поскольку в это время солеродный бассейн был почти полностью изолирован от обширной лагуны Араратской котловины». Правда, эти же авторы допускают, что во время соленакопления Ереванская впадина представляла собой лагуну, в которой соляные толщи формировались в результате выпаривания морской воды.

Однако фактический материал противоречит этим взглядам. Садка калийных солей должна происходить после отложения гипсов и каменной соли и, следовательно, в соленосной толще калийные соли должны встречаться в верхней части разреза. Наличие калийных солей в основании хомогенной толщи в Ереванской впадине не согласуется с традиционными идеями, а залегание этой толщи на конгломератах красноцветной толщи и совместное нахождение эффузивов и солей свидетельствует о глубинной их природе.

Трансильванская впадина. В пределах Социалистической Республики Румынии соленосные отложения известны в Трансильванской впадине и Восточных Карпатах [109].

Трансильванская впадина представляет собой одну из главных частей Румынских Карпат. Этот прогиб образовался в конце мела в результате общего погружения и проникновения в его пределы мелководного моря, которое сохранялось там на протяжении всего кайнозоя.

С юга Трансильванская впадина граничит с Южными Карпатами, с запада — горами Апусени, с востока — вулканическим

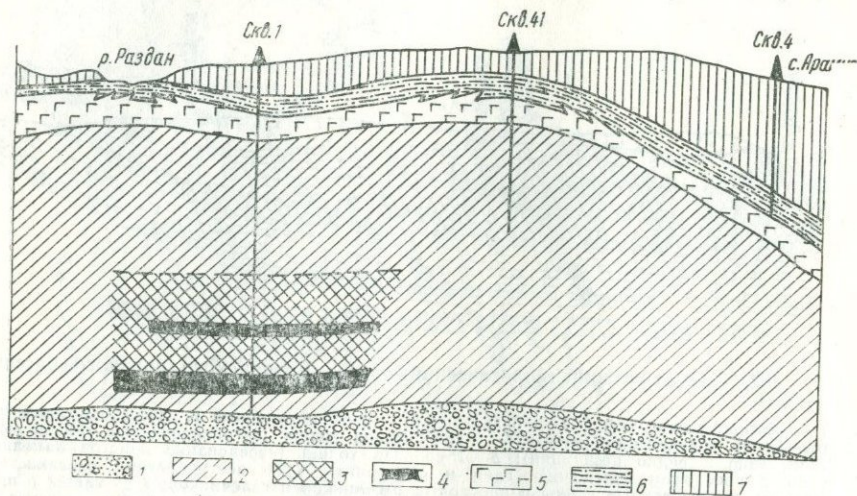


Рис. 63. Схематический геологический разрез соленосной толщи на участке С. Птгни в Ереванском бассейне [151]:

1 — конгломераты, песчаники, красноцветные глины верхнеолигоценовые — нижнемиоценового возраста; 2 — соленосные породы (соленосная толща) среднемиоценового возраста (конкский ярус); 3 — зона возможного скопления калийных солей, карналита и сильвинита; 4 — пласты эффузивной породы (анамезита); 5 — гипсоносные породы верхнего миоцена; 6 — разданская толща, песчано-глинистые породы (сармат); 7 — плиоцен-четвертичные образования.

хребтом Хергида-Келиман и с севера — Сомешской платформой, сложенной кристаллическими породами гор Мезеш и Прелука.

Развитие Трансильванской впадины начинается с датского времени и связано с отложением континентальных образований, которые продолжали формироваться в течение палеоцена и эоцена. В палеогене в пределах рассматриваемой территории морские условия существовали на севере гор Апусени. Поднятие Карпат в миоцене нарушило связь с внешним флишевым морем, хотя морские условия сохранились здесь до конца плиоцена, когда произошло опреснение всего бассейна.

Кристаллический мезозойский фундамент Трансильванской впадины по своему литологическому составу и строению сходен с кристаллическим основанием Карпатского региона; он сильно расчленен и в достаточной степени метаморфизован. В основании осадочного чехла залегают пестроцветные глины с прослоями пресноводных известняков мощностью более 1000 м, возраст

которых соответствует датскому ярусу и палеоцену. Эоцен представлен морскими образованиями, разделенными континентальной серией полосчатых глин на две части. Нижняя морская пачка сложена пресноводными известняками, гипсами и мергелями, верхняя же часть эоценовых образований содержит верхние волокнистые гипсы, известняки с обильной органикой и известковистые глины. Разрез олигоценовых пород состоит из известняков, песчаников, углистых глин и бурых углей. Миоценовые отложения широко распространены в пределах Трансильванской впадины. Мощность их превышает 3500 м. В их составе установлены породы бурдигальского, гельветского, тортонского и сарматского ярусов.

Отложения бурдигальского яруса представлены песчано-глинистыми образованиями, часто с прослоями галечников и конгломератов в основании, местами породы имеют красный цвет.

В образованиях гельветского яруса развиты прибрежно-морские фации, сложенные известковистыми глинами, песками, конгломератами с прослоями гипсов и налетов солей. В разрезе встречаются также вулканогенные продукты, представленные дацитовыми туфами.

Породы тортона на западной и юго-западной окраинах Трансильванской впадины сложены известковистыми глинами и песками с пропластками известняков. Во внешней части впадины в разрезе тортонских образований преобладают глины с прослоями дацитовых туфов. Последние широко развиты в пределах Трансильванской впадины, хорошо выдержаны по площади и являются прекрасными маркирующими горизонтами. В основании тортона залегают дежские дацитовые туфы, принимаемые румынскими геологами за границу между тортоном и гельветом. В районе Ракоша дацитовые туфы подстилают тортонские известняковые глины и песчаные известняки с налетами соли. Вблизи г. Дежа на дацитовых туфах залегают известковые глины с соляными толщами. Кроме дежских туфов, в разрезе тортона отмечены вулканогенные прослои, среди которых стратиграфическое значение имеют хедэреньские и гиришские туфы.

Образования сармата также богаты эффузивными породами. Многочисленные прослои туфов чередуются с песками и известковистыми глинами. Залегающие выше паннонские отложения представлены андезитовыми туфами, известковистыми глинами и песками. Среди четвертичных пород прослеживаются террасовые образования и аллювий.

Строение осадочного чехла Трансильванской впадины во многом определяется развитием в его разрезе соленосных отложений. Окраины этой впадины, особенно ее северо-западное и северное крылья, где отсутствуют толщи солей, характеризуются моноклиналим строением с падением палеогеновых пород в сторону погруженной центральной части впадины. Западное

моноклиналильное крыло Трансильванской впадины сравнительно узкое, а восточное перекрыто крупными вулканическими породами, слагающими горы Хергида-Келиман (рис. 64).

Моноклиналильная зона к центральной части впадины замещается зоной сильно смятых миоценовых пород, связанных с проявлением солянокупольной тектоники. В ряде мест этой зоны соляные массы выходят на поверхность, перекрываясь аллювиальными наносами или террасовыми образованиями. Со-



Рис. 64. Схематический разрез Трансильванской впадины [109]:

St — кристаллические породы; e — эоцен; ol — олигоцен; т₁ — первые средиземноморские ярусы; т₂ — вторые средиземноморские ярусы; т₃ — сармат; p₂ — понт.

лянокупольные структуры почти сплошным кольцом опоясывают Трансильванскую впадину, за исключением южной ее окраины.

Купола характеризуются сложным строением (рис. 65, 66). Они имеют вид диапиров, за исключением Дежской структуры, в которой хорошо прослеживается взаимосвязь отдельных возрастных комплексов и сохранено первоначальное положение солей в стратиграфическом разрезе. Здесь соляные массы залегают на дежских туфах, что позволяет точно датировать возраст солей как тортонский.

На западе Трансильванской впадины соляные массивы обнажаются в ядрах структур Окна-Сибинулуй, Блажа, Окна-Мурешулуй, Окнеле-Турда. Установлены также соляные диапиры в Кожокне, Апахиде и Герле-Деже. К востоку зона солянокупольных структур прослеживается в районе Бекляну (Сомеш) и Идечеуна-Муреше, а затем следует к долине Гиргиу к Оршо-ве. В юго-западной части Трансильванской впадины каменная соль погружается под вулканические образования горной цепи Гиргиу-Хергита, и соляные купола встречаются лишь в районе Совата, Прайда и Корунда, т. е. на участках, где изверженные породы размыты. Солянокупольные структуры отмечены также юго-восточнее Одорхей, в долине Хомородул-Мика и близ Рупя. К центральной части впадины соляные массы, вероятно, выклиниваются, здесь отсутствуют соляные диапиры и развиты более пологие брахиантиклинальные складки, которые являются объектом разведочного бурения на газ.

Приведенные выше краткие сведения о стратиграфии и тектонике Трансильванской впадины свидетельствуют о большой

роли вулканизма в развитии этого региона. Особенно важно отметить совпадение во времени и пространстве солеобразования и эффузивной деятельности, что дает основание говорить о приуроченности процессов солеобразования к периодам активной тектонической деятельности.

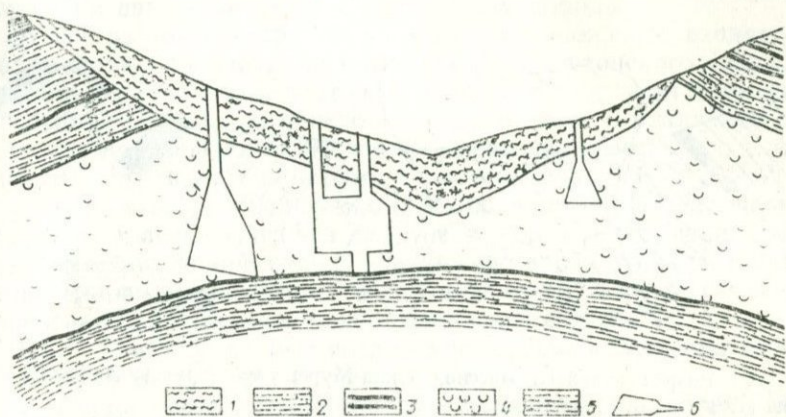


Рис. 65. Геологический разрез месторождения каменной соли Деесакны Трансильванской впадины [107]:

1 — лессная глина; 2 — соленосная глина; 3 — туф; 4 — главная масса соли; 5 — гипс и туф; 6 — соляные рудники.

Соленосный бассейн Румынских Карпат. Соляные массивы в Румынии встречаются также во внешней зоне Восточных Карпат, известной в геологической литературе под названием Румынской неогеновой зоны. Она простирается от юга Буковины до долины р. Дембовицы. Здесь, особенно в междуречье Дембовицы и Слэника (Бузэу), развиты складки диапирового типа, в связи с чем эту территорию часто именуют также «зоной диапировых складок» [109].

Во внешней неогеновой зоне хорошо изучены породы олигоцена, миоцена и плиоцена. Породы олигоцена обнажаются сравнительно редко и установлены в основном в сводах антиклиналей. Представлены они менилитами, дизодиловыми сланцами и песчаниками клива.

Миоценовые образования широко распространены в неогеновой зоне Румынских Карпат. В их разрезе большое место занимают соленосные породы. Сложная тектоника региона не позволяет однозначно определить возраст каменных солей, в связи с чем по этому вопросу существуют разногласия. В частности, И. П. Войтешти допускал очень древний архейский возраст солей зоны диапировых складок. В свою очередь, Н. Онческу [109] считает, что в этой зоне в неогене существовали по крайней мере две фазы, благоприятные для накопления солей — аквитанская и тортонская.

Породы миоцена в Предкарпатской зоне представлены первыми и вторыми средиземноморскими отложениями и сарматом, местами встречаются бугловские слои.

В состав первого средиземноморского комплекса входят породы аквитанского и бурдигальского ярусов.

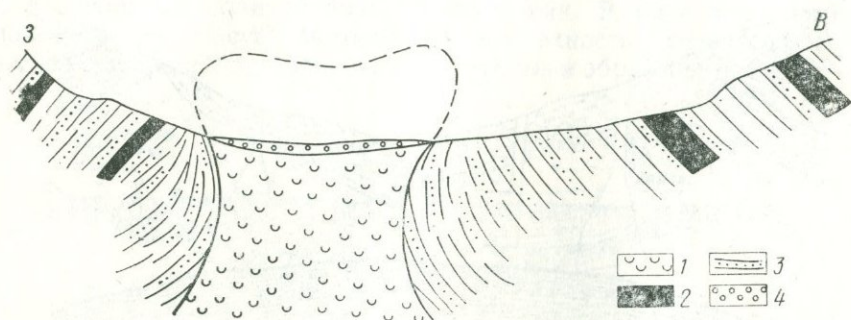


Рис. 66. Разрез соляного массива Окна-Мурешулуй Трансильванской впадины [198]:

1 — соляной массив; 2 — дацитовые туфы; 3 — глины и песчаники тортона; 4 — террасы.

По Н. Онческу, аквитанские образования начали формироваться в период интенсивных орогенических движений, в результате чего морские воды отступили из геосинклинальной зоны, район расчленился на ряд выступов и депрессий, в последних накопились мощные толщи солей. В связи с активной тектонической жизнью бассейна в период солеобразования аквитанские хомогенные породы невыдержаны, часто выклиниваются, плохо коррелируются. Наличие в солях прослоев глин и гипсов, которые в синклиналиях залегают на менилитовых образованиях, позволяют Н. Онческу датировать возраст некоторых солей как аквитанский.

По наблюдениям этого исследователя, в долине р. Праховы породы аквитанского яруса представлены известковистыми глинами и битуминозными сланцами с тонкими прослоями гипсов, рассланцованных битуминозных известняков, покрытых выцветами сульфатов и солей. Эта толща образований известна под названием слоев корну, которые в различных районах Румынского Предкарпатья содержат соляные массивы.

К образованиям бурдигальского яруса относят горизонт бребу, сложенный конгломератами, переслаивающимися с серыми и красновато-кирпичными слабосцементированными песчаниками. Горизонт конгломератов залегают на различных стратиграфических комплексах: соленосных и гипсоносных толщах аквитана, менилитах и других породах. На ряде соляных куполов в составе конгломератов отмечены древние изверженные и кристаллические породы, юрские и триасовые известняки, яшмы,

галька древних дотриасовых добруджских и зеленоцветных пород. Эти конгломераты И. П. Войтешти называл брекчией тектонического происхождения и связывал их генезис с поднятием соляных масс архейского возраста, которые захватили при своем движении глубоко залегающие породы.

В состав вторых средиземноморских отложений входят нерасчлененные образования гельветского и тортонского возраста, которые согласно залегают на бурдигальских конгломератах. Последние постепенно переходят в слоистые и в различной степени сцементированные песчаники, переслаивающиеся с песчанистыми или известковистыми глинами; мощность их 1500 м. В составе вторых средиземноморских отложений встречаются также пропластки гипсов и дацитовых туфов. Рассматриваемый комплекс отложений сильно засолен, в его разрезе широко развиты соляные источники и выцветы солей, в связи с чем эти образования назывались ранее соленосной свитой.

По Г. Попеску, вторые средиземноморские отложения можно расчленить снизу вверх на четыре толщи:

1. Толща туфов с глобегеринами, являющаяся аналогом дежского туфа в Трансильванской впадине и залегающая в основании соляных массивов на ряде диапировых структур.

2. Толща соляной брекчии, сложенная обломочным материалом, состоящим из пород эоцена, олигоцена, реже гельвета. В брекчии встречаются мощные скопления каменных солей.

3. Горизонт радиолариевых сланцев, представленный сланцами с прослоями мергелей, среди которых встречается пачка гипсов мощностью в несколько метров.

4. Толща известковистых глин со *Spiralis*.

Бугловские отложения представляют собой переходные образования между тортоном и сарматом и сложены серыми известковистыми глинами, часто переслаивающимися с рыхлыми песчаниками, содержащими желваки пирита и выцветы соли.

Сарматские отложения залегают несогласно на бугловских, тортонских и гельветских породах и представлены песчано-глинистыми образованиями с прослоями вулканического пепла.

Породы плиоценового возраста в Предкарпатской неогеновой зоне делятся на четыре яруса: мэотис, понг, дакий и левантий. Комплекс этот сложен песчано-глинистыми образованиями с прослоем туфов в нижней части. В отложениях дакийского яруса встречаются также многочисленные прослойки лигнитов.

Проявление солянокупольной тектоники приурочено к очень узкой 15—25-километровой полосе, простирающейся вдоль внешней зоны Румынских Карпат, причем зона открытых диапиров имеет протяженность около 80 км. В зоне развития диапировых складок осадочный чехол интенсивно нарушен. На ряде структур своды размыты и на поверхность выходят ядра, представленные соленосной глиной и чистой солью. С диапировыми структурами связаны основные залежи нефти в Социалистической

Республике Румынии. Крупные скопления нефти обнаружены на соленых диапирах Байкой-Цинтя, Гура-Окница, Кымпина и др.

Из изложенного следует, что в румынском неогеновом бассейне, как и в Трансильванской впадине, соляные толщи формировались во время крупных тектонических перестроек. Солеобразование в Восточных Карпатах сопровождалось излиянием вулканических продуктов, а также накоплением мощных толщ тектонической брекчии. Поэтому мы считаем принципиально неправильным утверждение Н. Онческу [109] о наличии миоценовых лагун, в которых накопились мощные толщи каменной соли.

Предкарпатский прогиб. К неогеновым породам приурочены скопления солей в Предкарпатском прогибе. Они занимают большую территорию в пределах Советского Союза и Польской Народной Республики и являются объектом промышленной разработки каменной и калийной солей.

Предкарпатский краевой прогиб по своим геологическим особенностям делится на две зоны: внутреннюю и внешнюю. Внутренняя зона граничит со складчатыми Карпатами, с их так называемой Скибовой зоной. Она зародилась в конце олигоцена—начале миоцена в северо-восточной части Карпатской геосинклинали. Севернее, на юго-западной окраине мезозойской платформы, в тортон-сармате была заложена внешняя зона Предкарпатского прогиба.

Внутренняя геосинклинальная зона характеризуется интенсивной складчатостью и развитием тектонических нарушений, тогда как во внешней приплатформенной зоне в осадочном чехле встречаются брахиантиклинальные поднятия, разбитые разломами на отдельные блоки [41, 57].

Внутренняя зона Предкарпатского прогиба сложена миоценовыми молассовыми отложениями, под которыми залегают отложения карпатского флиша. Последние имеют возраст от верхнего мела до олигоцена.

Разрез неогеновых отложений начинается породами воротыщенской серии, которая делится на три свиты: нижне-, средне- и верхневоротыщенскую.

Нижневоротыщенская свита сложена загипсованными соленосными глинами с прослоями песчаников, песчано-глинистой брекчии, местами линзами соли и гипса (рис. 67). На отдельных участках в нижневоротыщенских образованиях встречаются свинцово-цинковые оруденения.

Средневоротыщенская, или загорская, свита характеризуется развитием грубообломочных образований (рис. 68). В ее составе различают так называемые жупные песчаники, песчано-глинистые брекчии и конгломераты, песчаные и алевролитовые глины и алевролиты. К юго-востоку нижне- и средневоротыщенские образования переходят в слободские конгломераты.

Верхневоротыщенская свита содержит засоленные и заглинованные глины с прослоями песчаников и алевролитов (рис. 69). В ряде районов Прикарпатья с породами верхневоротыщенского возраста связаны залежи калийных солей (Стебник, Моршин

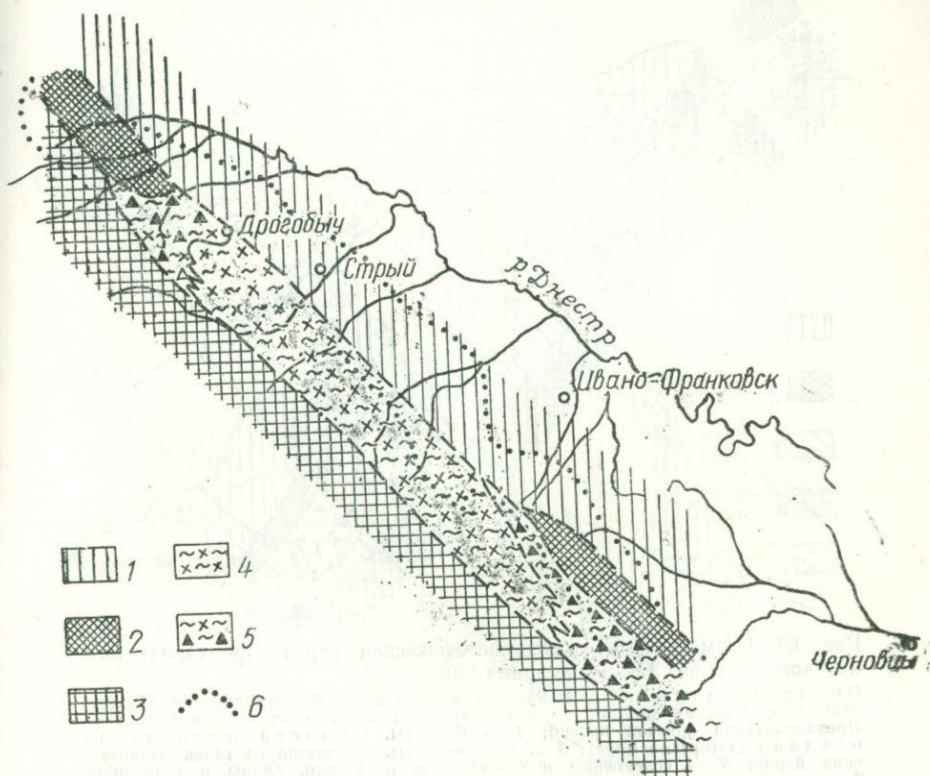


Рис. 67. Схематическая палеогеографическая карта Предкарпатского краевого прогиба. Нижневоротыщенское время [40].

Области размыва: 1 — Русская платформа; 2 — палеозойские складчатые сооружения; 3 — Карпаты. Области накопления осадков (нижневоротыщенское море): 4 — соленосные глины; 5 — соленосные глины с включениями галек карпатских и палеозойских пород; 6 — современные контуры внутренней зоны Предкарпатского краевого прогиба.

и др.), а также толщи гипсов. В юго-восточной части Предкарпатского прогиба эта свита замещается песчаниками, алевролитами и глинами добровотской свиты.

Общая мощность воротыщенской серии около 1500 м. Образования ее соответствуют бурдигальскому ярусу.

Выше по разрезу залегают образования стебникской свиты, которые местами согласно перекрывают воротыщенские породы, а иногда и трансгрессивно (рис. 70). Сложены они красновато-серыми глинами с прослоями песчаников. В верхней части разреза встречаются массивные песчаники, которые известны под

названием саджавских. К юго-востоку от Дрогобыча в разрезе пород стебникской свиты отмечается их загипсованность и появляются линзы каменных и калийных солей (Калуш, Ланчин и др.). В районе г. Калуша и с. Красного к нижней части верх-

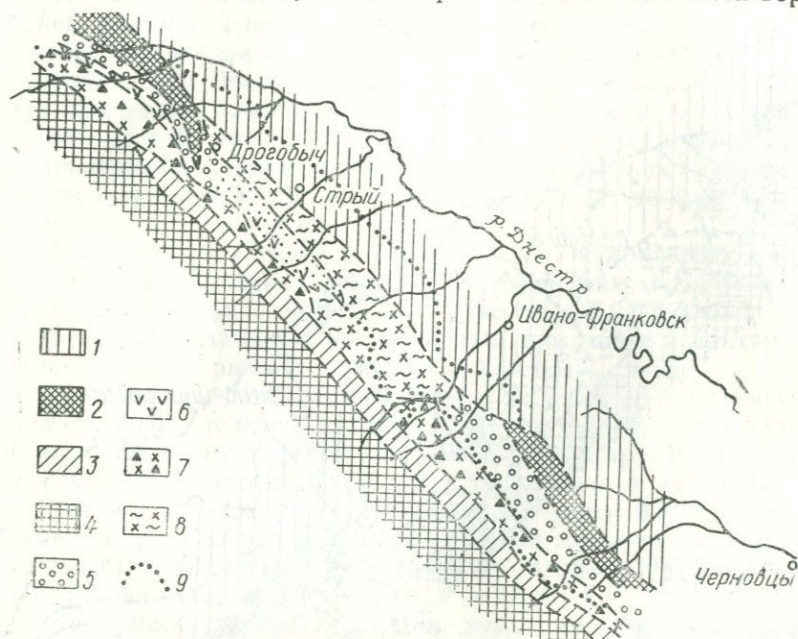


Рис. 68. Схематическая палеогеографическая карта Предкарпатского краевого прогиба. Загорское время [40].

Области размыта: 1 — Русская платформа и послегерцинский Предкельско-Сандомирский прогиб; 2 — палеозойские складчатые сооружения; 3 — Предкарпатский краевой прогиб; 4 — Карпаты. Области накопления осадков (загорское море): 5 — конгломераты, состоящие из галек палеозойских пород; 6 — соленосные и гипсоносные песчаники, глины и гравелиты; 7 — соленосная и гипсоносная брекчия, состоящая из обломков карпатских пород; 8 — соленосные глины и песчаники; 9 — современные контуры Внутренней зоны Предкарпатского краевого прогиба.

нестебникской подсвиты приурочены сравнительно мощные горизонты туфов, а в песчаниках стебникской свиты наблюдаются медные оруденения в районе Надворной, Делятина, Ланчина и др. [86]. Максимальная мощность пород стебникской свиты превышает 2000 м.

На некоторых участках породы стебникской серии перекрываются образованиям балицкой серии. По литологическому составу они очень напоминают породы стебникской серии. Во внешней зоне Предкарпатского прогиба на размытой поверхности юрских и верхнемеловых пород залегают барановские слои, сложенные мергелями, известняками и песчаниками. Мощность балицкой серии 1500 м, а барановских слоев — 20—50 м. Породы стебникской и балицкой серий относятся к гельветскому ярусу.

Разрез неогена венчают отложения галицкой серии, которые по своему возрасту относятся к верхнему тортону — среднему сармату. Представлена свита глинами, песчаниками, гипсами и ангидритами, иногда встречаются прослои туфов и туффитов

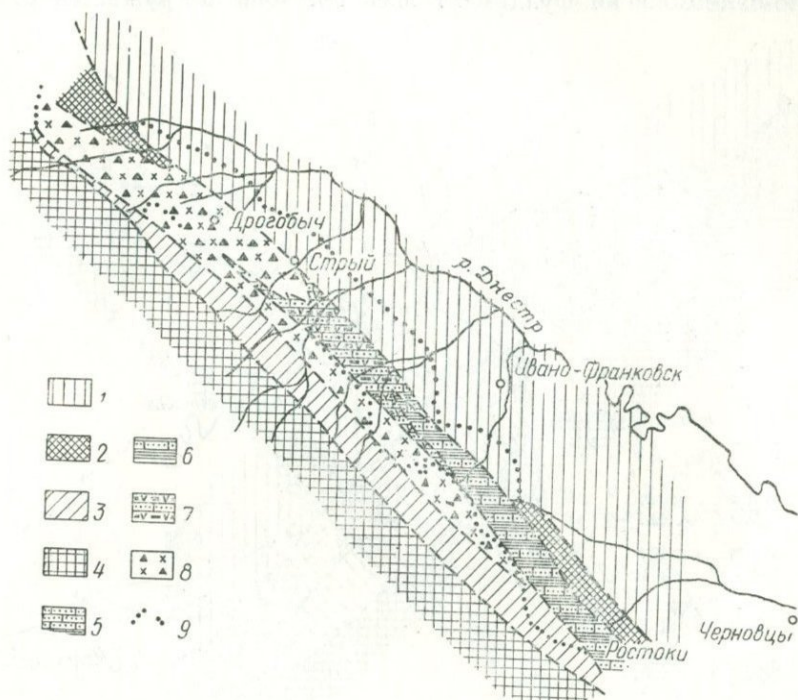


Рис. 69. Схематическая палеогеографическая карта Предкарпатского краевого прогиба. Верхневоротыщенское время [40].

Области размыва: 1 — Русская платформа и послегерцинский Предке-лецко-Сандомирский прогиб; 2 — палеозойские складчатые сооружения; 3 — Предкарпатский краевой прогиб; 4 — Карпаты. Области накопления осадков (верхневоротыщенское море): 5 — чередование песчаников (преобладают) и аргиллитов; 6 — чередование аргиллитов (преобладают) и песчаников; 7 — чередование аргиллитов и песчаников, породы слегка загипсованные и засоленные; 8 — соляно-глинистая брекчия; 9 — современные контуры Внутренней зоны Предкарпатского краевого прогиба.

(рис. 71). Галицкая серия, в свою очередь, делится на свиты. Максимальная мощность серии 5000 м.

Породы неогена перекрываются аллювиальными, флювиогляциальными и другими образованиями четвертичной системы. В неогене усилилось формирование карпатского горного сооружения, которое сопровождалось интенсивными вулканическими излияниями. На фоне общего воздымания произошло образование Предкарпатского краевого прогиба, связанное с опусканием участка земной коры по системе глубоких разломов. Такими разломами на севере являлись Калушский, Городоцкий

и др., кулисообразно заходящие друг за друга. Между внешней и внутренней зонами Предкарпатского прогиба прослеживается Стрыйский, или же Предкарпатский, глубинный разлом, представляющий собой систему разрывов типа сбросов, по которым мезо-палеозойский фундамент внешней зоны погружается сту-

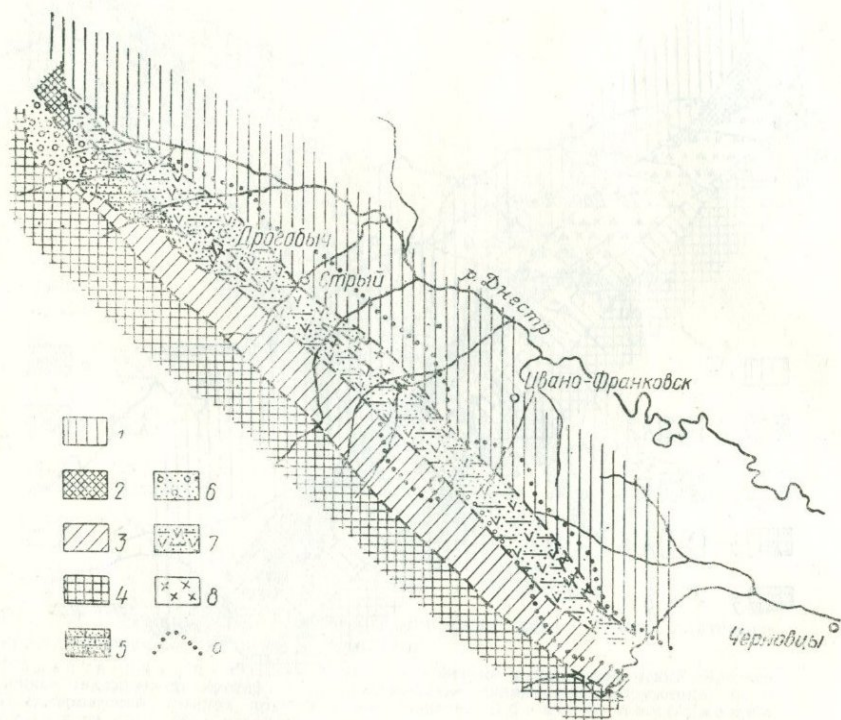


Рис. 70. Схематическая палеогеографическая карта Предкарпатского краевого прогиба. Стебникское время [40].

Области размыва: 1 — Русская платформа и послегерцинский Предкелицко-Сандомирский прогиб; 2 — герцинское складчатое сооружение; 3 — Предкарпатский краевой прогиб; 4 — Карпаты. Области накопления осадков (стебникское море): 5 — песчаники; 6 — песчаники, гравелиты и конгломераты из палеозойских пород; 7 — песчаники и глины с прожилками гипса; 8 — каменная и калийная соли; 9 — современные контуры Внутренней зоны Предкарпатского краевого прогиба.

пенчато к северо-западу. Существует также система разломов, которая отделяет Предкарпатский прогиб от складчатых Карпат. Кроме продольных разломов, в Предкарпатском прогибе установлен ряд поперечных разрушений, расчленяющих его территорию на отдельные блоки [58].

Накопление соленосных толщ в Предкарпатском прогибе происходило во время активных тектонических движений. В ранневортыщенское время накапливались засоленные глины, линзы солей и гипсов, а также рудоносные брункит-галенитовые образования.

По данным В. В. Глушко [86], в разрезе нижневоротыщенской свиты в районе Болехова бурением вскрыты линзы каменной соли мощностью 100—170 м, которые полностью выклиниваются на расстоянии 650 м. Аналогичные скопления солей отмечены также в других районах прогиба. В скважинах, пробуренных

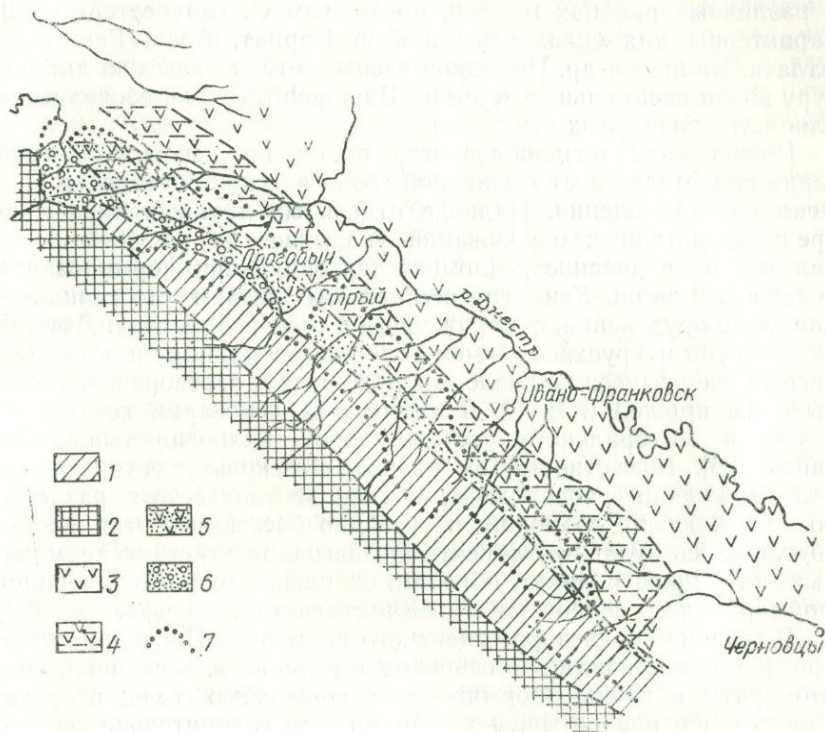


Рис. 71. Схематическая палеогеографическая карта Предкарпатского краевого прогиба. Тирасское время [40]:

Области размыва: 1 — Предкарпатский крайовой прогиб; 2 — Карпаты. Области накопления осадков (тирасское море): 3 — гипсы и ангидриты; 4 — гипсы и ангидриты с примесью терригенного материала; 5 — песчаники и глины с прожилками и линзами гипса; 6 — конгломераты из карпатских пород; 7 — современные контуры Внутренней зоны Предкарпатского краевого прогиба.

в районе Болехова в гипсах и ангидритах, обнаружены включения пирита, галенита и сфалерита. Кроме Болехова, свинцово-цинковые проявления известны также в районе Трускавца, Дзвиняча, Старуни и других населенных пунктов, при этом в некоторых местах встречаются довольно значительные их концентрации [86]. Характерной особенностью предкарпатских соленосных образований является широкое развитие соляно-глинистых брекчий, сложенных перемятыми глинами с мелкими остроугольными обломками более плотных глин и алевролитов. Породы сильно засолены; соль насыщает всю массу терриген-

ных пород, цементируя ее. Она часто заполняет трещины в терригенных обломках, в результате чего вся масса пород пронизана соляными прожилками и включениями чистой соли. Эти соленосные образования миоценового возраста Карпат известны под названием зубера. Аналогичные породы часто встречаются в различных районах мира и, по данным О. Шаубергера [228], характерны для складчатых поясов Карпат, Альп, Гималаев, Атласа, Балкан и др. Немецкие ученые в геологическую литературу ввели специальный термин «Haselgebirge» для обозначения глинисто-соленосных брекчий.

Интенсивная раздробленность пород нижневортыщенской серии свидетельствует о сложной геологической обстановке времени соленакопления. Наличие отдельных крупных линз соли среди терригенных образований указывает на расчлененность рельефа и проявление разломной тектоники при формировании соленосных толщ. Учитывая все это, мы считаем, что свинцово-цинковые оруденения, обнаруженные в районе Помпирок, Дзвиняча, Старуни и Трускавца, имеют глубинную природу и образовались за счет выноса по разломам рудоносных растворов. К таким выводам пришел и Е. К. Лазаренко на основании детального изучения минерального состава пород нижневортыщенской свиты [86]. В частности, он пишет: «Поскольку трускавецкие рудопроvincia расположены вблизи тектонического разлома, то не исключена возможность, что дно бассейна в этих местах обогащалось рудными элементами благодаря действию термальных источников и, таким образом, скопление рудных минералов формировалось осадочным путем в стадию диагенеза».

В течение средневортыщенского времени в Предкарпатском прогибе накапливались в основном алевролиты, песчаники, конгломераты и глины. Формирование соленосных толщ возобновилось в верхневортыщенское время и за сравнительно небольшое время накопилась мощная толща засоленных и загипсованных глин и песчаников, соляно-глинистых брекчий, а также чистых залежей каменной и калийной солей. Скопления солей имеют вид небольших линз, изолированных друг от друга, со своим специфическим минеральным свойством [86]. В районе Стебника скопления калийных солей являются объектом промышленной разработки. Интенсивная перемятость пород, наличие брекчий указывают на проявление мощных подвижек земной коры во время соленакопления, что, безусловно, не увязывается с классическими представлениями об образовании соленосных толщ в лагунах.

Крупные залежи каменной и калийной солей сосредоточены в стебникской серии. В районе г. Калуша к породам этой серии приурочено известное месторождение калийных солей. Как и в вортыщенских отложениях, соль в стебникских слоях залегает линзообразно. Она характеризуется интенсивной перемятостью и загрязненностью глинистым материалом. Все это указывает

на синхронность тектонических движений и солеобразования. Тогда же в Карпатах происходили вулканические извержения, что подтверждается наличием прослоев туфов и туффитов в надсолевой и подсолевой толщах в окрестностях Калуша [74]. В ряде мест Предкарпатья (Надворная, Делятин, Ланчин и Грабовка) к породам стибникской серии приурочены проявления медной минерализации [86]. Совокупность материалов по геологическому строению стибникской серии позволяет нам сделать вывод, что медная минерализация песчаников генетически связана с глубинными процессами и не была образована в результате осадочной дифференциации, как это принято считать в настоящее время.

Соленакпление в Карпатском регионе заканчивается формированием гипсово-ангидритовых толщ верхнего тортона. Развиты они во внешней зоне Предкарпатского прогиба, а во внутренней они замещаются терригенными образованиями, среди которых значительное место занимают брекчии и конгломераты. В терригенных породах внутренней зоны нередко встречаются прослой гипса, а также загипсованные глины. Характерной особенностью гипсово-ангидритовых слоев является приуроченность к ним вулканических туфов [16], которые подстилают и перекрывают эти слои.

Резюмируя приведенные выше данные, можно констатировать, что солеобразование в Карпатском регионе синхронизировалось с воздыманием складчатой зоны, возникновением и развитием Предкарпатского прогиба, которое связано с опусканием по глубинным разломам участка земной коры. Все эти процессы сопровождались вулканическими проявлениями. По разломам из глубин выносились также рудоносные растворы и одновременно с накоплением соли возникали минеральные образования, обогащенные медью, цинком, свинцом и другими элементами.

Существование в неогене Предкарпатья аридного климата не доказано. Утверждение, что соль накапливалась в результате выпаривания морской воды, ничем не аргументировано и исходит из априорных понятий об образовании галогенных толщ в лагунах в условиях аридного засушливого климата.

Закарпатский прогиб. Неогеновые соленосные образования развиты в Закарпатском внутреннем прогибе, расположенном в юго-западной части Советских Карпат. С северо-запада этот прогиб ограничен зоной Пенинских утесов, с юго-запада — прогибом Алфольд, составляющим окраинную часть обширной Венгерской, или Паннонской, депрессии. Юго-восточный борт прогиба контактирует на территории Румынии с бассейном Муреш [112].

В тектоническом отношении Закарпатский внутренний прогиб представляет собой узкую впадину, вытянутую с северо-запада на юго-восток. Прогиб характеризуется сложным строением: он нарушен системой продольных и поперечных разломов, которые

расчленяют его фундамент на ряд блоков. Выполнен он мощной (6 км) толщиной осадочных и вулканогенных, преимущественно неогеновых, образований, среди которых встречаются массивы каменной соли.

В основании неогенового прогиба залегают фундамент, сложенный породами палеозоя (?), мезозоя и палеогена. К палеозойским породам предположительно относят различной степени метаморфизованные образования, представленные кристаллическими сланцами, известняками и другими породами.

Возраст диабазово-туфовой толщи, залегающей под осадками неогена в районе Берегово, определяется большинством исследователей как предъюрский. На основании некоторого сходства доломитов и известняков, вскрытых скважинами на Залужской площади с триасовыми образованиями Карпатской зоны, допускают возможный триасовый возраст этой толщи.

Темно-серые известняки, вскрытые скважинами на Сокирницкой площади, содержат аммониты и другие фаунистические остатки юрского периода.

Палеонтологически обоснованы как меловые мергели, встречающиеся на площадях Тересва, Тячево, Золотарево, Залуж, так и известковистые аргиллиты с прослоями песчаников, мергелей и известняков площадей Тереля и Солотвино.

Палеогеновые отложения зафиксированы в скважинах, пробуренных в районе Ужгорода, Залужа, Солотвино, в составе подгальского флиша, представленного песчано-гравелитистой толщей пестроцветного палеогена, черного палеогена и песчано-го флиша Пенинской зоны.

Неогеновые отложения залегают с резким угловым и стратиграфическим несогласиями на разновозрастном фундаменте.

В основании неогеновой толщи встречаются миоценовые молассовые образования буркаловской свиты, возраст которой определяется как бурдигальский. К гельветским отложениям относят терешульские конгломераты.

Риолит-дацитовые туфы с прослоями туффитов, мергелей и аргиллитов слагают новоселицкую, или даниловскую, свиту. Эти образования широко развиты в пределах Закарпатского прогиба. Они залегают на фундаменте, а также на буркаловской свите или терешульских конгломератах. Возраст даниловской свиты гельвет—тортон.

К тортонским образованиям относят тереблинскую, солотвинскую, тересвинскую и басхевскую свиты. Тереблинская делится на две подсвиты: нижнереблинскую, сложенную темно-серыми аргиллитами с прослоями алевролитов, песчаников, реже туфов, туффитов, гипсов и ангидритов, и верхнереблинскую, представленную галогенными образованиями. Солотвинская сложена песчано-глинистыми породами с прослоями риолит-дацитовых туфов и, в свою очередь, расчленяется на затонскую, банскую и глудскую подсвиты. Тересвинская на большей части террито-

рии представлена глинистыми образованиями, и только в юго-восточной части в ее разрезе появляются риолит-дацитовые туфы и конгломераты. Басхевская сложена песчано-глинистыми породами.

В составе сарматских отложений Закарпатья различают добровотскую, луковскую и алмашскую свиты. Представлены они песчано-глинистыми образованиями с прослоями известняков, в двух верхних свитах в разрезе очень часто встречаются пласты туфов и туфитов.

Породы паннона составляют изовская и кошелевская свиты. Нижняя свита, кроме глин и алевролитов, содержит туфы и туфиты, верхняя — грубозернистые песчаники и пестроцветные глины.

К отложениям левантина принадлежит туфогенно-угленосный комплекс ильницкой свиты, который перекрывается пестрыми глинами с прослоями песчаников и галечников чопской свиты плейстоцена.

Большинство исследователей выделяет в Закарпатском прогибе две впадины: юго-восточную — Солотвинскую (иначе Верхнетиссенскую, или Мармарошскую) и западную — Чоп-Мукачевскую, а также Выгорлат-Гутинскую вулканогенную гряду, которая окаймляет с севера Мукачевскую впадину, а затем изменяет простирание на субмеридиональное и отделяет Солотвинскую впадину от Чоп-Мукачевской. М. И. Петрашкевич [112] считает необоснованным разделение Закарпатского прогиба на две впадины, поскольку вся эта область представляет собой единую прогнутую зону, а Выгорлат-Гутинский хребет является поверхностным покровом эффузивов, излившихся на различные части впадины.

В структурном отношении Закарпатский прогиб неоднороден. Его северо-восточный борт характеризуется относительно спокойным залеганием пород, моноклинально погружающихся к юго-западу. В центральной части развиты соляные диапиры и антиклинальные поднятия. Южная зона прогиба является зоной Припаннонского глубинного разлома, в связи с чем этой части прогиба свойственно сложное блоковое строение, развитие интрузивного вулканизма, полиметаллического оруденения.

Соленосные отложения миоцена, развитые в центральной части прогиба, прослеживаются от Восточной Словакии через Закарпатье до Северной Румынии. Они образуют диапировые структуры, прорывающие весь комплекс осадочных образований, и перекрываются аллювиальными отложениями мощностью 30—50 м (рис. 72). Как правило, соляные массы осложняют гребневидные антиклинальные поднятия, располагаясь на их сводовых частях. На многих структурах с соленосными толщами ассоциируются вулканогенные породы (рис. 73, 74).

Формирование галогенных толщ миоценового возраста в Закарпатском прогибе приурочено к наиболее активному периоду

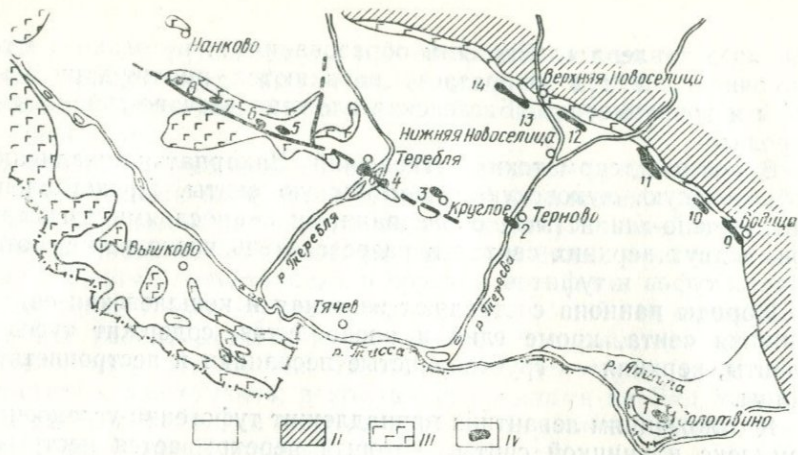


Рис. 72. Схематическая карта распространения соляных структур в Закарпатье [87]:

I — отложения миоцена, плиоцена и четвертичные; II — отложения палеогена и юры; III — вулканические и вулканогенные породы; IV — соляные структуры: 1 — Солотвинская, 2 — Тересвинская, 3 — Круглая, 4 — Тереблинская, 5, 6 — Александровские, 7 — Даниловская, 8 — Барановская, 9 — Водичкая, 10 — Басхевская, 11 — Соляная, 12 — Нижненовоселицкая, 13 — Верхненовоселицкая, 14 — Вульховецкая.

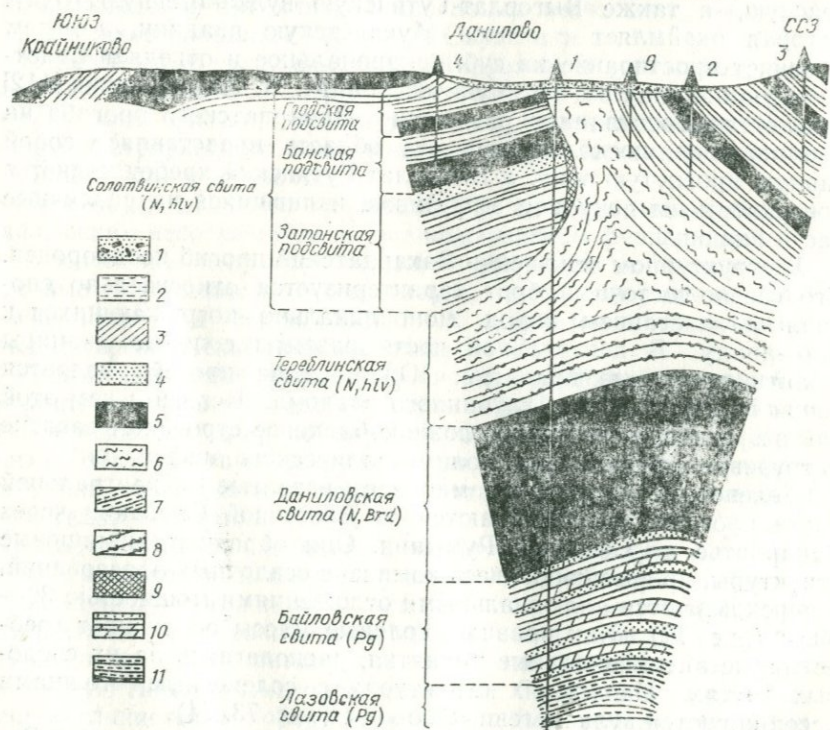


Рис. 73. Разрез Даниловской соляной структуры Закарпатского прогиба [75]: 1 — аллювий; 2 — гипсо-глинистая шляпа; 3 — расщепленные глины и алевролиты; 4 — песчаники; 5 — дацитовые туфы и туффиты; 6 — каменная соль; 7 — соленосная глина; 8 — аргиллиты и алевролиты, сверху с пропластками ангидрита; 9 — приконтурная брекчия соляного тела; 10 — песчаники, алевролиты, аргиллиты, мергели; 11 — алевролиты с подчиненными прослоями мергелей и песчаников.

развития Карпатского региона. В конце олигоцена и в миоцене горные сооружения Карпат окончательно поднялись и вступили в фазу континентального развития. С миоценом связано основное проявление вулканической деятельности в Карпатской гео-

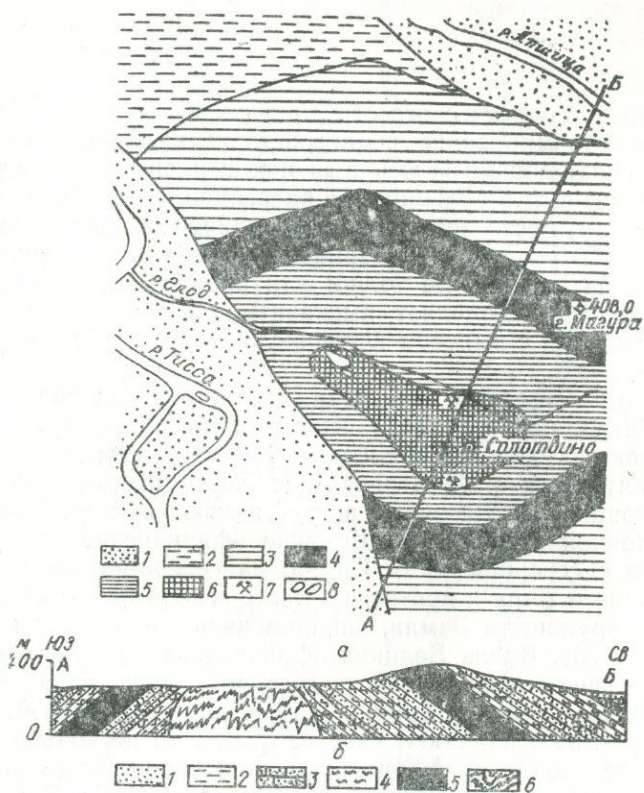


Рис. 74. Геологическая карта (а) и разрез (б) Солотвинского месторождения [87]:

1 — четвертичные аллювиальные галечники, пески и глины; средний миоцен; 2 — тересвинская свита, песчаники, глины, туфы и конгломераты; 3 — хустецкая свита, глины, песчаники; 4 — туфы новоселицкого маркирующего горизонта; 5 — солотвинская свита, глина и песчаники; 6 — тереблинская свита, аргиллиты, алевролиты, песчаники, каменная соль и соленосная глина; 7 — шахты; 8 — соленые озера. Разрез: 1 — четвертичные отложения; 2 — песчаники, туфы, глины, конгломераты; 3 — песчаники; 4 — глины; 5 — туфы новоселицкого горизонта; 6 — каменная соль и соленосная глина.

синклинали [17]. Одновременно с вулканическими излияниями происходило накопление соленосных толщ тереблинской свиты.

Таким образом, геологическая обстановка периода солеобразования в Закарпатском внутреннем прогибе не соответствует укоренившимся представлениям о зависимости накопления солей от климатических условий, т. е. что формирование солей происходило в отшнурованных бассейнах под влиянием жаркого и засушливого климата.

Из анализа геологического строения соленосных бассейнов следует, что формирование соляных толщ в каждом отдельном регионе синхронизировалось с периодами активного тектонического развития и в большинстве бассейнов в период накопления солей имели место вулканические излияния. Приведенный в предыдущих разделах материал противоречит классическим взглядам на соленосные толщи как продукт сгущения океанической воды и позволяет высказать предположение о связи соленакпления с выносом глубинного вещества Земли по крупным разломам.

Важное значение в выяснении роли крупных разломов как путей миграции глубинного вещества Земли в верхние части коры имеют исследования современных их аналогов. Типичными представителями рассматриваемых тектонических элементов, проявляющихся в настоящее время, являются глубинные разломы Восточной Африки [18]. Великие африканские разломы начинаются в северной части Сирии, на северо-восточном берегу Средиземного моря и протягиваются с севера на юг на расстоянии $1/6$ окружности Земли, заканчиваясь южнее устья р. Замбези (рис. 75). Вдоль Великих африканских разломов расположено Мертвое море, долина р. Иордан, залив Акаба, Красное море. Южнее Красного моря, в северо-западной части Аденского залива, разломы изменяют свое направление несколько на юго-запад и переходят на Африканский континент. Здесь простираются зоны разломов отмечается цепью озер: Аббе, Звай, Абая, Чамо, Рудольф, Натрон, Эяси, Ньяса, а затем продолжается по заболоченной долине южнее устья р. Замбези и выходит к побережью Индийского океана. Кроме основной линии разломов имеется ряд дополнительных, из которых важнейшим является направление, присоединяющееся к основной системе у северного берега оз. Ньяса. Внутри этой ветви разломов расположены озера Танганьика, Киву, Эдуард и Альберт [148].

Зона Великих африканских разломов прослеживается в рельефе в виде глубокого крутостенного рва, на дне которого расположены не имеющие стока озера, воды которых очень часто насыщены солями [107]. Особенно четко выделяется западная ее ветвь. Длинная и глубокая скалистая впадина Танганьика считается примером тектонической котловины. О размерах происходивших здесь тектонических движений можно судить по современной физико-географической обстановке. Расположенное

в пределах этого участка разломов оз. Танганьика одно из глубочайших в мире и после оз. Байкал занимает второе место. Глубина его 1435 м. Берега отвесные и крутые, поднимающиеся над озером на высоту 2000—3000 м.

Эти грандиозные перемещения земной коры сопровождались излиянием громадных количеств лавы, о чем свидетельствуют

многочисленные вулканы, расположенные вдоль зоны Великих африканских разломов. Так, на берегу Красного моря в районе г. Массава имеется большое количество хорошо сохранившихся конусов, а сбросовая долина Афар, в пределах которой находится Данакильская соляная долина, по всей территории покрыта лавами, шлаками и другими продуктами вулканических извержений и содержит ряд горячих высокоминерализованных источников. М. Неймайр [107] отмечает, что недалеко от г. Эдды находятся действующие вулканы Дубби и Эртеали. Далее вглубь Африканского материка расположен крупный вулкан Дофане, относящийся к типу сольфатар, потухший вулкан Бохан и ряд других более мелких вулканических конусов. Вдоль р. Аваш протягивается цепь крупных вулканов, таких как Харро, Денди, Суквала, высота которых достигает 3000 м и более. Ряд вулканов наблюдается в районе оз. Рудольфа. Наиболее активно проявляется вулкан Телеки, постоянно выбрасывающий из кратера черные столбы дыма с запахом хлора и серы. Крупнейшие вершины Африканского континента высотой более 5—6 тыс. м (гора Килиманджаро, Кения, Чибчарания, Элхгон, Марсова, Сеттима, Кинангоп, Дьюлу, Меру, Этхи и др.) являются потухшими вулканами и расположены в пределах Великих африканских разломов. Выброшенная ими лава разбила сбросовую долину на отдельные участки, которые, заполнившись водой, образовали озера.

Специальные исследования Ф. Дикси [55] показали, что система Великих африканских разломов возникла на месте ослаб-

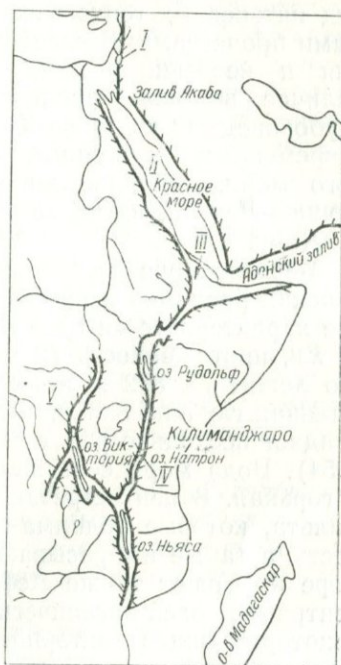


Рис. 75. Сбросовые долины Восточной Африки (по У. Грегорю, 1921):

I — границы сбросовых долин; I — Мертвое море; II — глубоководные впадины Красного моря; III — Данакильская долина; IV — Вулкан Ол-Донньо Ленган; V — оз. Киву.

ленных участков земной коры, в пределах которых трещины и нарушения проявлялись еще в докембрии. С юрского времени эти участки начали испытывать поднятия, в сводах которых затем произошло опускание земной коры вдоль параллельных сбросов.

В зоне развития Великих африканских разломов встречается ряд интересных геологических явлений, обусловленных глубинными процессами. Важнейшие из них: повышенная минерализация и необычный химический состав вод Мертвого моря, наличие высокоминерализованной воды в придонных слоях глубоководных участков Красного моря, развитие мощных толщ современных галогенных образований на побережье Красного моря, излияние лав, состоящих из соды, вулканом Ол-Доиньо-Ленгаи, содержание метана и углекислоты в водах оз. Киву.

Мертвое море расположено в северной части Великих африканских разломов и представляет собой бессточное озеро, которое характеризуется грабенообразным строением. Ширина моря 15 км, протяженность 72 км, площадь около 1000 км². Уровень его лежит на 392 м ниже уровня Средиземного моря, максимальная глубина 356 м, абсолютная отметка дна 748 м. В озеро впадает несколько рек, самая большая из них р. Иордан (БСЭ, 1954). Вода моря совершенно прозрачна, чрезвычайно соленая и горькая. В ней встречаются в большом количестве куски асфальта, которые поднимаются со дна и всплывают на поверхность, а также выбрасываются на берег, в связи с чем Мертвое море называют также Асфальтовым [116]. Из-за высокой концентрации солей органической жизни в море нет за исключением некоторых видов бактерий. Рыбы и другие организмы, которые приносятся реками в море, сразу же погибают.

Соленость моря в среднем составляет 26%, т. е. в 7,5 раз больше солености Мирового океана. Соль, растворенная в водах Мертвого моря [181], в пересчете с английских мер на метрические, содержит (в г/л): MgCl₂ — 105,45; NaCl — 72,88; KCl — 15,54; CaCl₂ — 8,49; MgBr₂ — 4,94; Mg(NO₃)₂ — 2,50; CaSO₄ — 2,33; CaCO₃ — 1,00; окислы Fe, Al — 0,14; потери составляют 4,53 г/л. Кроме того, она содержит органическое вещество и кристаллическую воду. Общая минерализация — 217,8 г/л, удельный вес воды — 1,1528 г/см³ при температуре 15,5° С.

Количество солей, растворенных в водах Мертвого моря, очень большое. Подсчитано, что если выпарить всю воду моря, то на дне его образуется пласт соли мощностью 100 м. Напомним, что при выпаривании Мирового океана, при средней его глубине 3800 м, мощность осадка составляет всего 60 м.

В водах Мертвого моря содержится 43 млрд. т солей, в том числе (БСЭ, 1954): KCl — 2, NaCl — 11, MgCl₂ — 22, CaCl₂ — 6, MgBr₂ — 1, другие — 1.

Несмотря на большую минерализацию вод моря, садки солей не происходит. Дно моря покрыто илами, в которых встречаются кристаллики солей, причем на прибрежных участках их больше [106]. Количество солей, растворенных в Мертвом море, и их химический состав не постоянны и характеризуются различными значениями на отдельных участках. Объясняется это наличием минеральных источников на дне моря [218]. Неравномерно также распределена соль в водах моря и по глубине. Г. М. Лийс [97], впервые обративший на это внимание, отметил, что насыщение вод солями возрастает с глубиной: на поверхности концентрация солей составляет 19,2%, на глубине 20 м — 20,7, 42 м — 24,3, 120 м — 24,6, 200 м — 25,1, 300 м — 26,0.

Характеризуя Мертвое море, Ф. Солси [226] и Н. Ф. Зограф [62] в своих дорожных записках упоминают о наличии горячих сернистых источников на западном его берегу и выделении вредных ядовитых испарений со дна моря. Н. Ф. Зограф придерживается мнения, что «нахождение по берегам Мертвого моря горячих серных ключей являются свидетелями о несомненном присутствии в окрестностях Мертвого моря вулканических подземных сил. Эти силы дают о себе знать также и землетрясениями, которые в Палестине нередки и повторяются до самого последнего времени».

Происхождение солей в Мертвом море одни исследователи связывают с многочисленными минеральными источниками вулканического происхождения, другие — с растворением солей соляного купола Джебел-Уздум, расположенного в юго-западном углу моря [218].

Если допустить, что соли вод Мертвого моря образовались в результате размыва соляного купола, то для получения 43 млрд. т соли необходимо растворить 20 км³ купола. Это допущение не подтверждается фактическими данными. На основании изучения геологического строения солянокупольных районов установлено, что при выщелачивании солей купола покрываются кепроками, которые затем защищают соль от дальнейшего размыва. Поэтому более правильно будет связывать минерализацию вод Мертвого моря с поступлением продуктов дегазации из недр Земли по глубинным разломам.

Кроме этого, химический состав солей Мертвого моря нельзя объяснить, исходя из гипотезы о растворении водами соляного купола Джебел-Уздум. По сообщениям Г. М. Лийса, ядро купола составлено плотной каменной солью, которая прорывает гипсы и гипсовые мергели джебел-уздумской свиты. Если бы минерализация вод Мертвого моря была связана с размывом соляного купола, то воды моря должны были содержать в основном NaCl, CaSO₄ и CaCO₃.

Однако, как упоминалось, в составе солей Мертвого моря преобладает MgCl₂, NaCl, KCl, CaCl₂, MgBr₂, Mg(NO₃)₂ и незначительное количество CaSO₄ и CaCO₃. Не вызывает сомнения,

что некоторое количество солей из купола Джебел-Уздун растворилось и находится в водах Мертвого моря, но таких компонентов, как CaCl_2 и $\text{Mg}(\text{NO}_3)_2$ нет в составе солей купола; наличие их в водах моря можно объяснить только привнесом их из глубинных зон Земли по разломам.

Большой интерес представляет нахождение в составе солей Мертвого моря азотокислой соли магнезия — $\text{Mg}(\text{NO}_3)_2$. В морской воде соли азотной кислоты встречаются в очень небольших количествах, измеряющихся единицами миллиграммов на тонну воды [154]. Происхождение их обычно связывают с бактериальным окислением органического вещества [242]. В осадках соли азотной кислоты находятся в больших количествах, например, известное месторождение селитры в Чили. Генезис залежей чилийской селитры П. Н. Чирвинский [154], вслед за О. О. Баклундом, связывал с глубинными процессами, обусловленными вулканизмом. Более детально этот вопрос разработан, а также подтвержден экспериментами Дж. Е. Эриксона [186]. По его данным, на восточных склонах Анд, в северной части Чили риолитовый туф занимает огромную территорию. Он залегает в виде полосы меридионального простирания длиной 550—600 км, шириной 60—150 км. Параллельно туфовой полосе расположены месторождения селитры. Дж. Е. Эриксен считает, что залежи селитры возникли осадочным путем из растворов, обогащенных солями азотной кислоты в результате выщелачивания их из риолитовых туфогенных осадков. Специально проведенные эксперименты показали, что при кратковременном действии (около 10 ч) горячих вод на риолитовый туф, последний растворяется в пределах 0,19—0,25% начального веса образца. В раствор переходят такие компоненты, %: NO_3 — 0,0014—0,0055; Cl_2 — 0,0014—0,0055; SO_3 — 0,0317—0,0367; F_2 — 0,0004; B — 0,0003; CO_2 — 0,0009; SiO_2 — 0,0009; $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3$ — 0,003—0,0032; CaO — 0,20026—0,0448; Na_2O — 0,510; K_2O — 0,005—0,011. В растворе также отмечены следы магнезия.

Накопление растворов, богатых азотокислыми солями, в закрытых бассейнах, по мнению Дж. Е. Эриксона, привело к резкому увеличению концентрации солей и выпадению их в осадок. Следовательно, происхождение значительных скоплений солей азотной кислоты можно объяснить только глубинными процессами, а нахождение азотнокислого магнезия в водах Мертвого моря свидетельствует о зависимости минерализации этих вод от дегазации подкорковых зон земного шара.

В зоне Великих африканских разломов в грабенообразных впадинах Красного моря недавно обнаружены горячие рассолы, образование которых связано с поступлением их из глубинных зон Земного шара.

Красное море является связующим звеном между северной, азиатской, частью Великих африканских разломов и южной — восточноафриканской. Оно представляет собой узкий вытяну-

тый бассейн грабенообразного строения шириной 200—300 км и длиной 1900 км. Берега обрывистые и крутые. Глубина моря у берегов 50—70 м и увеличивается к центральной части до 1000 м. В срединной части Красного моря отмечается ровообразная долина, осложненная небольшими впадинами глубиной свыше 2000 м.

Наличие повышенных температур и солености придонных слоев вод Красного моря впервые было установлено в 1948 г. шведским научно-исследовательским судном «Альбатрос» [173]. В дальнейшем эти работы продолжались научно-исследовательскими судами ряда стран, в том числе американскими «Атлантис», «Атлантис-II», «Чейн», английским «Дискавери», советским «Академик С. Вавилов», немецким «Метеор».

В результате этих работ в приосевом грабене Красного моря были открыты локальные глубокие впадины Атлантис-II, Дискавери и Чейн, придонные участки которых выполнены горячими высокоминерализованными водами (рис. 76, 77). Самая большая из них впадина Атлантис-II представляет собой вытянутый с северо-запада на юго-восток прогиб, осложненный тремя небольшими выступами. Размеры впадины по длинной оси 12 км, по короткой 5 км, а глубина ее 2167 м. Дж. Хант и др. [197] считают, что впадина, возможно, является кальдерой.

Впадины Дискавери и Чейн имеют значительно меньшие размеры: ширина впадины Дискавери не превышает 2,5 км, длина — 4 км, а глубина — 2195 м. Размеры впадины Чейн такие: по длинной оси 2,6 км, по короткой — 0,7 км, глубина — 2066 м.

Высокоминерализованные горячие воды впервые были встречены во впадине Дискавери, где в придонном слое воды мощностью 200 м неожиданно зафиксировано резкое повышение температуры и солености [171] (табл. 3). Удельный вес воды с соленостью 254,9‰ при 22,5°С равен 1,1989 г/см³. Такие же аномальные воды обнаружены во впадине Атлантис-II [209]



Рис. 76. Расположение глубоких впадин в Красном море [209].

(табл. 4). Небольшая по размерам глубоководная впадина Чейн также заполнена горячими рассолами [224] (табл. 5).

Высокотемпературные минерализованные воды хорошо прослеживаются сейсмическими исследованиями благодаря разной плотности между рассолами и залегающими выше водами. Не-

прерывным сейсмическим профилированием, а также измерением температуры природных участков вод Красного моря в остальных впадинах глубины 2000 м севернее широты 19° воды с повышенными значениями температуры и солености не обнаружены, в связи с чем предполагают, что горячие рассолы имеют ограниченное распространение и сосредоточены только в районе впадин Атлантис-II, Дискавери и Чейн [197].

Площадь развития горячих рассолов расположена в центре рифтовой долины Красного моря, ширина которой в этой части достигает 170 км. Рифтовая долина простирается с северо-запада на юго-восток, тогда как

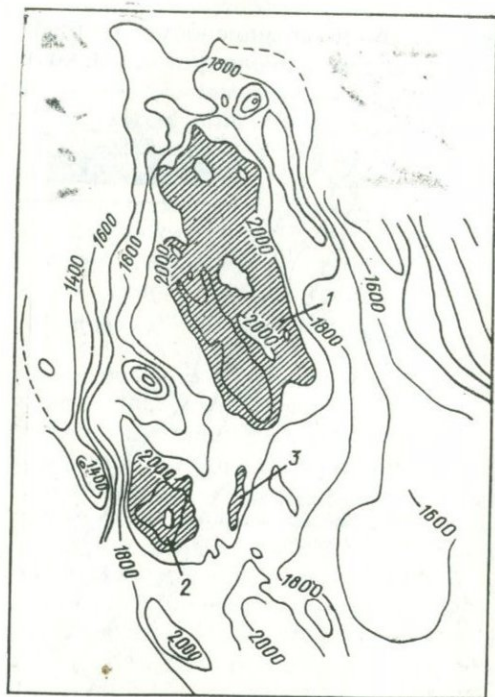


Рис. 77. Батиметрия и расположение впадин с горячими рассолами в Красном море [197]:

1 — Атлантис-II; 2 — Дискавери; 3 — Чейн.

участок с высокотемпературными минерализованными водами вытянут с севера на юг [197].

В результате сейсмических исследований в этой части впадины установлены тектонические нарушения. По данным гравитационных измерений, район впадин с высокотемпературными минерализованными водами характеризуется положительными аномалиями [197]. Они не связаны с проявлениями горячих рассолов, поскольку в пределах рифта Красного моря зафиксированы более высокие аномалии, однако там отсутствуют повышенные температуры и соленость вод [190].

Магнитометрические исследования впадины Атлантис-II зарегистрировали аномалию в -650 гамм, в районе впадины Дискавери гравитационное поле характеризуется значением в

+350 гамм. Такой резкий градиент, составляющий 1000 гамм на расстоянии 8 км, по мнению Дж. Ханта и др. [197], возможно, отражает высокие глубинные температуры под впадиной Атлантик-II.

Таблица 3

Глубина, м	Температура, °С	Соленость, ‰	Содержание хлора, ‰
1795	22,02	40,64	—
1845	22,05	40,64	—
1895	22,05	40,65	—
1925	22,06	40,65	22,54
1945	22,06	40,66	—
1970	22,41	40,92	22,68
1995	26,20	47,33	26,34
2010	36,11	121,99	69,24
2045	—	270,5	155,1
2055	44,8	270,8	155,4
2095	44,8	270,8	155,5
2140	44,9	271,3	155,4
2195	44,4	271,4	155,4

Таблица 4

Глубина, м	Температура, °С	Содержание хлора, ‰	Соленость, ‰	Содержание кислорода, мл/л
1675	21,93	22,47	—	2,16
1870	22,00	22,47	—	2,18
1957	22,11	22,51	—	2,38
1967	22,06	22,49	—	2,18
2016	—	79,00	—	0,0
2045	55,92	156,00	310	0,0
2064	55,92	156,00	310	0,0
2084	55,90	155,00	310	0,0
2094	55,92	155,00	310	0,0
2123	55,90	156,00	310	0,0
2167	—	150,9	—	—

Измерением теплового потока в осадках впадины Атлантик-II установлены высокие температурные градиенты, которые сильно изменяются в пределах небольших расстояний. Геотермическая ступень рассматриваемой впадины в несколько раз ниже средних ее значений для земной коры и составляет 1° на 16 м. Резкие изменения теплового потока вдоль восточного крыла впадины Атлантик-II, вероятно, указывают на то, что на этой площади имеются источники горячих рассолов.

Впадина Дискавери характеризуется более низким температурным градиентом. Есть сведения, что в этой впадине температура понижается уже в первых метрах осадка [197].

Анализ осадков, отобранных со дна впадин, в которых установлены высокотемпературные рассолы, неожиданно показал повышенное содержание некоторых элементов, главным образом железа, цинка, марганца, меди, свинца и др. Донные осадки имеют темно-серые и пестрые

Таблица 5

Глубина, м	Температура, °С	Соленость, ‰	Содержание кислорода, мл/л
1730	21,94	40,63	2,15
1830	21,97	40,63	2,19
1930	22,06	40,88	2,19
1999	23,80	42,91	1,52
2013	22,00	—	—
2018	22,2	—	—
2019	25,98	55,6	0,15
2021	23,0	—	—
2024	29,07	74,2	0,10
2025	25,0	—	—
2029	28,4	—	—
2031	32,2	—	—
2037	33,0	—	—
2042	34,0	—	—

тона, последние представлены красными, оранжевыми, желтыми и зелеными оттенками.

В составе осадков преобладают аморфные окислы железа различной степени окисления и гетит с небольшим количеством монтмориллонита и обломков фораминифер. Под микроскопом аморфное железистое вещество представлено желтовато-красными шарообразными зернами размером 1—10 мк, непрозрачными при скрещенных поляризаторах. С глубиной шарообразные зерна становятся слегка двупреломляющими, и рентгенографические исследования обнаруживают гетит, который на глубине 4 м от поверхности составляет 70% сухого осадка, лишенного солей. Эти данные, по мнению Дж. Ханта и др. [197], позволяют сделать вывод, что аморфный материал со временем кристаллизуется до гетита. А. Миллер и др. [209] на основании изучения минерального состава донных осадков впадины Атлантис-II отметили преобладающее количество железосодержащих минералов в этих осадках (табл. 6).

Таблица 6

Горизонт, глубина, м	Минерал	Содержание, %
Верхний (из дночерпателя)	Слабо раскристаллизованные окислы железа	70
	Аморфный кремнезем	10
	Сфалерит	5
	Пирит и, возможно, марказит	5
0—15 (на колонке)	Монтмориллонит	Сл.
	Аморфные окислы железа	80
	Сфалерит	3
	Диоктаэдрический монтмориллонит	10
	Кальцит	Сл.
	Пирит	"
43—51	Кварц	"
	Ангидрит	"
	Аморфные окислы железа	80
	Сфалерит	7—8
	Диоктаэдрический монтмориллонит	10
	Кальцит	Сл.
200	Пирит	"
	Кварц	"
	Ангидрит	"
	Аморфные окислы железа	60
	Сидерит-родохрозит	10
	Монтмориллонит	10
	Сфалерит	2—3
	Кальцит	5
Ангидрит	5	
	Кварц	Сл.

Свежие осадки насыщены водами, богатыми хлоридами натрия и калия. В сухом осадке, отобранном дночерпалкой, встречены компоненты [209] (в %):

Si — 10	Cu — 0,5
Al — 0,7	Ca — 0,002
Fe — Преобладает	Mo — 0,02
Mg — 0,7	Ni — 0,005
Ca — 0,5	Pb — 0,15
Ti — 0,03	Sc — 0,0001
Mn — 0,3	Sn — 0,003
Ag — 0,02	Sr — 0,015
B — 0,007	Y — 0,01
Ba — 0,1	Y — 0,005
Cd — 0,03	Yb — 0,0005
Co — 0,03	Zn > 2,6
Cl — 0,001	Zr — 0,005

Исследованиями донных осадков впадины Дискавери также обнаружены аналогичные элементы [10] (табл. 7).

Таблица 7

Элемент	Колонковая проба (осадок с солями), ‰			
	10—15 м	210—215 м	320—323 м	380—387 м
Si	10	3	0,3	0,5
Al	0,6	0,3	0,3	0,3
Fe	10	3	>10	>10
Mg	1	3	1	1
Ca	0,5	0,5	3	0,3
Ti	0,06	0,01	0,01	0,01
Mn	0,05	0,3	0,3	0,1
Ag	0,003	0,01	0,001	0,001
Ba	0,03	0,05	0,1	0,03
Cd	0,003	0,05	0,003	0,003
Ca	0,01	0,01	0,003	0,003
Cr	0,001	0,001	0,001	0,001
Cu	0,3	0,6	0,3	0,3
Ga	0,003	0,01	0,003	0,003
Mo	0,003	0,006	0,001	0,01
Ni	0,003	0,003	0,001	0,001
Pb	0,1	0,3	0,05	0,01
Sc	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001
Sn	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001
Sr	0,01	0,01	0,01	0,01
Y	0,01	0,003	0,003	0,001
Yb	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001
Zn	<0,0001	<0,0001	<0,0001	<0,0001
Zr	0,1	5	0,03	0,01
Li	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001
Li	0,01	—	0,01	—
Ge	—	0,0003	0,0003	—
Sb	—	0,005	—	—
As	—	0,03	0,01	—
Ti	<0,01	0,03	<0,01	<0,01

Микробиологическими исследованиями глубинных горячих рассолов впадин Дискавери и Атлантис-II, в водах с температурой 44°С установлено наличие анаэробных бактерий, включая некоторые сульфатредуцирующие, тогда как более глубокие воды с температурой 56°С во впадине Атлантис-II оказались стерильными, возможно, в связи с высокой соленостью и температурой, а также низким содержанием питательного вещества [197].

Проблема происхождения высокотемпературных рассолов Красного моря интересовала многих исследователей. Имеется большое число публикаций, в которых ученые пытались объяснить условия образования этих вод.

Одним из первых и наиболее простых объяснений было предположение Г. Чарнока [178] о том, что высокоминерализованные горячие воды представляют собой сгущенную морскую воду, образовавшуюся в результате выпаривания в мелководных замкнутых лагунах, которая затем под действием ветра переместилась в открытое море и погрузилась благодаря своей высокой плотности на дно моря.

С критикой этих представлений выступили Дж. Своллоу и Дж. Криз [230]. Они считали, что соотношение большинства ионов морской воды и горячих рассолов придонного слоя резко отличаются, и предложили новую схему, по которой образование рассолов обусловлено выщелачиванием гипотетических пластов соли, выходящих на дно Красного моря. Повышенная температура воды, по их мнению, вызвана потоком тепла, поступающего из дна моря на участках интенсивной тектонической деятельности. Эту идею поддержал С. И. Смирнов [131], который аргументировал ее в математическом плане, подобрав для этого соответствующие уравнения молекулярно-диффузионных процессов.

По А. Ньюмену и К. Чейву [214], П. Бреверу и др. [171], глубоководные рассолы Красного моря и пластовые высокоминерализованные воды характеризуются близким ионным составом, что позволило им обосновать реликтовое происхождение этих рассолов. По их предположениям, глубоководные впадины Красного моря содержат реликтовую воду, которая поступила по разломам из осадочных пород. Температура рассола глубоководных впадин Красного моря зависит от глубины залегания пласта, отдавшего минерализованную воду; по определениям этих исследователей, глубина залегания пласта небольшая.

К. О. Эмери [209] предположил, что высокотемпературные рассолы, возможно, представляют собой остаточные сгущенные воды лагуны, возникшей в период плейстоценового оледенения на месте Красного моря, отделенного от океана выступом, соединяющим Аравию и Эфиопию. Эти положения дальше развивал Д. Д. Квасов [205]. Он допускает, что понижение уровня моря в результате выпаривания могло достигнуть отметки

1500—2000 м, вследствие чего в бассейне остались небольшие впадины с концентрированной водой. Затем с океана хлынули воды, которые затопили грабен. Поступление тепла по разломам из более глубоких зон в рифтовую зону привело к нагреву рассолов.

Г. Н. Батурин, А. В. Коченов, Э. С. Тримонис [10] наиболее полно рассмотрели (с учетом всех новых материалов) генезис высокоминерализованных горячих вод. Они показали необоснованность всех предыдущих генетических схем и предложили глубинное происхождение горячих рассолов Красного моря. В частности, они возражают против гипотезы Г. Чарнока о стекании концентрированных рассолов из лагуны в глубоководные части впадины, поскольку на побережье Красного моря неизвестны лагуны с рассолами подобной концентрации и температуры. Кроме того, непонятны механизм перемещения таких рассолов по дну со сложным рельефом и условия концентрации рассолов в определенных впадинах, удаленных от берега на сотни километров.

Образование рассолов в глубоководных впадинах в результате усыхания моря до мелкой лагуны по схеме Эмери-Квасова требует наличия таких рассолов в каждой глубоководной впадине Красного моря, чего фактически не наблюдается.

Предположения Дж. Своллоу, Дж. Криза и С. И. Смирнова, что горячие минерализованные воды возникли в результате размыва обнажающегося на дне моря пласта соли, мало вероятны. Во-первых, в настоящее время нет каких-либо данных, свидетельствующих о наличии пластов солей под дном Красного моря, на участках развития термальных вод. Во-вторых, в акваториях, в пределах которых достоверно известны соляные толщи, нигде не зафиксированы впадины с термальными рассолами. Так, соляные купола встречаются на дне Мексиканского, Бискайского, Персидского заливов, Средиземного и других морей, однако ни в одном из этих районов не обнаружены горячие минерализованные воды.

Наличие в донных осадках глубоководных впадин Красного моря, где развиты высокотемпературные рассолы, повышенного содержания железа, марганца, цинка, меди и других элементов, не вызывает сомнения в глубинной природе этих явлений и в связи их формирования с поступлением указанных компонентов из больших глубин по крупным разломам.

В пределах Великих африканских разломов развиты наиболее молодые на Земном шаре хемогенные осадки, датируемые четвертичным возрастом. Встречены они в Данакильской соляной долине, которая расположена на берегу Красного моря в северо-восточной части Эфиопии [193]. Данакильская депрессия вытянута в северо-западном направлении параллельно Красному морю и имеет размеры по простиранию 180 км, вкрест простирания — 65 км. Соляные породы обнажаются в северной

ее части, вероятно, они развиты и на юге депрессии, однако здесь перекрыты потоками лавы и аллювиальными наносами.

В тектоническом отношении этот район находится на участке резкого изменения простирания глубинных разломов, в результате чего рифтовая зона переходит на Африканский континент

(см. рис. 75). В связи с этим рассматриваемый участок характеризуется сложным геологическим строением (рис. 78, 79).

В районе Данакиля краевые разломы четко фиксируются в рельефе большими уступами, амплитуда которых превышает 1000 м.

Особенно резко выражен западный краевой разлом, который характеризуется крутыми изрезанными обрывами, ступенеобразно воздымающимися на расстоянии нескольких километров на высоту свыше 1200 м. В основании обрыва развиты аллювиальные образования, мощность которых постепенно уменьшается к востоку. Закономерно изменяется и размер обломочного материала: с удалением от уступов возрастает относительное количество глинистого материала. К центру

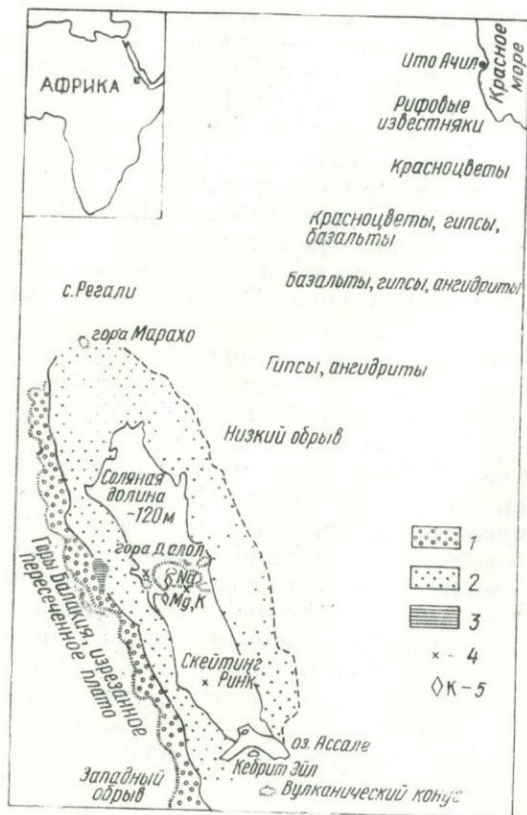


Рис. 78. Обзорная карта Данакильской долины в Эфиопии [193]:

1 — грубообломочный аллювий; 2 — наносы глин; 3 — район Маслей; 4 — небольшие озера, заполненные рассолами; 5 — горячие источники и их солевой состав.

Данакильской впадины надсолевые образования представлены чередованием илистых глин и солей мощностью 3—4 м.

Восточный край депрессии прослеживается менее отчетливо, чем западный. В сторону Красного моря происходит постепенный ступенеобразный подъем, и на протяжении 40—60 км крыло впадины воздымается на высоту около 300 м над уровнем моря, а затем дальше на восток снова понижается.

Северный край депрессии вблизи с. Регали проявляется в рельефе утесами высотой в несколько десятков метров. Здесь установлено два вулкана. Один, погребенный под наносами р. Тиг Эндели, известен под названием Марохо; в кратере другого находится озеро.

Центральная часть Данакильской депрессии, севернее оз. Ассале, представляет собой плоскую бесплодную равнину с отдельными холмами, на которых обнажаются галитовые породы. Солями также насыщено оз. Ассале, имеющее длину 40 км и ширину 8 км. Поверхность долины находится на 120 м ниже уровня моря.

Проявляющиеся в рельефе центральной части Данакильской впадины поднятия являются вулканическими сооружениями, перекрытыми хемогенными образованиями. Одним из наиболее отчетливых таких поднятий является гора Даллол. Она представляет собой пологое куполовидное вспучивание галитовых слоев длиной около 3 км, шириной 1,5 км и амплитудой около 35 м. Гора имеет неправильное очертание, ее поверхность неровная, скалистая. Эта особенность строения частично вызвана растворением солей дождевыми осадками, а также, возможно, взрывной вулканической деятельностью. Юго-западная часть горы Даллол перекрыта чередующимися слоями гипсов, ангидритов и глин, падающих полого в сторону соляной долины. Вблизи вулкана Даллол развиты соляные столбы и шипы высотой до 25 м. Горячие источники с температурой свыше 100°С, насыщенные галитом,

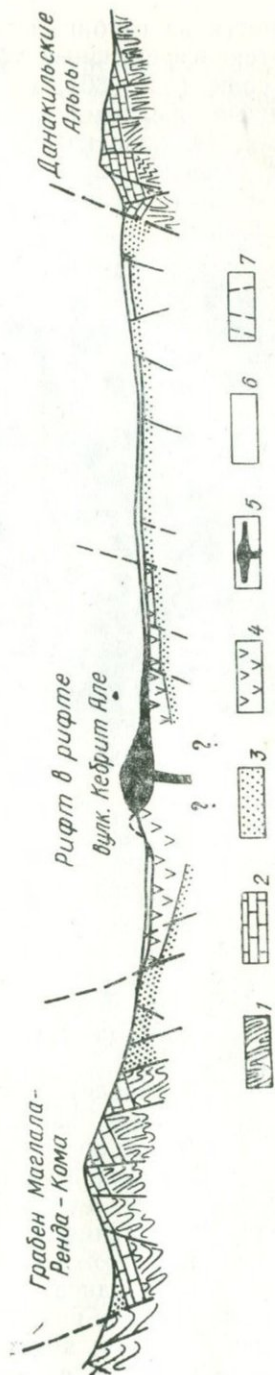


Рис. 79. Схематический разрез Данакильского грабена (по Д. Баннер и др., 1970): 1 — фундамент; 2 — мезозой; 3 — верхнетретичные отложения; 4 — солончатая серия; 5 — четвертичные вулканы; 6 — четвертичные породы; 7 — разломы.

поднимаются из глубин; в результате выпадения из них солей образуются эффективные тонкие ярко окрашенные выступы и столбы соли (рис. 80), между которыми находятся водоемы, заполненные желтыми, оранжевыми и голубовато-зелеными рассолами. Эта окраска обусловлена наличием в растворе железистых соединений, представленных их окислами, гидроокислами и хлоридами. Отдельные источники остаются активными несколько месяцев, а с прекращением подтока рассола соляные

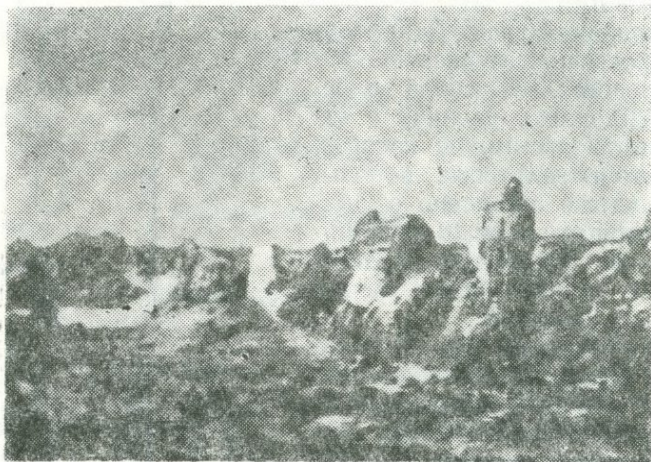


Рис. 80. Холмы галита, образованные горячими источниками к югу от горы Даллол [193]

столбы теряют свой цвет, и приобретают тускло-оранжевые, затем серые тона. Поступление соляных рассолов в районе горы имеет постоянно-прерывистый характер: в одних местах рассолы появляются, в других исчезают. Кроме солей, из глубин выносятся сера, о чем свидетельствуют небольшие скопления самородной серы, смешанной с галитом. В районе горы Даллол находятся небольшие холмы, известные под названием поднятий Плоское, Круглое, Лошадиная подкова и Черное. Все они вулканического происхождения и сопровождаются явлениями глубинного характера.

Гора Черная представляет собой скалистый холм соли, который образовался в 1926 г. в результате фреатического взрыва. Твердая многоцветная угловатая соляная брекчия окружает северный край взрывного кратера, а сама гора сложена черным массивным галитом, цвет которого, вероятно, обусловлен наличием соединений магния. Небольшие многоцветные горсты солей неизвестного происхождения находятся на горе Даллол или вблизи ее. Юго-западнее этой горы встречаются соляные дайки длиной около 1,5 км и шириной 15 м, при выветривании которых образуются линейные выступы или депрессии. Слагающие их соли обычно темно-зеленые, черные, более темные, чем окру-

жающие породы и содержат редкие интрузии измененного базальта. Аналогичные дайки развиты также на Черной горе. Характерной особенностью последних являются включения белого тонкозернистого силвина. В 8 км юго-западнее горы Даллол возвышается небольшой холм красного галита, пропитанного железом.

На Черной горе встречен горячий источник с температурой воды 130°C , богатый хлоридами магния и калия (рис. 81).



Рис. 81. Горячий источник с температурой 130°C , насыщенный хлоридом магния [193].

В Данакильской долине есть много других водоемов, заполненных рассолами с нормальной температурой. В них наблюдается бурное выделение углекислого газа (рис. 82). Состав этих вод следующий (в вес. %): KCl — 1,69, NaCl — 11,70, MgCl_2 — 4,69 и CaCl_2 — 6,45; содержатся также небольшие количества соединений брома, стронция и бора.

Одним из наиболее интересных мест Данакильской долины является структура Скэтинг-Ринк, расположенная в 12 км к юго-востоку от горы Даллол. Она представляет собой округлый участок диаметром 90 м, окаймленный крутопадающими слоями загрязненной соли от коричневатого до красного или оранжевого цвета и воздымающимися на высоту около 15 м. Внутри кольца и за его пределами соль чистая и представлена галитом. Дж. Дж. Холверда и Р. У. Хатчинсон [193] полагают, что Скэтинг-Ринк, возможно, представляет собою соляную или магматическую пробку. Аналогична, по их мнению, и природа небольшого острова, расположенного на оз. Ассале.

Глубинное строение Данакильской впадины изучено слабо, однако хорошая обнаженность территории позволяет составить некоторые общие представления о геологии этого региона.

На западном крыле впадины в зоне глубинных разломов обнажается комплекс пород от докембрийских до современных.

Докембрийские породы сложены сланцами, прорванными гранитами и диоритами. Они перекрываются массивными плотными коричневыми известняками палеозойского возраста. Из мезозойских образований широко распространены триасовые отложения, представленные грубозернистыми аркозовыми красноцветными песчаниками. Выше по разрезу развиты морские известняки юрского возраста, на которых с незначительным

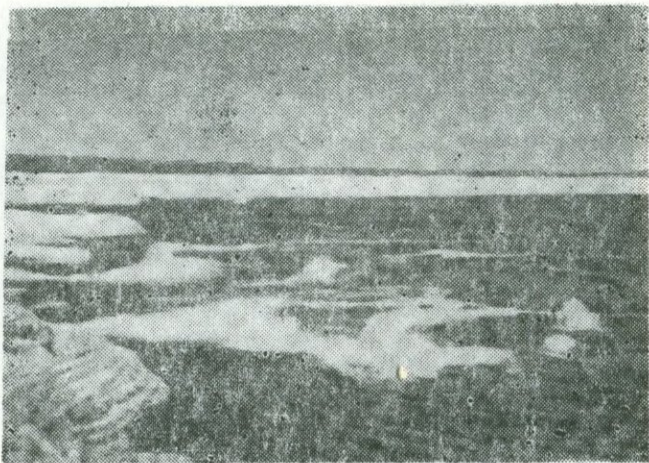


Рис. 82. Небольшое озеро, расположенное к юго-востоку от горы Даллол, заполненное рассолами, из которого интенсивно выделяется углекислота [193].

несогласием залегают нижнемеловые известняки. Третичные породы сложены обломочными образованиями, переслаивающимися с лавовыми потоками. Четвертичные породы представлены морскими террасовыми образованиями, лавовыми потоками, туфами и аллювиальными наносами.

Наиболее древними породами на южном крыле впадины являются базальты, песчаники и кварциты домиоценового возраста. Эти породы перекрываются рифовыми известняками, которые обнажаются вдоль берега Красного моря и плавно погружаются в сторону Данакильской впадины. Выше по разрезу развиты красноцветные породы, сложенные песчаниками, аргиллитами и сланцами. В верхних частях красноцветных пород встречаются тонкие прослойки гипса, которые затем переходят в толщи почти чистых гипсов и ангидритов. К гипсовым толщам приурочены вулканические образования, представленные базальтовыми потоками. Вулканическая деятельность широко проявляется в пределах изучаемой территории. По всему району развиты вулканические сооружения высотой до 300 м. Часть из них очень молодая, вероятно четвертичного возраста, и соответствует времени интенсивного вулканизма в Данакильской впадине. Гипсовые породы прослеживаются вплоть до обрыва, а даль-

ше за ним перекрываются аллювиальными наносами, которые узкой полосой (3—5 км) окаймляют соленосные образования.

Максимальная мощность пород прослеживается вдоль западного борта впадины. Бурением в районе горы Даллол под соляной коркой вскрыты мощные толщи соленосных образований, и скважина при забое 975 м не вышла из них. В верхних частях хемогенного разреза обнаружены горизонты калийных солей, которые установлены на всей территории. В районе Маслей они подходят близко к поверхности и являются объектом детального исследования.

Тонкий прослой темно-серого глинистого мергеля, встреченный в одной из скважин на 50 м выше калийного горизонта, содержит ископаемые формы, среди которых определены три вида фораминифер и пять остракод четвертичного облика. Все ископаемые по размеру меньше нормальной величины; раковины полупрозрачные до прозрачных из-за соленоводной обстановки. Попытка определить возраст сильвинита калий-аргоновым методом не увенчалась успехом, поскольку соли слишком молодые и их возраст нельзя датировать этим методом. Дж. Холверда и Р. Хатчинсон [193] считают, что абсолютный возраст солей Данакильской впадины меньше 1 млн. лет и, следовательно, они являются наиболее молодыми из всех известных на земном шаре мощных соляных толщ.

Все исследователи, рассматривавшие накопление солей Данакильской впадины, исходили из позиций классической геологии. Так, А. А. Иванов [63] писал, что формирование этих солей происходило в результате выпаривания вод Красного моря в лагуне, обособленной от моря грядой гор, возникших при вулканических процессах.

Аналогичные взгляды высказывали Дж. Холверда и Р. Хатчинсон [193]. Эти авторы предполагают, что эвапоритовый бассейн был ограничен со стороны Красного моря Данакильскими Альпами. Основным фактором солеобразования они считают аридный климат в совокупности с горячими сухими ветрами, которые дули с севера и юга вдоль Данакильской долины.

Ни один из исследователей не допускает возможности влияния глубинных процессов на солеобразование, несмотря на то, что Данакильская впадина расположена в зоне глубинных разломов и что в этом районе активно проявлялась вулканическая деятельность в период солеобразования. Следует отметить, что из всей рифтовой долины именно в Данакильской впадине происходили наиболее интенсивные магматические процессы. Вся территория Данакиля покрыта лавовыми потоками, многочисленными вулканическими конусами и кратерами. Даже в настоящее время зафиксированы мощные фреатические извержения в районе Черной горы. Проведенные недавно магнитные и гравитационные исследования в Данакильской впадине показали наличие аномалий в районе развития соленосных пород,

что дает основание предполагать залегание магматических тел внутри этих толщ, кроме упоминавшихся ранее вулканических гор Даллол, Черная, Плоская и др., расположенных в центре соляной долины.

Правда, Дж. Холверда и Р. Хатчинсон при описании красноцветных солей и рассолов, встреченных в районе горы Даллол, предполагали, что окраска их обусловлена наличием железа, которое выносится из базальтовых тел, развитых внутри соленосных толщ. Эти исследователи также допускают, что вулканическое тепло и ювенильные воды принимали некоторое участие в метаморфизме рассолов и образовании всей гаммы солей, слагающих разрез Данакильской соляной долины.

Прямым подтверждением выноса солей из глубин является озеро с горячими рассолами (температура достигает 130° С), расположенное в районе Черной горы.

Приуроченность Данакильской впадины к зоне глубинных разломов, широкое развитие эффузивов, излияние которых происходило во время соленакопления, наличие горячих соляных источников позволяет нам считать, что залежи солей этой впадины формировались за счет поступления солей из глубинных зон земного шара.

Своеобразный состав лав вулкана Ол-Доиньо-Ленгаи, расположенного в зоне Великих африканских разломов, свидетельствует о сложном процессе дифференциации вещества глубинных частей земного шара, в результате чего из подкорковых зон на поверхность выносятся более простые соединения, в том числе соли. Ол-Доиньо-Ленгаи является одним из наиболее активно действующих в настоящее время вулканов в Восточной Африке. Он находится в Северной Танганьике на южном берегу оз. Натрон.

Излившиеся во время извержения вулкана в 1954 г. потоки лавы темно-серого цвета со временем приобрели светлую окраску, и вокруг вершины вулканического конуса образовался белый покров, похожий на снежную шапку. Отобранные и подвергшиеся анализу образцы показали высокое (около 50%) содержание нерастворимого вещества, из которого 70% составили карбонаты кальция. В породах установлены также значительные количества углекислого натрия [182].

В 1961 г. группа исследователей опустилась в кратер вулкана и отобрала образцы породы. Свежая порода темно-серого цвета, мягкая, полнокристаллическая, средне- до тонкозернистой. Под влиянием влаги воздуха порода светлеет и превращается в белый порошок. Лава характеризуется небольшим количеством кремния и значительным содержанием окислов кальция и натрия, а также углекислоты. Отмечен повышенный процент хлора. Воды в породе очень мало, часть ее, вероятно, захвачена породой из атмосферы [182]. Процентное содержание отдельных компонентов приведено в табл. 8.

Таблица 8

Компонент	Образец 1	Образец 4
SiO ₂	1,18	1,12
R ₂ O ₃	1,64	1,70
MgO	1,43	2,35
CaO	19,02	17,52
BaO	1,05	1,02
SrO	0,89	0,85
Na ₂ O	29,00	30,00
K ₂ O	6,90	7,50
H ₂ O	1,91	1,91
CO ₂	31,58	30,73
Cl	2,07	3,03
SO _x	2,79	2,88
S	0,08	0,13
Сумма	99,91	100,74

Химический состав лавы вулкана Ол-Доиньо-Ленгаи близок по химическому составу карбонатной породе из Уганды, отличается она пониженным содержанием кремнезема. Новая порода названа натро-карбонатитом.

Химическая формула лавы вулкана Ол-Доиньо-Ленгаи, по К. Дюбуа и др. [182], имеет следующий вид: Na₂Ca₂(CO₃)₂. В поверхностных условиях лава быстро разлагается, образуя кальцит и техническую соду — трону.

В пределах западной ветви великих африканских разломов находится уникальное месторождение природного газа — оз. Киву. Месторождение это примечательно тем, что газ встречается здесь не в горных породах, а в растворенном состоянии в природных слоях воды.

Оз. Киву приурочено к наиболее активной в тектоническом отношении зоне Великих африканских разломов, о чем свидетельствует развитие крупнейших полей вулканических пород третичного и четвертичного возраста. Вокруг озера сосредоточено самое большое в рифтовой долине количество вулканов, часть из которых действует в настоящее время. Берега озера сложены лавовыми потоками различного состава, среди которых выделяют ряд отдельных полей. На северной окраине озера различают вулканическое поле Вирунга (Бирунга), которое на территории Уганды известно под названием поля Бифумбира, на западной — поле Кахуси-Бега и на южной — поле южного Киву [108].

Образование оз. Киву обусловлено вулканическими явлениями. По представлениям Г. Тазиева [138], его возникновение связано с излияниями лав, которые создали множество плотин в верховьях Нила. В центре озера находится о-в Кешеро, который представляет собой кольцевидный гребень затопленного кратера вулкана, выступающего над водами. Озеро занимает площадь 2370 км², максимальная глубина его 485 м, а поверхность находится на высоте 1462 м [97].

Наличие газов в воде озера известно давно. Детальное изучение их химического состава проведено Д. М. Шмитцом и Дж. Куффератом [229], в результате чего установлено, что газ оз. Киву представлен углекислотой, метаном с небольшими количествами сероводорода и других компонентов. В приповерхностном слое воды до глубины 100 м газа нет. Ниже отмечается

Таблица 9

Глубина, м	Содержание газовой смеси, %			Содержание газов в 1 м ³ воды		
	СН ₄	СО ₂	Прочие	Все газы	СН ₄	СО ₂
275	26,2	71,7	2,1	1,20	0,316	0,860
300	24,8	73,4	1,8	1,62	0,412	1,190
325	24,1	74,0	1,9	1,86	0,448	1,375
350	22,9	75,0	2,1	2,06	0,471	1,540
375	22,4	75,8	1,8	2,12	0,475	1,610
400	21,7	77,3	1,0	2,22	0,480	1,720
425	20,7	78,1	1,2	2,32	0,480	1,810

постепенное увеличение концентрации газа, и на глубине 275 м количество его достигает 1,2 м³ в 1 м³ воды.

Изменение компонентного состава и количественной характеристики газов с глубиной изучали Г. Борнье [170] (табл. 9).

В воде озера отсутствует циркуляция вод, в связи с чем в глубинных водах создавались застойные условия, способствующие сохранению газов в растворенном состоянии. Такие условия возникли благодаря установившейся стратификации вод озера, обусловленной их высокой минерализацией. Поверхностные воды озера характеризуются незначительной концентрацией солей, достигающей 1 г на 1 л воды, с глубиной минерализация вод возрастает и на отметке 350 м увеличивается до 3,5 г/л. Д. М. Шмиц и Дж. Куфферат считают, что засоление вод оз. Киву обусловлено поступлением минерализованных глубинных вод, на что указывает широкое развитие термальных источников в окрестностях озера.

Количество метана, растворенного в водах озера, оценивается в 57,3 млрд. м³ [229]; таким образом, по запасам газа оз. Киву принадлежит к категории крупных месторождений.

Промышленная добыча газа легко осуществима и базируется на различной растворимости метана и углекислоты в воде. При откачке воды из озера метан начинает выделяться на глубине 160 м, тогда как углекислота переходит в газообразную фазу только лишь на глубине 20 м от поверхности.

О происхождении метана существуют две точки зрения: органическое и глубинное.

Органическую гипотезу природы метана высказали Д. М. Шмиц и Куфферат [229], Г. Тазиев [138], П. Эрвар и Ж. Леперсонн [158], И. Н. Олейников [108] и др. По мнению этих исследователей, образование метана связано с анаэробным разложением органического вещества планктона, оседающего с поверхности озера в придонные слои. В то же время эти исследователи вынуждены допустить, что углекислый газ, сопутствующий метану, имеет глубинное происхождение. Высокая минерализация вод оз. Киву также связывается с выносом солей термальными ювенильными источниками.

Проблему генезиса метана оз. Киву более детально рассмотрел К. Бурк [176]. Кроме газов, растворенных в водах этого озера, он исследовал также газы, содержащиеся в водах соседних озер Танганьика и Ньяса. Сопоставление данных анализов показали, что воды оз. Киву характеризуются особым газовым режимом (табл. 10).

Таблица 10

Показатель	оз. Киву	оз. Танганьика	оз. Ньяса
Глубина, м	400	Около 460 (среднее из трех проб)	Около 400 (среднее из шести проб)
Содержание газа, м/л в 1 л воды	2000	1	5
CH ₄	21,7	0,2	0,2
N ₂	Не опред.	89	94
O ₂	" "	Сл.	Сл.
A	" "	1,0	1,0
CO ₂	77,2	1,0	5
H ₂	Не опред.	Сл.	Сл.
Прочие	1	—	—

К. Бурк обращает внимание на то, что газ оз. Киву резко отличается по составу и количеству от газов других озер. Он подчеркивает, что все три озера находятся в сходных климатических условиях и естественно допустить наличие в них одинаковых биологических обстановок. Если считать, что метан оз. Киву образовался анаэробной ферментацией планктона, то аналогичные процессы должны были бы произойти и в озерах Танганьика и Ньяса. Поскольку оз. Киву расположено в зоне активной современной вулканической деятельности, а озера Танганьика и Ньяса на участках относительно более спокойных, К. Бурк делает вывод, что метан, как и углекислота, а также минерализация вод оз. Киву, имеют глубинное происхождение.

О поступлении глубинного вещества по региональным разломам в тектонически активных зонах свидетельствуют данные Л. М. Лебедева [91]. Исследование термальных рассолов из скважин, пробуренных в районе грязевых вулканов на п-ве Челекене, показали высокие концентрации в них тяжелых металлов. По подсчетам этого автора термальные источники п-ва Челекен выносят в год свинца 300—350 т, мышьяка 6—8, бора 1200, цинка 50, меди около 30, кадмия около 20, стронция 7200 т.

Изучение зон глубинных разломов свидетельствует о том, что они являются путями, проводящими из недр Земли к ее поверхности не только различные вулканогенные образования, но и более простые соединения, такие как соли, сера, рудные минералы и другие вещества.

При рассмотрении процесса соленакопления с позиций сгущения морской воды необходимо принимать во внимание, что на всякое изменение концентрации солей в бассейне очень чутко реагирует органический мир. По отношению к условиям жизни в морской среде все организмы делятся на две большие группы: стеногалинные, не переносящие изменения солёности, и эвригалинные, способные переносить колебания концентрации солей водоемов в определенных пределах. Д. В. Наливкин [106] отмечает, что большинство морских форм являются стеногалинными. Даже при изменении солёности на 0,5% организмы этой группы вымирают. Так, понижение солёности Черного моря на 0,5% из-за его изоляции и притока пресной воды вызвало значительное однообразие фауны по сравнению с фауной Средиземного моря. К стеногалинным формам относятся цефалоподы, иглокожие, рифообразующие кораллы и большинство родов и видов других групп. К эвригалинным принадлежат ракообразные, мшанки, пелециподы, гастроподы и (в палеозое) некоторые брахиоподы, криноидеи и, возможно, цефалоподы.

Под углом зрения взаимосвязи среды и организмов рассматривались многие геологические явления. Так, Н. А. Андрусов в свое время объяснил сероводородные заражения Черного моря массовой гибелью организмов, вызванной изменением солёности вод этого моря. По его представлениям, огромный морской бассейн Паратетис, охватывавший Черное и Каспийское моря, был заполнен сильно опресненными водами, солёность которых резко повысилась в результате сообщения его со Средиземным морем. Рост концентрации солей привел к внезапному вымиранию солодководной фауны. Остатки организмов скопились на морском дне и, разлагаясь, образовали сероводород, который уничтожил все живые организмы, попадающие в среду его действия. В связи с этим следует отметить, что В. И. Вернадский [29], детально исследовавший этот вопрос, пришел к заключению, что сероводородное заражение Черного моря обусловлено выделением сероводорода из газовых струй тектонического характера, связанных с магмой.

Осаждение больших масс солей в кембрии, девоне, перми и триасе, по представлению многих исследователей, должно было в значительной мере повлиять на концентрацию солей в Мировом океане, а это, в свою очередь, отразиться на разви-

тии морских организмов. В частности, К. Бойрлен [167] высказал предположение, что фаунистический разрыв между пермью и триасом явился следствием опреснения Мирового океана, которое вызвано осаждением мощных толщ солей. Исходя из предварительных данных Ф. Лотце и других исследователей об интенсивном солеобразовании в перми, К. Бойрлен определил понижение солености Мирового океана на границе между пермью и триасом от 35 до 20—30%, т. е. всего на 5%. Такое колебание солености океанической воды, по его мнению, должно было повлиять на эволюцию морских организмов, особенно эвригалинных, которые составляют основу морского биоса. В результате этих изменений наиболее сильно пострадали стеногалинные формы, к которым К. Бойрлен относит иглокожих, губок, кораллов, мшанок, некоторых головоногих и др. Разделяя животный мир океанов по степени их приспособленности к существованию в соленых водах, К. Бойрлен вкладывает особый смысл в понятия эвригалинных и стеногалинных организмов. Эвригалинными он называет формы, способные приспосабливаться при переходе от условий с постоянной соленостью к переменной. По его представлению, такими свойствами обладали пластинчатожаберные, брюхоногие, высшие ракообразные и др.

Анализ развития органического мира позволил К. Бойрлену прийти к выводу, что на границе между пермью и триасом наземный биос не испытал заметного кризиса в своем развитии. В это же время сильное изменение произошло в животном мире океанических просторов, особенно стеногалинных таксонов, для которых верхняя пермь явилась роковой гранью. В результате большинство стеногалинных форм полностью обновились и затем в мезокайнозой получили интенсивное развитие.

Л. Ш. Давиташвили [49] возражает против взглядов К. Бойрлена на том основании, что смена фауны на границе палеозойской и мезозойской эр не носила катастрофического характера, а явилась постепенной, и при этом небольшое изменение солености на протяжении миллионов и десятков миллионов лет не могло вызвать массовую гибель крупных таксонов широко распространенных форм. Он допускает, что за такие огромные промежутки времени представители этих таксонов могли приспособиться к плавному понижению солености.

Учитывая огромные масштабы соленакпления в отдельные периоды, мы считаем, что в случае выпадения солей в осадок этот процесс, безусловно, должен был бы отразиться на развитии органического мира. В одной только перми Цехштейнового бассейна, по данным Г. Борхерта и Р. Мюира [169], содержится 0,1 объема солей Мирового океана. А если к этому добавить огромные скопления солей в Прикаспийской впадине, Приуралье, Днепровско-Донецкой впадине и других регионах, то получается, что для их формирования необходимо переработать значительную часть Мирового океана. Расчеты показывают, что процесс

соленакпления происходит необычайно быстро и превышает скорость формирования всех осадочных образований. Он сопоставим только с темпами накопления вулканогенных продуктов.

Кроме того, обоснованное мнение одного из ведущих специалистов в области палеонтологии и стратиграфии — Л. Ш. Давиташвили, который не находит зависимости вымирания организмов от изменения солёности океанических вод свидетельствует, что в истории развития Земли не имели места катастрофические опреснения океанов, связанные с выпадением в осадок колоссальных масс солей.

Необычайно важным для выяснения условий формирования соленосных толщ является проблема органических остатков в этих толщах [134]. Из предположения об образовании соленосных пород в результате выпаривания морской воды логически следует, что вместе с поступающими в бассейны соленакпления водами должно приноситься большое количество органического вещества, главным образом планктона, который составляет основную массу живых организмов морей. Расчёты показывают, что для осаждения пласта соли мощностью 1 м необходимо переработать слой морской воды в 77 м, а для формирования, например, толщи пермских солей Прикаспийской впадины мощностью 4 тыс. м требуется выпарить столб воды высотой 300 тыс. м. Для поддержания процесса солеобразования на огромной территории Прикаспия в бассейн должны были поступать громадные массы океанической воды вместе с содержащимися в них организмами.

Изучение этого вопроса на примере Кара-Богаз-Гола, который многими исследователями рассматривался как классический аналог современного бассейна соленакпления, показывает, что вместе с водами из Каспийского моря в залив заносятся водоросли и раковины моллюсков, которые, попадая в более концентрированную, чем морская вода, рапу, гибнут, накапливаясь сразу при входе в залив. В результате в устье залива возникли острова, косы и мели, состоящие из органического детрита, перемешанного с морским песком и черным илом, переполненным органическим веществом с резким запахом сероводорода.

Н. М. Страхов [137] также указывал на большое количество органического вещества аллохтонного происхождения в современных засоленных бассейнах. В частности, он обратил внимание на огромное поступление биомассы из Азовского моря в Северный Сиваш, в результате чего при входе в этот водоем образовались обширные отмели, которые служат пристанищем для перелетных птиц.

Оценку количества органики, приносимой в современные соляные бассейны, на примере Кара-Богаз-Гола дал А. А. Остроумов. При подсчетах он принимал во внимание только макроскопически заметные обрывки красных водорослей и листьев *Ruppia*, поступающих в залив Кара-Богаз-Гол из Каспийского

моря. Проведенные им замеры показали, что в этот залив вместе с морскими водами ежедневно приносится не менее 200 кг органического вещества, что в конечном итоге приводит к концентрации биомассы в бассейне. Вывод этот подтверждается увеличенным содержанием органического вещества, растворимого в водах залива Кара-Богаз-Гол, которое, по данным А. А. Остроумова, составляет 4—5 мг/л против 3 мг/л в Каспийском море [137].

Кроме водорослей и моллюсков, в залив попадают громадные косяки рыб, особенно во время осенних и зимних штормов. Оказавшись в ненормальных условиях, рыбы гибнут в массовых количествах, часть из них выносится на берег, а часть захороняется в донных осадках. И. М. Губкин [45] отмечает, что во время разведочного бурения в Кара-Богаз-Голе среди донных отложений солей были встречены пласты, состоящие из скоплений рыбы в таком количестве, что даже ставился вопрос о возможном использовании их для производства удобрений.

Несмотря на высокую концентрацию солей в водах современных лагун, органическая жизнь в них не прекращается. Имеется ряд низших организмов, которые не только приспособились к существованию в высокоминерализованных растворах, но даже довольно активно развиваются в них. Так, еще совсем недавно в Кара-Богаз-Голе встречались жаброногие рачки *Artemia salina* в таких огромных количествах, что вода в заливе была окрашена в густо-красный цвет. Первые экспедиции, исследовавшие залив, принимали скопление рачков за песчаные отмели [106]. В настоящее время рачки *Artemia salina* почти полностью исчезли. Однако широкого распространения достигли *Dunaliella salina*, которые очень хорошо чувствуют себя в рапе и развиваются в ней вплоть до садки солей. Дуналиелла придает рапе розовый оттенок, отмирая и захороняясь в солях, окрашивает их в кирпично-красный цвет. Скопления дуналиеллы в современных солеродных лагунах достигают таких размеров, что оказалось возможным перерабатывать ее на каротин. Так, на Сакском химкомбинате с 1964 г. налажено промышленное производство каротина из органических остатков, концентрирующихся в рапе солеродного озера.

Специальными исследованиями биогенных процессов в горькосоленых бассейнах как континентального, так и морского происхождения, расположенных в различных климатических зонах, установлено широкое развитие в них органической жизни, что опровергает укоренившиеся взгляды на засоленные водоемы как безжизненные мертвые участки.

Н. М. Книпович [72] показал, что микроорганизмы, главным образом ракообразные, встречаются в оз. Урмия в Северном Иране с соленостью вод 22,4%. Они довольно активно развиваются и при солености 28,5% в оз. Булах близ форта Александровского на Мангышлаке. Вода этого озера имеет красно-

ватый оттенок, который придают ей обильные жгутиковые водоросли *Dunaliella*. В пробах ила, отобранных из дна озера, обнаружены сохранившиеся ракообразные, коловратки, личинки насекомых, какая-то форма червей и водорослей. Воды Эльтон, Кучук, Яровое тоже окрашены в красный цвет из-за громадных скоплений в них ракообразных и жгутиковых водорослей. *Artemia salina* развита также в Большом Соленом озере (США), концентрация солей которого достигает 21%. Огромные скопления этих рачков настолько переполняют осадок, что становятся породообразующими, покрывая площадь в сотни тысяч гектаров, на которой сосредоточены тысячи тонн органической массы [137].

Детальную характеристику органического мира засоленных озер Кулундинской степи в Сибири дал Б. Л. Исаченко [67]. При первом же знакомстве с этим районом он был поражен богатством органической жизни в этих озерах. По его описаниям, в рапе плавают мириады личинок мухи *Ephydra*, куколки которой покрывают все выступающие из воды предметы и массами лежат на дне озера. Выброшенные волнами куколки *Ephydra* устилают берег толщиной в несколько сантиметров. Наряду с указанными организмами, в водах озер обитают ракообразные из рода *Artemia*. В отдельных озерах находятся сине-зеленые водоросли *Anabenopsis*, а также оливково-зеленые *Drensia*. При этом Б. Л. Исаченко указывает, что дно озера покрыто довольно значительным слоем частично живой, частично разложившейся органической массы. Приблизительно вносят большие скопления *Drensia*, которые, пропитывая песок, образуют песчаники, где цементующим является органическое вещество. На отдельных участках наблюдаются почти чистые биомассы, лишенные минеральных частиц.

Ф. Флигер [221] изучал современное соленакопление в лагуне Охо-де-Лиобре в Калифорнии. Обилие органических остатков в лагуне и ее окрестностях он считает одной из поразительных ее особенностей. Исследователь указывает на наличие редких болотных растений *Salicornia* на дамбе лагуны. Скопления *Salicornia* обычно содержат большое количество фораминифер. Однако фораминиферы не встречаются в рассоле или в зоне соленакопления. Лагуна густо заселена также хлорофитами, которые придают красный цвет рассолу. Обильны также водоросли и галите, концентрируясь в верхней части, несколько сантиметров ниже ее поверхности, в результате чего галит приобретает красный оттенок. Кроме этого, в солях встречаются листья *Zostera* и раковины больших гастропод *Melampus*. По мнению Ф. Флигера, соленосные пласты являются одновременно нефтематеринскими свитами.

Материалы исследования горькосоленых лагун Черноморского побережья (Сасык, Перекопские озера, Сиваш, Дурузлав и др.) указывают также на высокую концентрацию органического вещества в донных осадках этих водоемов [106].

Н. М. Стархов [137] сделал попытку оценить примерное количество живого вещества в лагунах Каспийского моря. Проведенные им исследования подтвердили выводы многих ученых о широком развитии органики в водах с высокой концентрацией солей (табл. 11).

Таблица 11

Район	Соленость, ‰	Биомасса (число экземпляров в 1 л)			Биомасса бентоса, г/м ²
		наннопланктон	фитопланктон	зоопланктон	
Каспийское море у северного побережья Бузачи	10,0	—	1154430	мало	50,26
Область бора	15,0—16,5	69606000	4000000	115000	171,00
Мертвый Култук	31,8—35,6	506411000	10850000	140000	200
Кайдак	33,5—41,7	569059000	5000000	208000	257,4
Кара-Кичу	49,1—59,5	83032	Данных нет	15000	50,8

Материалы изучения солеродной лагуны Кхор аль Бадам также согласуются с данными других авторов, свидетельствующими о поступлении вместе с морскими водами больших количеств биомассы в лагуну и об интенсивном расцвете органической жизни в самой лагуне. К. Кендал и П. Скипуич [201] определили в составе донных осадков обломки скелетов рыб, моллюсков, кораллов, известковистых водорослей, мшанок, фораминифер и остракод, а также оолиты и органическое вещество, находящееся в виде примесей в илах и карбонатных обломках.

Приведенные выше примеры показывают, что бассейны современного солеобразования являются исключительно благоприятными для накопления органического вещества. Эти факты и послужили Г. Геферу основанием для разработки в геологическом плане его гипотезы образования нефти из жиров животного происхождения, химическую сторону которой разработал К. Энглер. Г. Гефер полагал, что именно солеродные лагуны являются наиболее вероятными бассейнами нефтеобразования. Животные, попадающие в рапу, сразу же погибают и погружаются на дно, а поскольку в водоемах отсутствуют организмы, которые могли бы поедать или разрушать отмирающих животных, то в соленосных осадках должно было бы накопиться огромное количество органического материала, которое, по его мнению, в дальнейшем могло бы преобразоваться в нефть. Для аргументации своих представлений Г. Гефер собрал и обобщил богатый фактический материал по условиям накопления органического вещества в лагунах, в том числе и солеродных.

Много данных о наличии органики в донных осадках современных солеродных бассейнов содержится в работе Д. В. Навливкина [106], который неоднократно указывает на приурочен-

ность огромных скоплений биомасс в лагунных областях. «Очень важно отметить, — пишет он, — совместное накопление громадного количества солей и органического вещества типа сапропеля на дне одного и того же бассейна. Это накопление происходит, по-видимому, равномерно и в различных условиях, но тем не менее факт совместного накопления солей и материнской породы нефти на больших площадях остается несомненным. Этим фактом можно объяснить нередко отмечающуюся битуминозность солей, например каменной соли Шумковского месторождения на западном склоне Среднего Урала, которая настолько пахнет керосином, что даже считалась негодной для добычи. Возможно, что нефть, сопровождающая многие соляные купола, отлагалась совместно с солью в одном бассейне».

К. Оксениус [126] впервые обратил внимание на полное отсутствие органических остатков в ископаемых солях. Для объяснения этого явления он привлек довольно оригинальную схему. Он предполагал, что образование нефти тесно связано с солеродными лагунами. Он допускал, что в результате осаждения из рапы каменной соли в лагуне образуется маточный раствор, состоящий из легкорастворимых солей, который затем вытекает через отмель обратно в море в виде нижнего потока. Непосредственно за пределами лагуны маточный раствор вызывает массовую гибель животных, которые, попадая в осадки, в дальнейшем превращаются в нефть. Как пример подтверждения своих идей К. Оксениус приводил Румынские и Западно-Украинские нефтяные провинции, где наблюдается приуроченность нефтяных скоплений к районам развития соленосных толщ.

Таким образом, К. Оксениус полагал, что нефть образуется за пределами солеродных бассейнов. По его схеме фауна не попадает в солеродные лагуны, что и подтверждается отсутствием каких-либо органических остатков в ископаемых солях.

К. Оксениус специально не занимался гидробиологическим исследованием современных солеродных бассейнов и выводы его носили чисто умозрительный характер. Изучение этого вопроса показывает, «что лагуны, лиманы и другие прибрежные бассейны, имеющие хотя бы временное сообщение с морем, представляют собой районы интенсивного накопления сапропелевого вещества. Это вещество в основном состоит из планктона, но к нему в большом количестве примешивается бентое и нектон, а также водоросли и морская трава. Планктон состоит не только из тех форм, которые живут в лагунах, но и тех, которые непрерывно и в значительных массах засасываются в лагуны поверхностными течениями» [106].

Однако в ископаемых солях нет никаких признаков органики. Древние соленосные толщи совершенно стерильны в отношении фауны, что непонятно с позиций традиционных представлений. Анализируя условия захоронения органического вещества в со-

временных солеродных водоемах и отмечая его отсутствие в древних галогенных формациях, Н. М. Страхов [137] пишет: «...несмотря на то, что галогенные отложения возникали в водоемах, заведомо обладающих развитым биосом, органическое вещество в них практически отсутствует, либо находится в ничтожных следах». Он предполагает, что органическое вещество, попадающее в галогенные толщи, израсходовано в процессе окислительно-восстановительных реакций. В частности, по представлениям этого исследователя, редукция Fe^{3+} в Fe^{2+} , а также некоторых других элементов осуществляется в соленосных формациях благодаря наличию органического углерода. Исследования образцов солей, окрашенных в буро-красный и красные цвета, показали, что их окраска обусловлена наличием гематита и других гидроокислов железа [60]. Однако железо в солях встречается в трехвалентном состоянии и, следовательно, допущение, что органика расходуется на редукцию трехвалентного железа в двухвалентное не подтверждается фактическим материалом. Если даже допустить, что вся органика могла быть уничтожена в результате каких-либо процессов, то должна была бы остаться минеральная часть в виде скелетов или раковин, что очень легко фиксировалось бы в чистых толщах солей. В. А. Вахрамеева [27], исследуя минералогию и петрографию донных осадков Кара-Богаз-Гола, указывает на развитие богатой фауны и флоры на определенных этапах эволюции залива, что фиксируется обогащенным количеством раковин в отложениях. При этом очень часто арагонитовые вещества раковин карбонатных пород замещаются глауберитом и гипсом, в результате чего порода приобретает пестрый минеральный состав.

Дж. Петерсон и Р. Хайт [220] также генетически взаимосвязывают нефтеносность бассейна Парадокс с галогенными формациями. Исходя из баровой гипотезы соленакопления, они вслед за У. Вулном утврждают, что в солеродный бассейн вместе с морскими водами должно поступать огромное количество органического вещества, которое затем превращается в нефть. Они обращают внимание на то, что в солеродных бассейнах создаются весьма благоприятные условия для захоронения органики. На примере Мертвого моря Дж. Петерсон и Р. Хайт показывают, что в солеродных бассейнах вода стратифицируется согласно ее плотности. Глубокие более тяжелые рассолы не смешиваются с легкими поверхностными водами. В результате с глубиной в водах солеродного бассейна очень резко падает количество кислорода, что снижает биологическую активность. Кроме этого, исследователи отмечают, что растворимость кислорода очень сильно понижается с возрастанием солёности воды. Так, рассол с концентрацией солей 217, 334%, что соответствует концентрации рассола при выпадении сульфатов, может сохранять в растворе только 1/3 часть кислорода в сравнении с нормальной морской водой. В табл. 12 представлены данные о растворимо-

сти кислорода в растворе при температуре 25°С и давлении 760 мм рт. ст.

При отсутствии кислорода процессы разложения органического вещества замедляются. Биологическое разложение органики в солеродных бассейнах должно ограничиваться только деятельностью анаэробных организмов, преимущественно сульфатредуцирующих бактерий. Возникающий при этом сероводород еще больше повышает токсичность глубинных горизонтов. В результате в донных солях должны накапливаться большие массы органического вещества.

Т а б л и ц а 12

Концентрация, ‰	Растворимость кислорода, см ³ /л
0	5,78
6,792	5,52
13,584	5,30
27,168	4,92
27,210	4,95
(морская вода)	
54,336	4,20
108,772	3,05
163,008	2,24
217,334	1,62

род еще больше повышает токсичность глубинных горизонтов. В результате в донных солях должны накапливаться большие массы органического вещества.

С позиций традиционных представлений, связывающих соленакопление с испарением морской воды, остается совершенно непонятным отсутствие органических остатков в ископаемых соленосных толщах. Отметим в связи с этим, что проблеме захоронения органики в осадочных толщах уделяется большое внимание, поскольку обогащенные органическим веществом породы

принимаются многими исследователями за нефтепроизводящие. В этом плане проведена большая исследовательская работа по изучению условий накопления и сохранения органического вещества в современных осадках в различных регионах мира и исследованы породы, обогащенные органикой, во всех нефтегазоносных провинциях земного шара. В результате этого установлено, что органическое вещество не так легко разрушается при захоронении и значительная его часть попадает в осадки и fossilизируется, о чем свидетельствует темно-серая окраска большинства субаквальных осадочных пород.

Важное значение при накоплении и захоронении органического вещества имеет геохимическая обстановка и скорость накопления осадков. И с этой точки зрения соленосные бассейны необычайно благоприятны для накопления органики. Напомним, что, по данным большинства исследователей, в солеродном бассейне за год отлагается пласт соли, мощностью около 10 см. За это время образуется около 1 мм терригенных осадков, т. е. скорость накопления солей в 100 раз выше скорости накопления глин или песков. Отсюда следует, что органическое вещество, попадающее на дно солеродного бассейна, быстрее захороняется и, естественно, меньше разрушается, чем в бассейнах терригенного осадконакопления, поэтому в солях должно быть больше органики, чем в глинах или песках. Тем не менее глины, отложившиеся в субаквальных условиях приобретают темно-серую окраску от захороненной в них органики, а соли остаются совер-

шенно чистыми. Нет основания полагать, что органическое вещество каким-то образом полностью разрушается в солях. Углерод не может бесследно исчезнуть из солей или же превратиться в натрий или хлор.

Морские органические остатки зафиксированы лишь в соляных копиях Велички, и этот уникальный пример вошел во все учебники геологии как доказательство морского происхождения солей [107]. В районе Велички обнаружены скелеты корненожек, различные представители моллюсков, ракообразных, мшанок и единичных кораллов, а также остатки наземной растительности. В связи с этим следует отметить, что соли Велички очень сильно загрязнены глинистым материалом, поэтому их нельзя принимать в качестве типичного разреза солеродного бассейна. По нашим представлениям, отложение терригенного материала указывает на то, что это был обычный морской бассейн с обильной фауной, в который периодически поступали глубинные минерализованные растворы, в результате чего засолялись породы, а также выпадали пласты чистой соли.

В отношении наземной растительности соляные пласты значительно богаче. В них встречаются обуглившиеся стволы деревьев, а также споры и пыльца. О нахождении ствола *Dadoxylon salifodinae* Z al. в пластах каменной соли пермского возраста в Донбассе сообщил М. Д. Залесский [244]. Более детальные сведения об условиях залегания остатков древесины в солях приводятся в работе Н. Г. Шешукова и др. [156]. Они описали ряд находок стволов и веток деревьев в пластах солей на руднике Березниковского калийного комбината. Обнаруженные здесь остатки древесины сохранились довольно хорошо. В поперечном сечении ствола прослеживаются годовые кольца. Сами остатки имеют вид древесного угля черного цвета без признаков окаменелости. Они очень мягкие, легко крошатся и растираются в порошок. Ствол деревьев нередко нарушен радиальными трещинами, выполненными белой солью. Само углистое вещество также пропитано солью. Н. Г. Шешуков и другие относят древесные остатки, найденные в солях, к роду *Dadoxylon*, при этом они высказывают замечания о сходстве древесины кордаитовых и некоторых хвойных, в связи с чем не исключена возможность, что рассматриваемые остатки могут оказаться хвойными.

Споры и пыльца довольно часто встречаются в солях и являются единственными органическими остатками, позволяющими датировать их возраст. По данным споро-пыльцевого анализа Л. А. Сергеева [128] провела корреляцию соленосных толщ девонского возраста Днепровско-Донецкой впадины. Стратиграфическое положение соляных пород кунгурского яруса Верхнекамского месторождения и Прикаспийской впадины, по данным палинологических исследований, уточнили С. А. Абрамова и О. Ф. Марченко [1, 2]. Споро-пыльцевые комплексы из миоценовых солей Предкарпатского прогиба выделила А. А. Чигурьева

[152]. Возраст солей провинции Голф Кост по данным споропыльцевого метода определил У. Джакс [200].

Наличие остатков наземной растительности в виде спор, пыльцы, обломков стволов, веток и полное отсутствие остатков морских организмов, по нашим представлениям, указывают с одной стороны, на сохранность органического вещества в солях, с другой — на то, что формирование соленосных толщ не связано с выпариванием постоянно поступающих вод из океана.

Изложенное выше свидетельствует о том, что лагуны, в которых происходит садка солей, характеризуются развитием определенной фауны и флоры, приспособившейся к условиям высокой солености. Кроме того, из моря вместе с водой в лагуну поступает большое количество органики. В результате самосадная лагуна обогащается органическим веществом.

Древние ископаемые толщи солей совершенно стерильны в отношении морской органики и содержат лишь остатки наземной растительности. Это противоречит идеям классической геологии об образовании соленосных пород при выпаривании океанической воды в бассейнах с ограниченным односторонним водообменом. Древние бассейны соленакопления не были связаны с морем, поскольку всякое поступление морской воды в бассейн в конечном итоге приводит к накоплению в нем органического вещества. Кроме того, высокая концентрация солей в бассейне не прекращает биологических процессов и, как мы уже отмечали, низшие организмы очень хорошо развиваются даже в рассолах, из которых выпадает соль.

На основании всех материалов можно прийти к выводу, что древние соленакопления происходили в условиях, которые исключали всякую возможность существования живой материи. Учитывая, что соленосные бассейны характеризуются блоковым строением и в соляных толщах очень часто встречаются вулканические породы, нам кажется, что соленакопление связано с выносом из глубин по крупным разломам высококонцентрированных горячих рассолов, из которых в приповерхностных условиях в результате резкого понижения температуры и давления выпадали соли.

Таким современным аналогом древних солеродных бассейнов мы считаем Данакильскую соляную долину. Как упоминалось, в ее пределах очень часто встречаются горячие источники с температурой свыше 100°C , из которых выделяется углекислота и другие газы. Вполне понятно, что в условиях таких высоких температур никакие живые организмы существовать не могут, поэтому в солях Данакильской впадины, как и в остальных ископаемых соленосных толщах, органических остатков нет.

УСЛОВИЯ НАКОПЛЕНИЯ СОЛЕННЫХ ТОЛЩ И ДРУГИХ СОПУТСТВУЮ- ЩИХ ИМ ОБРАЗОВАНИЙ

Проблема происхождения соленосных формаций привлекала внимание многих исследователей, являясь одновременно темой острых дискуссий на протяжении ряда лет. Вопрос этот широко освещался в геологической литературе; над его разрешением работали не только геологи, но и специалисты смежных естественных дисциплин, таких как химия и физика. О наличии солей в морской воде и возможности получения их выпариванием воды было известно человечеству с давних времен, и этот процесс широко использовался в повседневной жизни для добычи поваренной соли.

Одним из первых исследователей, экспериментально подтвердившим возможность выпадения солей в осадок при сгущении морской воды, был итальянский химик Ж. Узилио [235].

Попытку объяснить природные условия соленакпления сделал известный химик Г. Бишоф [168], поставивший соленакпление в зависимость от выпаривания морской воды на участках, отшнурованных песчаными косами. Это положение дальше развивал К. Оксениус [216] под названием теории баров.

Идея химиков о формировании ископаемых солей в результате выпаривания морской воды в полуизолированных водоемах в условиях аридного климата была принята геологами как аксиома, окончательно разрезающая проблему солеобразования. Эти предположения прочно вошли в классическую геологию и при восстановлении палеогеографической обстановки наличия солей в бассейне рассматривается как доказательство обмеления бассейна, ограничения его связи с морем, наступления засушливого климата и т. д.

Инициатива в разработке проблемы солеобразования полностью перешла к химикам, и роль геологов сводится только к нанесению контуров солеродного бассейна и изображению пролива, связывающего лагуну с открытым морем.

В дальнейшем над проблемой солеобразования работали также известные химики, как Я. Г. Вант-Гофф, Н. С. Курнаков, С. Ф. Жемчужный и др. Они провели большое количество экспериментов по исследованию процессов кристаллизации солей при выпаривании воды океанического типа на основе законов физической химии. В настоящее время в этом направлении разрабатывает проблему солеобразования М. Г. Валяшко. В результате проведенных исследований изучены условия осаждения

солей из многокомпонентных систем при различных температурах и давлениях. Однако, несмотря на большое количество работ по этому вопросу, еще окончательно не выяснены закономерности формирования месторождений солей. Как уже отмечалось [159], последовательность образования отдельных минералов и их мощности в разрезе соленосных толщ не соответствует в точности ни одной из разработанных диаграмм физико-химического равновесия.

Не отвечает фактическому геологическому материалу и сама схема солеобразования, предложенная химиками. По представлениям Бишофа—Оксениуса, накопление солей возможно в мелководных заливах, отшнурованных от моря песчаными косами и расположенных в засушливых зонах. В качестве академического примера приводится залив Кара-Богаз-Гол. Специальные исследования донных осадков Кара-Богаз-Гола показали, что в заливах подобного типа не могут образоваться мощные толщи солей. В заливе сидится не чистая каменная соль, которая повсеместно развита в соленосных бассейнах различного возраста, а смесь астраханита, мирабилита, эпсомита и каменной соли, чередующихся с карбонатно-гипсовыми илами. Общая мощность соленосных осадков залива не превышает 40 м, тогда как мощности ископаемых соленосных толщ достигают многих сотен, а иногда и тысячи метров.

Изучение петрографического состава донных осадков Кара-Богаз-Гола [27] показало, что соленакопление в заливе шло сложным путем. Процесс формирования соленосных пластов неоднократно прерывался в связи с уменьшением количества поступающей воды в залив из Каспийского моря, вызванный вековыми повышениями или понижениями уровня моря, а также колебаниями климатических условий (сезонные, вековые, многолетние). В разведанной толще пород до глубины около 40 м В. А. Вахрамеева [27] выделяет не менее двух длительных повышений и трех понижений уровня Каспийского моря. В периоды повышенного уровня морской воды в заливе отлагались пласты карбонатно-гипсовых пород. В это же время, несмотря на высокую соленость, в заливе развивалась обильная фауна и флора. В процессе дальнейшего сгущения воды в осадок выпадали глауберитовые соли, затем галит и, наконец, астраханит и эпсомит совместно с галитом. Таких циклов соленакопления в заливе три, однако ни один из них не имеет аналогов. Кроме изменения минерального состава, с глубиной прослеживается фациальная изменчивость пород по горизонтам (рис. 83, 84).

Большую пестроту петрографическому составу солей Кара-Богаз-Гола придают карстовые явления. А. И. Дзенс-Литовский [54] отмечает, что возникновение соляного карста зависит не только от выпадения атмосферных осадков; карсты в солях развиваются под влиянием поступления рассолов, отжимаемых при уплотнении иловых отложений, являющихся агрессивными по

отношению к солям поверхностного пласта. В результате карстовых явлений соляные пласты Кара-Богаз-Гола покрыты многочисленными воронками диаметром от нескольких сантиметров до нескольких метров. Впоследствии эти воронки выполняются рапой другого состава, и таким образом соляной пласт оказы-

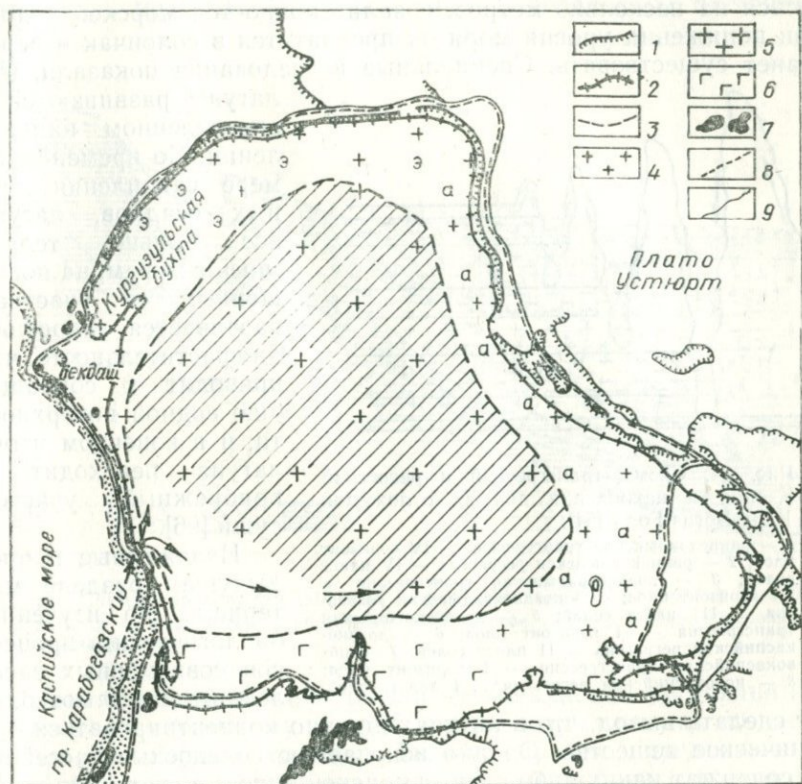


Рис. 83. Схематическая карта залива Кара-Богаз-Гол [54]:

a — астраханит; *г* — галит; *э* — эпсомит; 1 — древние береговые валы и террасы; 2 — схематическая граница рассолов на 1930 г.; 3 — то же, на 1956 г.; 4 — обнаженная часть верхнего соляного пласта; 5 — поверхность соляного пласта под рапой; 6 — гипсовый солончак (засуха); 7 — сухие соляные озера — солончаки; 8 — схематическая граница воды Каспия на 1956 г.; 9 — то же, на 1930 г.

вается пронизанным во многих местах столбами, которые отличаются по цвету и минеральному составу. Грунтовые воды также растворяют краевую часть соляного пласта со стороны береговой линии и переносят соли в глубь залива. Это приводит к медленному отступлению соляного пласта в сторону открытой части бассейна (рис. 85).

Отсутствие соляного карста в ископаемых солях указывает на то, что древнее соленакопление шло иным путем и не имеет

ничего общего с лагунами или полуизолированными от Мирового океана морскими бассейнами.

Характеризуя Кара-Богаз-Гол, Д. В. Наливкин [106] отмечает, что подобные заливы очень недолговечны в разрезе геологического времени. Достаточно уровню Каспийского моря повыситься на несколько метров, и залив покроется морской водой; при понижении уровня моря он превратится в солончак и перестанет существовать. Специальные исследования показали, что

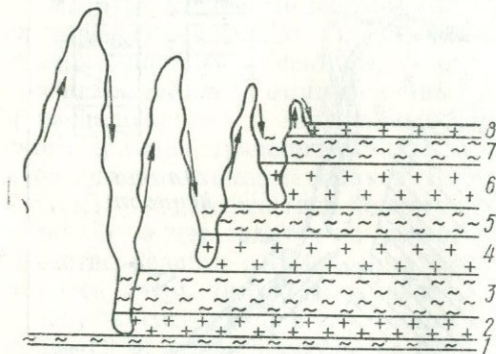


Рис. 84. Схема трансгрессий и регрессий Каспия и накопления донных отложений Кара-Богаз-Гола [54]:

1 — раннехвалыинская трансгрессия — IV горизонт илов; 2 — раннехвалыинская регрессия — IV пласт солей; 3 — позднехвалыинская трансгрессия — III горизонт илов; 4 — позднехвалыинская регрессия — III пласт солей; 5 — древнекаспийская трансгрессия — II горизонт илов; 6 — древнекаспийская регрессия — II пласт солей; 7 — новокаспийская трансгрессия — I горизонт илов; 8 — новокаспийская регрессия — I пласт солей.

лагуны развиваются в определенном направлении. Со временем по мере накопления донных осадков, лагуна все больше теряет связь с морем, на повышенных ее участках развивается гидрофобная растительность, что приводит к сокращению водной поверхности, и в конечном итоге лагуна переходит в прибрежный участок суши [96].

Изложенные в предыдущем разделе материалы по изучению биологических процессов современных засоленных лагун позволяют

сделать вывод, что в лагунах должно концентрироваться органическое вещество. Однако ископаемые соленосные бассейны не содержат каких-либо следов морской жизни и этот факт тоже не дает основания ставить знак равенства между древними солеродными бассейнами и современными лагунами. Размеры Кара-Богаз-Гола незначительны и не могут сравниться с огромными территориями развития соленосных образований, например Урало-Эмбинским районом, Средне-Европейским соленосным бассейном или же Северо-Африканской соленосной провинцией [159]. Поэтому в настоящее время Кара-Богаз-Гол и другие подобные заливы уже не рассматриваются как современные аналоги древних солеродных бассейнов. Большинство геологов-солевикув считают, что седиментационные условия прогибов, в которых накапливались мощные толщи солей, не могут быть установлены методом актуализма и допускают, что древние солеродные моря были специфичными образованиями прошлых геологических эпох, которые не имеют аналогов в современности.

По М. П. Фивегу [146], необходимым условием накопления мощных толщ солей является наличие сообщающихся бассейнов. Он допускает существование промежуточных бассейнов, находящихся в границах менее лабильных частей впадин и питающих солеродные, которые располагались по периферии в бессточных интенсивно прогибающихся впадинах. В солеродных бассейнах

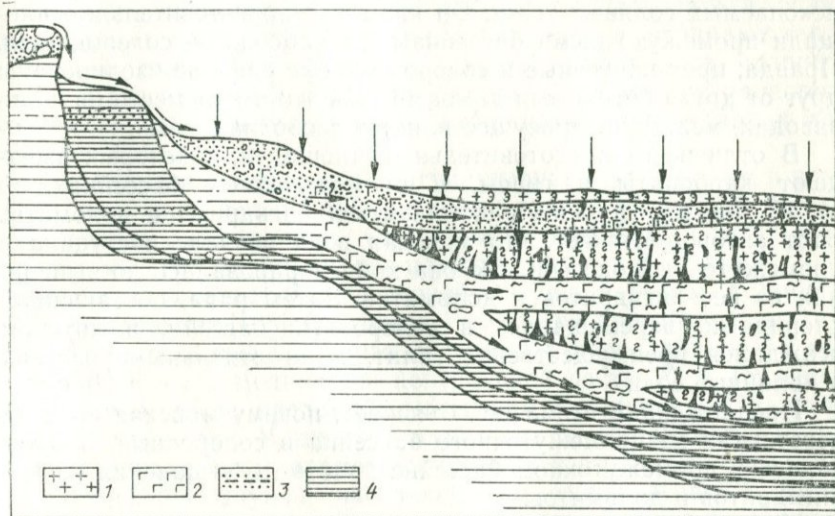


Рис. 85. Схема карстования соляных отложений залива Кара-Богаз-Гол [54]:
 1 — соли; 2 — илы гипсово-карбонатные; 3 — рыхлые песчано-глинистые отложения;
 4 — коренные глины.

в условиях аридного климата рапа доводилась до состояния насыщения по хлористому натрию, а в некоторых циклах до насыщения калийными солями. Таким образом, предложенная М. П. Фивегом схема соленакопления весьма близка к технологическому процессу добычи поваренной соли в искусственных бассейнах Сакского озера.

Соль в Сакском озере получают в результате выпаривания морской воды, которая поступает в озеро по специально прорытому каналу. Территория Сакского озера разделена дамбами на ряд искусственных площадей, которые в зависимости от их назначения называют подготовительными и рабочими. На подготовительных площадях морская вода сгущается до удельного веса $1,215 \text{ г/см}^3$, в результате чего в осадок выпадают карбонаты и гипсы. Затем рассол, насыщенный галитом и магниевыми солями, перекачивают насосами на рабочие площади, где он выстаивается до удельного веса $1,24 \text{ г/см}^3$, при этом в осадок выпадает около 70% поваренной соли. Техническим проектом, или, как его называют солевики, техническим регламентом, за- прещается доводить рапу до удельного веса $1,26 \text{ г/см}^3$, посколь-

ку при внезапном похолодании или понижении температуры ночью возможно выпадение эпсомита, что приведет к браку готовой продукции. Рапу, из которой частично выпала поваренная соль, перекачивают в запасные рапохранилища, из которых затем извлекают бром и магнезиальные соли.

Эта схема с некоторыми дополнениями использована М. П. Фивегом для объяснения условий накопления древних ископаемых соляных толщ. Он называет подготовительные площади промежуточными бассейнами, а рабочие — солеродными. Правда, промежуточные и солеродные бассейны не изолированы друг от друга бетонными дамбами, как это имеет место на сользаводах, между ними осуществляется свободная связь.

В отличие от подготовительных площадей, в которых выпадают карбонаты и гипсы, в промежуточных бассейнах, по М. П. Фивегу, должны накапливаться ангидриты и доломиты. Этот автор допускает, что морская вода вначале поступала в промежуточный бассейн, где она концентрировалась до выпадения из нее ангидритов и доломитов. Затем рапа, обогащенная хлоридами, перемещалась в солеродный бассейн, в котором осаждался преимущественно галит, а на отдельных участках и калийные соли.

Предложенная схема не объясняет, почему морская вода не перетекала из промежуточного бассейна в солеродный, а оставалась в промежуточном бассейне вплоть до выпадения из нее ангидритов и доломитов.

При решении проблемы соленакопления необходимо учитывать геохимические условия. Давно установлено, что в результате выпаривания из морской воды выпадает не ангидрит, а гипс. Ангидрит кристаллизуется из растворов только при температуре не ниже 42° С. Такие температуры возможны в бассейне только при условии поступления глубинных термальных вод.

Осаждение доломита связывают с метаморфизмом морской воды. Допускают, что из суши в промежуточный бассейн поступают воды, обогащенные гидрокарбонатом кальция, которые, взаимодействуя с сульфатами кальция, калия и магния, содержащимися в морской воде, образуют доломиты. При этом объем гидрокарбонатно-кальциевых вод, поступающих из суши в промежуточный бассейн, в точности должен соответствовать количеству, необходимому для нейтрализации сульфатов, приносимых с морской водой. Гидрокарбонатно-кальциевые воды должны поступать только в промежуточные бассейны и ни в коем случае не в соседние солеродные, поскольку это будет приводить к разбавлению рапы и прекращению процесса соленакопления.

На основании экспериментальных данных Н. М. Страхов [137] показал, что при взаимодействии гидрокарбонатов кальция и сульфатов морской воды образуется не доломит, а гипс и карбонаты магния.

Таким образом, с геохимической точки зрения идеи метаморфизма морской воды не находят подтверждения в конкретном материале.

Из приведенного видно, что схема соленакопления, предложенная М. П. Фивегом, не обоснована в геохимическом плане. С геологических позиций она требует исключительных условий, которые вряд ли возможны в природной обстановке.

Однако, несмотря на то, что почти все исследователи, занимающиеся выяснением условий соленакопления, отрицают генетическую связь формирования мощных ископаемых соляных толщ с лагунными, большинство геологов все же при палеогеологических построениях относят галогенные образования к лагунным формациям.

Заканчивая рассмотрение лагун, следует отметить, что в природе возможны ископаемые лагунные соли. Однако они характеризуются своеобразным строением и составом и не имеют ничего общего с мощными толщами галогенных формаций. Пример такой ископаемой соленосной лагуны находим в работе Д. В. Наливкина [106]. Он сообщает, что при прорытии Суэцкого канала была встречена линза соленосных пород длиной 13 км, шириной 6 км и мощностью центральной части 20 м. Соленосные породы были представлены тонким чередованием пластов соли, гипса и глин. Мощности солей и гипсов составляли 3-18 см, а глин — несколько километров. Соленосные породы обогащены разнообразной фауной, населяющей и сейчас Красное море.

Помимо гипотез образования соленосных толщ в результате выпаривания морской воды, выдвигались также предположения об эндогенной их природе. Идеи эти приобрели широкую популярность среди американских геологов, особенно на первых этапах разбуривания солянокупольной провинции Голф Кост. Основоположником этого представления был Р. Томаси [233]. Изучая геологическое строение группы соляных куполов «Пять островов» на побережье Мексиканского залива, он указал на их чрезвычайное сходство с вулканами как по форме соляного тела, так и по наличию озера на одном из куполов, которое напоминало ему кратер вулкана. Газопроявления на куполах Р. Томаси связывал с постмагматическими процессами, а желто-бурые глины, которые покрывают почти всю территорию, он считал выветрившимися коренными породами под влиянием горячих минеральных вод.

Теория вулканического происхождения соли более детально освещена в работах Ю. Коста [179], Л. Хагера [192] и А. Вича [236].

По представлениям Ю. Коста, толщи солей и залежи нефти побережья Мексиканского залива являются продуктами возгонки газоподобных выделений вулканов недалекого прошлого. Эти положения детализировал Л. Хагер. По его мнению, газы вулканических извержений под огромным давлением прошли

через весь комплекс осадочных пород до поверхности. По образованному каналу с магмы поступали горячие воды, в растворе которых находились галоидные, сульфатные и углекислые соли, которые затем осели в канале. Касаясь вопроса происхождения формы соляных тел, А. Вич сравнивает их с магматическими интрузиями и указывает на вероятную взаимосвязь вулканизма и солеобразования.

Ближих взглядов на генезис соли придерживался И. Войтешти [238]. Исследуя геологическое строение районов развития соляно-купольных поднятий румынских Карпат и сопоставляя их с аналогичными провинциями мира, он обратил внимание на то, что соль в любом регионе независимо от предполагаемого ее возраста поднимается из больших глубин и прорывает залегающие выше осадки. В отношении возраста солей достоверных данных нет, и все сведения базируются на возрасте выносимых солью обломков пород. И. Войтешти подчеркивает, что независимо от допуссаемого возраста все соли необычайно чисты в химическом отношении и сходны между собой по минеральному составу. Наконец, количество солей, встречающихся в осадочных бассейнах мира, чрезвычайно большое и не поддается объяснению выпариванием морской воды в лагунах или пустынных озерах. И. Войтешти считал, что солеобразование носило универсальный характер и произошло в один этап, поэтому все соли, которые встречаются в ископаемом состоянии, он относил к первозданным породам более или менее одного возраста.

При решении проблемы соленакпления И. Войтешти исходил из космогонической гипотезы Канта-Лапласа об образовании Земли из огненно-жидкого вещества. В процессе ее постепенного охлаждения возникла земная кора, на которой из первичной атмосферы, богатой хлоридами, конденсируется соль. И. Войтешти предполагал, что водяные пары и соль первичной атмосферы, конденсируясь, осаждались на поверхность еще горячей земной коры, температура которой достигала 700—800° С. В этих условиях соль выпадала в осадок, а вода испарялась и снова конденсировалась. Осаждаясь, она растворяла соли и раскристаллизовывала их; в результате неоднократных повторений этих процессов образовалась химически чистая соль в чрезвычайно больших количествах. Затем хомогенные образования были перекрыты терригенными осадками, что и предохранило их от размыва. Под влиянием тектонических движений соляные массы прорвали залегающие выше осадки и образовали солянокупольные диапиры.

К выводам о влиянии глубинных процессов на образование соленосных толщ пришел английский геолог Р. Д. Олдхем [79] на основании изучения геологии Пенджабского Соляного кряжа в Пакистане. Он обратил внимание на то, что на отдельных участках этого региона пласты известняка замещаются ангидритами и солями, и высказал предположение, что галоидные толщи

и сульфаты являются продуктами изменения известняков под влиянием кислых паров глубинного происхождения.

С критикой этих представлений выступают все геологи, изучавшие строение Соляного кряжа. Маловероятным считает эти идеи М. С. Кришнан, возражает против них Кристи, опровергает их М. В. Муратов, не соглашается с ними Д. Н. Вадиа. Однако в районе Кохата и на северо-западном окончании Пенджабского соляного кряжа, по данным Д. Н. Вадиа [239], местами встречаются гипсы, которые представляют собой измененные известняки. Эти материалы не позволяют игнорировать идеи Р. Д. Олдхема, а тем более считать их «надуманными кабинетными построениями».

Другая группа исследователей отрицает какую-либо генетическую связь соли с вулканизмом и допускает только влияние его на формирование соляных куполов. Идеи эти высказывались на основании анализа геологического материала по Днепровско-Донецкой впадине. Так, П. Я. Галушко [35] считал, что в результате внедрения тяжелых вулканогенных пород в осадочную толщу, в последней образовались трещины, а также нарушилось равновесие в соляных массах. Пластические соли начали перемещаться по трещинам, образуя соляные купола, часть из которых достигла поверхности, а часть осталась на значительных глубинах. Исходя из данных геофизических исследований Днепровско-Донецкой впадины, В. А. Сельский [127] придавал большое значение разломной тектонике в геологической истории этого региона. Он полагал, что излияние диабазов связано с крупными разломами в кристаллическом фундаменте. Диабазы внедрялись в осадочную толщу, а вслед за ними двигалась соль, образуя купола. Значительно позже эти идеи повторил В. Я. Клименко [71].

Из анализа материалов, приведенных в предыдущих разделах о геологическом строении соленосных толщ, можно сделать следующие выводы:

1. Ископаемые соленосные толщи характеризуются огромными мощностями и приурочены к глубоким прогибам сложного блокового строения. Так, в Прикаспийской впадине мощность солей кунгурского возраста достигает 5 км, а кристаллический фундамент залегает на глубинах до 20 км. В Днепровско-Донецкой впадине, кристаллический фундамент которой опущен на глубину свыше 12 км, предполагается мощность хемогенных осадков девона около 1,5 км. Фундамент впадины Голф Кост погружен на глубину 12 км и больше, а мощность галогенной формации луан составляет около 600 м.

2. В пределах впадин соленосные толщи сосредоточены неравномерно и занимают наиболее прогнутые участки. Например, в Голф Косте различают три глубоких участка, в которых развиты солянокупольные структуры. Эти соленосные прогибы отделяются от остальной части впадины Голф Кост глубинными

разломами. Сходные геологические условия наблюдаются в Днепровско-Донецкой впадине. Соленосные формации здесь встречаются только лишь в центральной грабенообразной части, а за пределами глубинных разломов, отделяющих грабенообразную часть впадины от ее бортов, толщ солей не встречено. В пределах центральной части соль отсутствует также на выступах кристаллического фундамента. Нет солей на Черниговском выступе, вероятно их не будет и на Лохвицком, Лютенском и Диканском поднятиях фундамента.

3. В большинстве впадин внутри соленосных толщ встречаются магматические породы в виде прослоев и даек, представленных основными эффузивами, среди которых различают диабазы, базальты, офиты, мелафиры и др., а также туфы и туффи-ты. Эти вулканические образования обнаружены в солях различного возраста. Так, диапиры Южного Ирана, сложенные солью нижнекембрийского возраста, выносят в брекчии кепроков долериты, базальты и другие магматические породы.

В соленосных бассейнах Иркутского амфитеатра в толщах солей нижнекембрийского возраста залегают пласты диабазов. Широко известны вулканические породы в девонских солях Днепровско-Донецкой впадины и Припятского прогиба. Основные эффузивы встречены в солях девонского возраста в Виллюйской синеклизе и Хатангской впадине. В пермских солях вулканические породы обнаружены в Двино-Мезенской впадине, а также в Делаверском бассейне (США), в Галльштаттском соляном руднике (Австрия), на месторождении солей Туз-Таг (МНР). Имеются сведения, что соленосные породы красного ледня формировались синхронно с излияниями мелафиров. В триасовых и юрских солях эффузивы обнаружены в Аквитанском бассейне (Франция), в Испании, Португалии и на севере Сахары (Марокко, Алжир). Третичные соли содержат в себе вулканогенные породы в Ереванской впадине, Закарпатском прогибе, Трансильванской впадине (Румыния) и в неогеновой зоне Румынских Карпат. Мощные толщи четвертичного возраста, развитые в Данакильской соляной долине (Эфиопия), по всей площади их развития пронизаны вулканическими породами.

Наличие эффузивов в толщах солей позволило нам в свое время [132, 133] сделать вывод о том, что соленакопление происходило в тектонически активных впадинах, а сам процесс соленакопления генетически связан с вулканическими явлениями. Для изучения возможного влияния вулканических извержений на формирование соляных толщ мы ознакомились с материалами исследований областей активного вулканизма. Изучение этих материалов показало, что извержение вулканов сопровождается выделением огромных количеств летучих компонентов, которые, по данным В. И. Вернадского [28], превышают твердые и рыхлые продукты извержения в сотни раз по объему и сопоставимы с ними по весу. Учитывая широкое развитие ба-

зальтовых покровов, связанных с трещинными излияниями в более ранние периоды, мы предположили, что эти излияния должны были сопровождаться выделением колоссальных объемов газообразных продуктов, которые, в свою очередь, оставили бы какой-то след в геологической истории нашей планеты.

К популяризации идей о связи формирования соленосных толщ с вулканическими процессами в дальнейшем активно подключился И. Г. Баранов [8, 9].

Представления о генетической связи солеобразования и вулканизма очень популярны среди ученых Украины и Белоруссии, особенно среди геологов-нефтяников, изучающих Припятский прогиб и Днепровско-Донецкую впадину, где в разрезах девонских солей встречаются эффузивы.

Выполненные нами в этом направлении дальнейшие работы не подтвердили идеи о генетической связи соленакопления и вулканизма. По-видимому, формирование соленосных толщ не является производным процессом от вулканизма, а наличие диабазов в солях свидетельствует лишь о том, что и соли, и диабазы поступали в бассейны по крупным расколам в коре из внутренних зон Земли и, следовательно, имеют одну и ту же глубинную природу.

В. Б. Порфирьев [114] впервые высказал сомнение о возможности соленакопления по общепринятой баровой гипотезе. Отмечая парагенезис нефти и соли, он писал: «Никакие выпаривающиеся бассейны не в состоянии дать таких масс соли. И единственное объяснение — это длительный привнос соли в форме богатых рассолов, поступивших по глубинным разломам, проникшим на большие глубины и временами проводившим не только соленую, ювенильную воду, но и нефть».

В настоящее время В. Б. Порфирьев развивает представления о выносе из больших глубин по разломам готовых соляных масс, внедряющихся под колоссальным давлением не только в бассейны, но и непосредственно в осадочный чехол, образуя при этом диапировые структуры.

К заключению о глубинной природе солей, сосредоточенных в древних галогенных формациях, пришел также Н. А. Кудрявцев [82, 83]. Он считает, что формирование соленосных пород возможно в результате выпадения солей на дне морских бассейнов и по плоскостям наложения слоистых непроницаемых пород из горячих глубинных рассолов вследствие их охлаждения, а также метасоматического замещения части пород.

На материале геологического строения девонских пород Подмосковской впадины Л. М. Бирина [15] аргументировала концепцию метасоматического происхождения гипсовых прослоев. По ее представлениям, образование гипсов связано с поступлением сернистых газов по глубинным разломам в фундаменте.

На огромные массы солей, содержащихся в растворенном состоянии в глубинной гидросфере, указывал В. Ф. Дерпгольд

[53]. Он допускал, что эти глубинные воды являются минерализованными или рассольными, а главным элементом после водорода и кислорода является хлор.

Подобные взгляды на генезис соляных толщ высказал недавно Е. Е. Милановский [104] на основании изучения геологического строения и формирования рифтовой системы Восточной Африки и Аравии. Он пришел к выводу о возможном ювенильном источнике миоценовых солей Красного моря и других мощных скоплений типа Прикаспийской впадины и Мексиканского залива.

Против представлений о влиянии глубинных процессов на соленакопление выступил А. А. Иванов [65]. Он утверждает, что базальты и диабазы, встречающиеся в солях, не синхронны вмещающим их слоям; в отдельных случаях они могут быть моложе или же древнее их. При этом А. А. Иванов допускает неточность. Он относит базальты и диабазы, обнаруженные в солях, к интрузивным телам. В связи с этим следует отметить, что базальты и диабазы — это типичные излившиеся, или же по другой терминологии эффузивные, образования. Их интрузивным аналогом является габбро, которое, как известно, не характерно для галогенных формаций.

В основу своей статьи А. А. Иванов положил материалы по геологии соленосных бассейнов Восточно-Сибирской платформы. Он утверждает, что магматические породы, которые встречаются в нижнекембрийских солях, значительно моложе солей и интродурировались в них, возможно, в пермский период, когда Тунгусская синеклиза была охвачена базальтовым «потопом».

Нами определен абсолютный возраст образца диабаза, отобранного из солей верхнемоготской подсвиты нижнекембрийского возраста из скв. 1 Братской площади на глубине 3063 м (рис. 86). Определения выполнялись в Институте геохимии и физики минералов АН УССР. Результаты исследования изотопного возраста пород калий-аргоновым методом характеризуются такими данными: K^{40} — 0,45%, Ar^{40} — $0,218 \text{ г/г} \cdot 10^{-7}$, возраст — 550 ± 25 млн. лет.

Из приведенного следует, что абсолютный возраст магматической породы, отобранной из верхнемоготской подсвиты, составляет 550 млн. лет, что соответствует нижнему кембрию. Это, в свою очередь, свидетельствует о том, что магматические породы синхронны каменным солям. Сами пластовые условия залегания магматических пород подтверждают то, что они выливаются в бассейн соленакопления. Пласт, который прослеживается в усольской свите на сотни километров от Жигалово до Усть-Кута и Казаркинского вала, не может быть интрузивным образованием.

4. Соленосные толщи формировались в периоды крупных тектонических движений, либо непосредственно после них. Во

время соленакопления происходила коренная перестройка структуры бассейна, он расчленился на ряд выступов и прогибов, в бассейнах проявлялась вулканическая деятельность. Иногда формировались брекчии и конгломераты, особенно в геосинклинальных областях. На эту закономерность указывал в свое время Ф. Лотце [206], подтверждая свои выводы результатами сопоставления эпох соленакопления с проявлениями фаз складчатости (рис. 87).

5. В брекчии кепроков соляных куполов встречаются рудные минералы. На куполах Голф Коста известны галенит, сфалерит, реальгар, глауэрит и др. В брекчированных зонах солянокупольных структур Испании отмечены кальцит, пирит, халькопирит и кварц. В Днепровско-Донецкой впадине брекчии соляных куполов содержат ртутно-полиметаллические оруденения, в состав которых входят киноварь, галенит, сфалерит, пирит, халькопирит, марказит совместно с кальцитом, анкеритом, доломитом, арагонитом, сидеритом, кварцем, баритом, флюоритом, халцедоном, юйлитом, цветными битумами. Отмечены также высокотемпературные образования, такие как альбит, скаполит, мусковит, турмалин, рутил, кварц и др.

Очень интересным является приуроченность бороносных минералов к толщам каменной соли. На основании специальных исследований условий накопления борных соединений Я. Я. Яржемский [161] пришел к заключению о вулканогенно-осадочном их происхождении и связи боронакопления с вулканическими явлениями. По его мнению, ловушками для бора «являлись солеродные бассейны или их части, в которые поступали борные продукты вулканогенного первоисточника. Если же они не поступали, то никаких (или почти никаких) борных минеральных

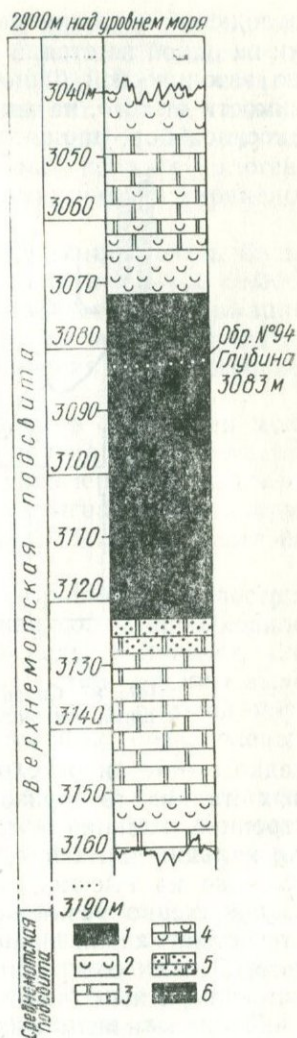


Рис. 86. Разрез мотской подсытки скважины Братск-1-Р (материалы Восточно-Сибирского геофизического треста):

1 — траппы; 2 — соль; 3 — доломиты и другие карбонатные породы; 4 — доломиты с пропластками и включениями соли; 5 — доломиты мергелистые и песчанистые; 6 — уровень отбора образцов.

отложений в таких солеродных бассейнах не образовывалось ни на одной из стадий пегнитогенного процесса (от доломитовой до эвтонической бишофитовой). Как уже отмечалось, в зависимости от того, на какой стадии галогенного осадконакопления вносился бор, продукты боронакопления были различными, не-

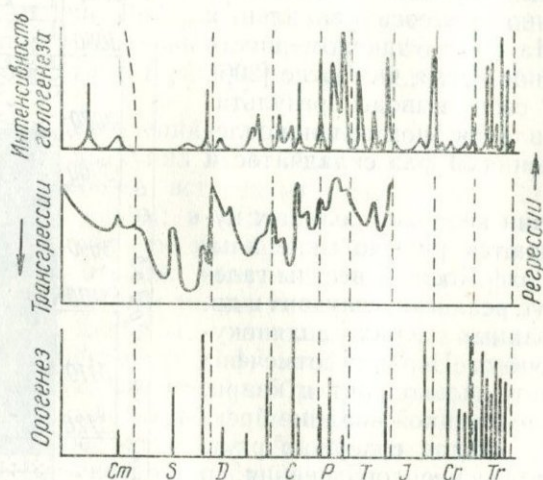


Рис. 87. Связь между соленакоплением и важнейшими тектоническими явлениями [206].

редко с отчетливой слонстостью. Если бор вносился на начальных стадиях, то образовывались боросиликаты кальция, бораты стронция, кальция и магния; если на средних стадиях, то бораты кальция и магния, магния и калия, боросиликаты натрия, если же на высших стадиях пегнитогенного процесса, то преимущественно различные бораты магния при почти полном отсутствии каких-либо боросиликатов, причем независимо от того, был ли солеродный бассейн хлоридным (бессульфатным) или сульфатным (вплоть до отложения кизерита)».

К аналогичным выводам пришел также А. Ф. Горбов [43]. Он подчеркивает, что «мы должны считаться, вероятно, со значительным питанием бороносными растворами и эксгаляциями солеродных бассейнов в предгорных прогибах и впадинах в период формирования в них галогенных формаций». Несколько выше А. Ф. Горбов указывает на то, что накопление соляных толщ синхронизируется с периодами интенсивной вулканической деятельности и, таким образом, его выводы совпадают с представлениями Я. Я. Яржемского.

Во многих соленосных бассейнах в хемогенных образованиях встречаются также включения талька. Г. Борхерт и Р. О. Мюир [169] установили тальк в пермских хемогенных породах в Англии, Техасе и Нью-Мексико в США и в альпийских соляных

образованиях («Haselgebirge»). О находке талька в составе нерастворимых остатков в каменной соли Сереговского месторождения сообщила недавно Н. В. Мелкова [103]. Вместе с тальком в осадке содержатся карбонаты, ангидрит, кварц, единичные зерна калиевых полевых шпатов и хлоритов. Из других примесей следует назвать гематит, который придает галогенным толщам, особенно калийным солям, сургучный и кирпично-красный оттенок [60].

6. Скорость образования галогенных формаций очень большая. По данным М. П. Фивега [145], она достигает 5—10 см/год. Таким образом, скорость образования галогенных формаций во много раз превышает скорость образования осадочных пород и сопоставляется только с темпами накопления вулканогенных продуктов.

7. Соляные толщи совершенно стерильны в отношении морских органических остатков. В солях довольно часто встречаются остатки наземной растительности, например споры и пыльца, на основании чего производят их стратиграфическую привязку. Отмечены также обугленные стволы и ветки деревьев хорошей сохранности.

8. Соленосные породы залегают, как правило, среди пестроцветных образований. Если бы накопление солей происходило в результате выпаривания океанической воды в лагунах или усыхающих морских водоемах, то соляные толщи должны были бы залегать на типичных морских отложениях с богатой морской фауной, как это имеет место в современных горькосоленых бассейнах типа Кара-Богаз-Гол, Сиваш и т. п.

Пестроцветные образования широко развиты. Они установлены во всех стратиграфических комплексах — от докембрийских отложений до неогеновых включительно, ритмично чередуясь с обычными осадочными породами.

В разрезе осадочного покрова Днепровско-Донецкой впадины эти породы занимают определенное положение, которое соответствует во времени эпохам активных тектонических движений, т. е. формирование пестроцветных пород совпадало с периодами интенсивной тектонической деятельности во впадине. Наиболее активными тектоническими движениями впадина была охвачена в предтурнейское, предверхнепермское, предюрское, предмеловое, предпалеогеновое и преднеогеновое время. Эти тектонические движения фиксируются в осадочном покрове в виде стратиграфических несогласий, выпадения из разрезов горизонтов различной мощности, активного роста антиклинальных структур и ускоренного развития соляных диапиров. Характерным является то, что крупные размыты и стратиграфические несогласия находятся внутри пестроцветных толщ.

По своему минеральному составу красноцветные образования очень близки к обычным морским темно-серым осадочным

породам. Основное отличие заключается в том, что в пестроцветных породах сконцентрировано большое количество соединений железа, в связи с чем проблема их генезиса сводится главным образом к выяснению источника железа и условий его аккумуляции в этих отложениях.

Большинство известных геологов, касаясь фациальной характеристики пестроцветных пород, рассматривают их как континентальные отложения, различные по условиям своего образования. Среди них различают дельтовые, предгорные, прибрежные, золотые, речные, озерные, лагунные и др.

Очень неопределенными являются также климатические условия образования пестроцветных пород. Обычно геологи придерживаются мнения, что именно в гумидных областях создаются благоприятные условия для осаждения железа. Так, Л. Б. Рухин [120] считает, что красноцветные толщи образовались, возможно, при достаточно влажном климате и, следовательно, требовали определенного минимума осадков. Учитывая ассоциацию пестроцветных пород с хемогенными осадками, а также наличие в них угольных пластов, Ван Хоутен [196] допускал, что пестроцветные толщи могли образоваться в условиях гумидного климата с незначительными во времени засушливыми сезонами. Исследованию проблемы источника железа и условий его накопления в пестроцветных образованиях много внимания уделил Л. Б. Рухин [120]. Он пришел к выводу, что во время формирования пестроцветных образований происходило глубокое выветривание коренных материнских пород, в результате чего освобождалось большое количество железа в виде закисных и окисных форм. Однако из анализа материалов петрографических исследований пестроцветных образований не следует, что все гидроокислы железа этих пород являются результатом выветривания железосодержащих минералов; в пестроцветных породах очень много неразрушенных химическим выветриванием железосодержащих минералов. Неясны также причины такого катастрофического разрушения именно одних только железосодержащих минералов. Л. Б. Рухин предполагает, что накопление такого огромного количества железа в пестроцветных породах связано с воздымающимися молодыми горными хребтами, а сами пестроцветные толщи он рассматривает как образования предгорных аллювиальных долин. При разрушении пород, особенно древних магматических, выносилось большое количество железа, которое позже осаждалось в пестроцветных породах. К другому источнику железа Л. Б. Рухин относил вулканическую деятельность, иногда проявлявшуюся синхронно с накоплением пестроцветных толщ. Образовавшиеся лавы быстро разрушались, поставляя при этом дополнительное количество железа. К аналогичным выводам пришли также Д. Н. Миллер и Р. Л. Фольк [50]. Анализируя пестроцветные породы разных возрастов, развитые в США, они указывают на наличие в крас-

ных разностях магнетита и ильменита, которые являются преобладающими тяжелыми минералами, в то время как в ассоциирующихся с ними серых и зеленовато-серых слоях магнетита и ильменита не встречено. На основании этого они заключают, что магнетит в восстановительной среде быстро исчезает и красноцветные породы образуются в результате разрушения изверженных и метаморфических пород, в которых имелись магнетит и ильменит.

На связь формирования пестроцветных пород с воздымающимся горными хребтами указывал также Л. В. Пустовалов [115] и И. Ю. Лапкин [88]. Однако, как отмечает Д. В. Наливкин [106], это не универсальная закономерность: татарские и ветлужские красноцветные породы Горьковской области удалены от Уральских гор более чем на 100 км и не связаны с ними непосредственно.

С пестроцветными формациями ассоциируются медистые песчаники, которые в ряде мест разрабатываются как медные руды. Медистые породы встречаются среди пестроцветных образований разного возраста. Особенно широко развиты они в докембрии (Скандинавский п-ов, Катанга, Северная Родезия), в девоне (Минусинский р-н, Горный Алтай, Центральный Казахстан) и в отложениях от верхнего карбона до триаса включительно (Джезказган, Донбасс, Мангышлак). Известны также медистые песчаники среди юрских меловых и третичных отложений [59].

Проблема концентрации меди в пестроцветных толщах в данное время остается невыясненной. Если накопление железа в пестроцветных породах с большим допущением можно связывать с разрушением кристаллических пород областей сноса, то этого нельзя сказать о меди. Обычно допускают, что медь поступила в седиментационные бассейны из областей сноса в результате разрушения рудных тел, богатых медистыми минералами [137]. Это допущение не в состоянии ответить на вопрос, почему размывались медоносные рудные тела областей сноса во всех регионах земного шара именно на определенных этапах формирования пестроцветных пород, почему не могли размываться эти рудные тела и давать повышенные концентрации меди, в частности, при образовании осадков карбона или юры в Днепровско-Донецкой впадине, а связаны только с красноцветными породами нижней перми.

Вопросы источника меди при формировании пестроцветных пород в свое время весьма оригинально были решены Я. В. Самойловым [123]. Давно установлено, что в крови некоторых животных (речные раки, осьминоги, пауки и др.) вместо гемоглобина находится гемоцианин, роль железа в котором выполняет медь. Я. В. Самойлов допускал, что все медистые породы образовались в пермский период, который, по его представлению, характеризовался широким развитием животных с гемо-

цианином в крови. Накопление отмирающих остатков этих животных на дне моря обусловило обогащение медью пермских пестроцветных пород. Взгляды Я. В. Самойлова на медистые породы как на биолиты встречают ряд возражений. В частности, медистые породы, как и все пестроцветные, вообще бедны ископаемыми органическими остатками, в связи с чем нет никаких оснований допускать расцвет животного мира в этих бассейнах. Медистые песчаники образовывались не только в перми, как считал Я. В. Самойлов, они известны во всех геологических периодах — от докембрийских до третичных включительно. В связи с этим гипотеза Я. В. Самойлова о генезисе медистых пород признается сейчас всеми геологами как маловероятная.

Следует считать более логичными высказывания тех исследователей, которые связывают медную минерализацию пестроцветных образований с вулканической деятельностью [101, 124, 125]. Поскольку в ряде регионов в медистых песчаниках не прослеживаются магматические продукты, против этого допущения возражают сторонники сингенетично-осадочного происхождения этих пород.

Как уже отмечалось, образование пестроцветных осадков в Днепровско-Донецкой впадине синхронизировалось с периодами активных тектонических движений. В эти периоды интенсивно проявлялась разломная тектоника; плавные колебательные движения сменялись дифференцированными перемещениями блоков кристаллического фундамента по глубинным разломам, в осадочном же покрове происходили складкообразные движения, которые сопровождались развитием густой сети нарушений. Таким образом, во время накопления красноцветных пород в связи с активизацией тектонических движений во впадине, особенно резко проявились разломы в земной коре как в кристаллических породах, так и в осадочном покрове. Все это свидетельствует о том, что в периоды формирования пестроцветных толщ земная кора характеризовалась повышенной проницаемостью.

Нам кажется, что железо, а в ряде случаев и медь, выносились из глубинных частей земного шара по трещинам и разломам в седиментационные бассейны, что создавало соответствующую обстановку, благоприятную для образования пестроцветных пород. И в этом, на наш взгляд, заключается связь формирования пестроцветных пород с периодами тектонических движений.

Неоспоримым доказательством в пользу выноса из глубин железа, меди и других компонентов являются результаты исследований осадков Красного моря, выполненных научно-исследовательскими суднами «Атлантис-II» и «Академик Вавилов». Отобранные пробы данных осадков из глубоководных впадин Дискавери и Антлантис-II, расположенных в приосевой части Красного моря, показали высокую концентрацию в них железа,

меди, цинка и других элементов. Эти осадки представляют собой глееобразную массу, окрашенную в черные или пестрочередующиеся красные, желтые и зеленые тона. При высыхании они приобретают пеструю окраску и таким образом во многом напоминают пестроцветные образования. Принимая во внимание, что Красное море расположено в зоне Великих африканских разломов, наличие тяжелых металлов в донных его осадках связано с поступлением их из глубинных зон по крупным расколам в земной коре.

По-видимому, процесс дегазации земных недр играет большую роль в жизни нашей планеты. Геохимические расчеты, выполненные М. К. Хорном и Дж. А. С. Адамсом [195] на электронносчетных машинах, обнаружили, что свинец, марганец, молибден и другие находятся в избыточном количестве по отношению к выветрелым кристаллическим породам, в связи с чем эти исследователи не исключают возможности, что отмеченные элементы наряду с хлором, серой, бромом и другими имеют глубинное происхождение.

Процесс образования пестроцветных толщ генетически не связан с вулканизмом, хотя в ряде случаев с этими толщами ассоциируются эффузивы. Возможно, что при выносе из глубин веществ, богатых железом, медью и другими компонентами, создавались благоприятные условия также и для поступления в седиментационные бассейны продуктов вулканизма. В Днепровско-Донецкой впадине проявление вулканизма синхронизировалось с накоплением пестроцветных пород в девоне. О нахождении обломков эффузивов в пестроцветных образованиях шебелинской свиты верхней перми сообщила Ф. Е. Лапчик [89]. Встречаются туфогенные породы в отложениях юры [144]. Имеется также ряд косвенных данных, свидетельствующих о наличии вулканических проявлений на границе мела и палеогена, между эоценом и палеоценом [143].

Однако нам кажется, что вынос железа, меди и других компонентов не связан с вулканическими или поствулканическими процессами, а представляет особый вид дифференциации вещества глубинных частей земного шара.

В разрезе соленосных толщ очень часто встречаются пласты карбонатов, представленных известняками, мергелями и доломитами. Образование их обычно связывают с выпадением карбонатов из морской воды. Однако, как известно, морская вода состоит в основном из хлоридов (88,7%) и сульфатов (10,8%) с весьма незначительным количеством карбонатов (0,3%).

Исследователи давно уже обратили внимание на то, что количество известняков и доломитов, захороненных в осадках, не может быть объяснено простым выпадением этих солей из морской воды и вынуждены допустить глубинный источник углекислоты, принимавшей участие в карбонатообразовании. Так, А. Б. Ронов [119] пришел к заключению, что «...в прошлые гео-

логические периоды непрерывно действовал механизм удаления и связывания глубинной углекислоты процессами карбонатакопления и фотосинтетической фиксации углерода зелеными растениями. Измерение объемов карбонатных и вулканогенных пород различного возраста (от D_1 до J_3) в пределах современных материков и сопоставление этих объемов друг с другом, а также с площадью материков, покрытых морем, позволило сформулировать основной закон карбонатакопления, согласно которому количество карбонатных осадков, отлагавшихся в ту или иную эпоху, прямопропорционально интенсивности вулканической деятельности и площади распространения внутриматеринских морей».

На основании изложенного фактического материала о геологическом строении соленосных толщ можно дать такую общую схему галогенеза: 1) бассейнам соленакопления свойственно грабенообразное строение; 2) в их пределах имели место дифференцированные перемещения отдельных блоков с преобладанием нисходящих движений; 3) подвижки блоков нередко сопровождались излиянием вулканических лав синхронно с формированием солей; 4) накопление максимальных мощностей соленосных толщ характерно для наиболее интенсивно прогибающихся участков.

В основе представлений о соленакоплении лежат взгляды о происхождении Мирового океана, его палеохимизме и истории развития. В прошлом некоторые исследователи связывали минерализацию вод океана с выщелачиванием солей из кристаллических пород при их выветривании. Выполненные специальные работы в этом направлении показали необоснованность этой точки зрения. Входящие в состав солей катионы, такие как Na^+ , K^+ , Ca^{2+} и др., широко распространены в горных породах, и их наличие в солях нетрудно связать с поступлением катионов из горных пород при выветривании. Этого нельзя сказать о Cl^- , SO_4^{2-} , CO_3^{2-} . Принимая точку зрения, что все осадочные породы вторичны и образовались в основном за счет разрушения первичных кристаллических пород, невозможно аргументировать наличие того количества хлора, серы и углекислоты, которое встречается в составе солей, поскольку эти компоненты крайне редки в кристаллических породах.

Согласно оценке У. У. Руби [225], только незначительную часть хлора, серы и углекислоты можно получить при выветривании кристаллических пород (табл. 13; данные в 10^{20} г).

На происхождение остальной части этих компонентов существуют две точки зрения. Согласно первой, вода, хлор, сера, углекислота и другие компоненты являются остатком горячей атмосферы, образовавшейся в процессе остывания Земли. В результате конденсации первичной атмосферы сформировался Мировой океан, который не подвергался существенным изменениям от кембрия до наших дней. Вторая связывает происхождение

ние вод океана и растворенных в них солей с процессами дегазации глубинных зон земного шара.

Таблица 13

Показатель	H ₂ O	CO ₂	Cl ₂	N ₂	S ₂	H, В
В настоящей атмосфере, гидросфере и биосфере	14600	1,5	276	39	13	1,7
Захоронено в осадочных породах	2100	920	30	4	15	15
Всего	16700	921	306	43	28	16,7
Получено при выветривании кристаллических пород	130	11	5	0,6	6	3,5
«Избыточные» летучие, которые не объясняются выветриванием кристаллических пород	16600	910	301	42	22	13

Первая гипотеза является логическим выводом из космогонических представлений об образовании Земли из расплавленного вещества. Она предполагает, что на ранних этапах геологического развития все соли, в настоящее время захороненные в осадках, а также растворенные в подземных и океанических водах, входили в состав первичного Мирового океана. У. У. Руби [225], анализируя развитие океана, отмечает, что такой докембрийский океан представлял бы собой перенасыщенный солями водоем и, следовательно, ранний докембрий был бы в основном временем формирования хомогенных толщ, состоящих из карбонатов, сульфатов и галоидов. Однако, как известно, разрез древнего докембрия не отличается повышенными мощностями карбонатов: более значительные накопления известняков приходятся на более поздние периоды. То же самое можно сказать о гипсах и ангидритах. Каменная соль встречается в верхнем протерозое только в Австралии, а основные ее количества накапливались с кембрия до четвертичного времени включительно.

Из рассматриваемых позиций следует, что соленакопление в разрезе геологического времени должно было бы носить затухающий характер. Наиболее интенсивно этот процесс должен был бы происходить в более древние периоды, когда океан характеризовался высокой соленосностью; с уменьшением концентрации солей в океане соляные толщи все реже должны были бы встречаться в ископаемом состоянии, что противоречит наблюдаемым геологическим фактам.

Вторая точка зрения связывает происхождение хлора, серы и других компонентов с выносом их из глубинных частей земного шара. Она согласуется также с новыми концепциями астрономии о формировании Земли из холодной пылевой туманности и вытекающими из нее геологическими следствиями об

образовании земной коры в результате выплавления из вещества мантии более легких дериватов и подъема их к поверхности [30]. По современным представлениям, воды Мирового океана и его солевой состав, а также атмосфера Земли возникли в результате постепенной дегазации подкорковых зон [11, 30], а процесс засоления океанических вод продолжается до сих пор путем выноса летучих компонентов многочисленными вулканами, расположенными на океаническом дне.

На основании этого возможны два подхода к решению проблемы соленакопления. Во-первых, океанические воды и растворенные в них соли формируются в глубоких океанических впадинах, а затем эти воды поступают в пределы континентальных бассейнов и в условиях аридного климата выпариваются, что приводит к образованию мощных толщ ископаемых солей. Этот взгляд не отражает палеогеологической обстановки древних бассейнов мощного соленакопления и противоречит новым материалам по геологии солянокупольных регионов мира.

Учитывая то, что соленосные бассейны характеризуются блоковым строением, более правильна вторая концепция, связывающая соленакопление с выносом хлоридов и других соединений непосредственно в солеродный бассейн по глубинным разломам из подкорковых зон Земли. В пользу этого предположения свидетельствует, по нашему мнению, и широкое развитие эффузивов внутри соленосных толщ.

Количество хомогенных образований, захороненных в осадочных породах, очень велико, и их генезис не объясняется с позиций выпаривания морской воды. По А. А. Меергоффу [208], в осадках сконцентрировано $73,44 \cdot 10^6 \text{ км}^3$ хомогенных образований, в том числе органогенных известняков, тогда как в морской воде их содержится всего $21,6 \cdot 10^6 \text{ км}^3$, т. е. в три раза меньше. Если считать, что все соляные породы — это продукт выпаривания океанической воды, то необходимо допустить, что в докембрии в океанических водах находилось $95 \cdot 10^6 \text{ км}^3$ солей, а отсюда соленосность докембрийского океана достигала $153,5 \text{ г/л}$. Всякое осадконакопление солей понижало бы соленость, а это, в свою очередь, должно было бы вызывать коренные изменения в органическом мире. С докембрия и до настоящего времени необходимо было переработать $2/3$ океанической воды и, таким образом, каждый этап соленакопления был бы катастрофой для морских организмов.

На основании анализа всех данных мы приходим к выводу, что соленосные толщи формировались благодаря поступлению из глубин ювенильных горячих рассолов. Выпадение солей в осадок связано с изменением термодинамического равновесия рассолов. В результате снижения температуры и давления в поверхностных условиях из ювенильных горячих вод, поступивших в бассейны из больших глубин, выпадали соли. Остаточный раствор сбрасывался в море. Таким образом, движение вод

в солеродном бассейне было направлено в сторону моря, а в бассейн морские воды не проникали. Отсутствие остатков морских организмов в солеродных бассейнах подтверждает эту точку зрения. В случае питания солеродного бассейна морской водой в солях должна быть захороненная морская органика, независимо от того, был ли бассейн связан с морем непосредственно или через промежуточный бассейн. Специальное рассмотрение этого вопроса показывает, что в горькосоленых водоемах активно развивается органическая жизнь и при условиях морского происхождения соляных толщ в них обязательно должна была бы встречаться органика, поскольку, по Э. Зюссу, всякий осадочный пласт — это прежде всего кладбище организмов.

В заключение характеристики солеродного бассейна хочется еще раз подчеркнуть, что мы не рассматриваем соленакопление как производный процесс от вулканизма и не считаем обязательным наличие вулканических продуктов в соляных толщах. Поскольку формирование соляных толщ совпадало с периодами активных тектонических движений, то при этом могли создаваться условия, при которых из глубин наряду с ювенильными рассолами поступали и вулканические лавы.

Современным аналогом такого солеродного бассейна является Данакильская соляная долина. Расположена она в зоне Великих африканских разломов и приурочена к грабенообразному прогибу Афар. В четвертичное время она испытывала устойчивые нисходящие движения, и в долине накапливалась огромная толща солей, вскрытая мощность которых оценивается в 1000 м. Это наиболее молодые мощности толщи солей, известные на земном шаре. Формирование соляных толщ еще не закончено и продолжается в настоящее время. Из глубин поступают горячие воды, из которых выпадают каменная и калийные соли. Соленакопление сопровождается активными вулканическими явлениями.

Приведенный нами анализ геологического строения солянокупольных регионов мира показал широкое развитие магматических пород в галогенных формациях. Магматические образования, представленные эффузивами преимущественно основного состава, встречаются среди соленосных толщ настолько часто, что их, наряду с ангидритами, гипсами и известняками, можно рассматривать как основную часть этих толщ.

Так, в бассейне Амадеус (Австралия) в верхах соленосной свиты биттер-спрингс протерозойского возраста содержатся пласты эффузивов.

Во всех известных кембрийских солях, встречающихся на Азиатском континенте, отмечены вулканогенные образования. В Восточно-Сибирских соленосных бассейнах эффузивы в солях вскрыты бурением на Жигаловской, Усть-Кутской, Заярской, Дельгейской, Братской и других площадях. На побережье Персидского залива соли серни ормуз образуют диапиры, в брекчии которых установлены магматические породы.

В девонских солях туфы известны в юго-западной части Виллюйской синеклизы, в районе так называемых Кемпендэйских дислокаций. Диабазы в составе брекчии, перекрывающей соляные диапиры, обнаружены в северо-восточной части Хатангской впадины на куполах Нордвик, Кожевникова, сопка Белая и др. Соль девонского возраста Днепровско-Донецкой впадины пронизана эффузивами по всей ее территории от Черниговского выступа кристаллического фундамента до окраин Донбасса, что подтверждается широким развитием диабазов в кепроках куполов, наличием пластов эффузивов в соленосных образованиях. На Черниговском выступе и на окраинах Донбасса соленосные толщи девонского возраста замещаются магматическими породами. В Припятском прогибе нижняя соленосная толща переходит в эффузивы на Борщевской, Шарпилловской и Ветхинской площадях. Аналогичные изменения верхней соленосной толщи установлены на Шарпилловской площади.

В каменноугольных солях магматические породы обнаружены в бассейне Парадокс (США).

Во многих бассейнах мира пермские соли ассоциируются с вулканогенными породами. Так, соляное ядро Сереговского купола в Двинско-Мезенской впадине перекрыто брекчией, в составе которой обнаружены диабазы. В Пермском бассейне

(США) базальты и богатые доломитом щелочные породы прорывают пласты каменных и калийных солей свит кастиль и саладо (серия очоа пермского возраста). В калийном руднике Галльштатт (Австрия), горизонт кайзерин Мария Терезия включает туффиты и мелафиры. В северной части Монгольской Народной Республики развиты соленосные породы, содержащие, наряду с конгломератами, аргиллитами и гипсами, загипсованные туффиты, агломерат-туфы и диабазовые порфиры. В Северо-Германской впадине толщи солей красного лежня накапливались синхронно с излияниями мелафиров. Верхнецехштейновые соли калиеносного бассейна Верра (ГДР) многих рудников переполнены базальтами и туфами. В Предандийском прогибе (Перу) соль и эффузивы встречаются в свите миту, которая формировалась с поздней перми до ранней юры включительно. Верхнеюрская свита чаписа или верхний бокерон этого прогиба представлены песчано-глинистыми породами с прослоями перекластических образований, а также солей, гипсов и известняков. Соленосная толща нова олинда Амазонского бассейна (Бразилия) прорвана дайками и перекрыта покровами диабазов по всей территории ее развития. На острове Мадагаскар в бассейне Морондава верхнепермско-нижнетриасовые образования объединяются в свиту сакамена, сложенную пестроцветами, солями и вулканическими породами.

Соли триасового возраста содержат офитовые толщи в Аквитанском бассейне (Франция). В триасовой провинции Сахары (Алжир, Марокко) соляные породы переслаиваются с эффузивами. На северо-востоке Испании триасовые соли образуют диапировые структуры, которые перекрываются диабазовой брекчией. Высказаны предположения, что выраженные в рельефе поднятия на побережье Атлантического океана в Португалии, к которым приурочены выходы изверженных пород, известняков и соляных источников, имеют солянокупольную природу. В средней части соленосной толщи поздне триасового возраста бассейна Ларн (Северная Ирландия) сдержатся многочисленные прослои долеритов.

В юрских солях свиты пунта алегре, вскрытых бурением в северной части Кубы, обнаружены диабазовые прослои. Соленосная толща гаурдакской свиты позднеюрского возраста, развитая на юге Средней Азии, содержит включения вулканического стекла, что указывает на синхронность соленакпления и вулканической деятельности.

Мощные толщи базальтов подстилают соленосные образования аптского возраста в бассейне Куанза в Анголе.

Совместное нахождение солей и эффузивов среди образований третичного возраста отмечено в различных регионах мира. Так, эоценовые соленосные породы бассейна Грин-Ривер в Скалистых горах (США), представленные галитом, природной содой и терригенными осадками, переслаиваются с туфами.

Олигоценые соли Рейнского грабена (Австрия) замещаются эффузивами в районе г. Кайзерштуль. В низах соленосной толщи Ереванского бассейна вскрыты два пласта эффузивной породы (анамезита). Залежи тортонских солей в Трансильванской впадине (Румыния) подстилаются дежскими туфами. Аналогично строение тортонских солей в Румынских Восточных Карпатах, в основании которых залегают туфы с глоберидами, соответствующие дежским туфам Трансильванской впадины. В Закарпатском прогибе соленосные толщи тортонского возраста содержат многочисленные прослои туфов, туффитов и других вулканогенных пород. В Пенджабском Соляном кряже (Пакистан) в районе г. Кевра обнажаются соленосные породы с прослоем сильно выветрелых диабазов, мощностью около 3 м. Во внутренней впадине Центрального Ирана диапиры, сложенные солью миоценового возраста, перекрываются брекчией, в составе которой встречаются глыбы андезита.

Самые молодые на земном шаре мощные толщи четвертичных солей, развитые в Данакильской соляной долине (Эфиопия), на многих участках прорваны действующими еще в настоящее время вулканами.

Наличие эффузивов в ископаемых слоях свидетельствует о проявлении вулканизма во время соленакпления. Это, в свою очередь, указывает на то, что соляные толщи накапливались не в спокойных лагунах или полуизолированных от моря бассейнах, а в тектонически активных зонах земной коры, в которых интенсивно проявлялись глубинные разломы. Широкое распространение эффузивов в соляных породах не следует расценивать как то, что соль является производным веществом от базальтов или диабазов. Их совместное нахождение указывает на то, что и соль, и базальты являются глубинными образованиями и что они поступили из недр Земли по одним и тем же путям.

Соленосные формации приурочены к глубоким впадинам блокового строения, которые характеризуются широким развитием глубинных разломов, при этом разломы часто служат границами распространения толщ каменных солей.

Кроме вулканогенных пород, в соляных толщах нередко можно обнаружить бораты, тальк, гематит и другие образования. В кепроках соляных куполов многих регионов мира встречаются рудные минералы, такие как пирит, галенит, сфалерит, турмалин, мусковит, флогопит, кварц, а также скопления серы, имеющие местами промышленное значение. Многие исследователи, занимавшиеся генезисом этих минералов, пришли к выводу, что они проникли из подкорковых зон по крупным разломам. В связи с этим большое значение имеет исследование современных глубинных разломов как путей миграции различных минеральных образований из недр Земли в приповерхностные зоны.

Анализ геологического строения зон развития современных крупных разломов подтвердил предположение о поступлении солей, рудных минералов и других соединений по этим разломам из глубинных частей земного шара. В качестве примера можно привести сбросовые долины Восточной Африки. Расположенное в пределах этих рифтовых долин Мертвое море характеризуется своеобразным составом и высокой минерализацией воды. Глубокие грабенообразные впадины, приуроченные к приосевой части Красного моря, заполнены горячими рассолами. Донные осадки этих впадин обогащены железом, медью, цинком, свинцом, марганцем и другими металлами. На участке, где рифтовая зона переходит на Африканский материк в Данакильской соляной долине вскрыта самая молодая на земном шаре толща каменных солей мощностью до 1000 м. Солеобразование здесь продолжается и в настоящее время, на что указывает выпадение солей из высокоминерализованных горячих вод, поступающих из глубин по разломам. В пределах Данакильской соляной долины широко развиты вулканические явления. К югу от Данакиля на берегу оз. Натрон расположен вулкан Ол-Доиньо-Ленгаи, изливающий лаву, состоящую из смеси кальцита и соды. В дополнительной ветви Великих африканских разломов находится оз. Киву, воды которого насыщены углекислотой и метаном в количествах, позволяющих рассматривать это озеро как крупное газовое месторождение.

Парагенезис галогенных образований и вулканических пород, нахождение рудных минералов в толщах каменной соли и кепроках диапиров, совпадение во времени соленакопления с проявлениями орогенических фаз, а также вынос солей в зонах глубинных разломов и в районах современного активного вулканизма позволяет нам поставить под сомнение представления о формировании древних ископаемых толщ и солей в результате выпаривания морской воды в лагунах или полуизолированных от моря бассейнах, расположенных в аридных климатических поясах, и выдвинуть новые идеи о том, что накопление этих толщ связано с выносом из подкоровых зон Земли насыщенных горячих рассолов, из которых вследствие понижения температуры и давления в приповерхностных условиях выпадали соли.

В пользу высказанного предположения свидетельствует также совершенная стерильность ископаемых толщ солей в отношении морских органических остатков. Известно, что галогенные формации характеризуются идеальной чистотой и не содержат ископаемой морской органики, за исключением остатков наземной растительности в виде спор, пыльцы и реже обуглившихся стволов и веток деревьев.

При образовании соленосных пород в результате выпаривания постоянно поступающих из моря вод, с последними должно приноситься большое количество морской органики, главным образом планктона, и, учитывая исключительные консервирую-

щие свойства солей, соленосные породы должны быть обогащены органическим веществом морского происхождения. Изучение современных солеродных лагун опровергает укоренившиеся представления о солеродных бассейнах как о безжизненных мертвых пространствах. Имеется ряд низших организмов, которые не только приспособились к жизни в высококонцентрированных рассолах, но и весьма активно развиваются в солеродных бассейнах вплоть до садки солей. Кроме того, в солеродные лагуны из моря заносится много органики, в результате чего в донных осадках концентрируется органическое вещество.

Отсутствие fossilized органики морского происхождения в древних толщах ископаемых солей противоречит классической гипотезе формирования соленосных пород в результате сгущения океанической воды в усыхающих водоемах.

Скорость формирования соленосных толщ намного больше, чем скорость отложения осадочных пород. Она сопоставима лишь со скоростью накопления вулканогенных образований.

Таким образом, весь комплекс современных геологических данных свидетельствует о глубинной природе ископаемых солей.

Новые взгляды на соленакопление имеют важное научное и практическое значение. Они позволяют по-новому рассматривать геологическую историю соленосных бассейнов, заставляют пересматривать общепринятые представления о генезисе многих образований, находящихся в парагенетической связи с соленосными толщами, а также значительно расширяют перспективы соленосных формаций в отношении различных полезных ископаемых.

В предыдущем разделе было отмечено, что большинство исследователей, изучающих закономерности боронакопления, пришли к выводу о вулканогенно-осадочном их происхождении и что бороносные рудопроявления могут содержаться только в бассейнах, имеющих следы вулканической деятельности. Поскольку мы считаем, что все соли, сконцентрированные в бассейнах, вынесены из глубин, любой соленосный бассейн, независимо от наличия в нем вулканогенных продуктов, должен быть исследован в отношении его бороносности.

Большой интерес представляет приуроченность серы и рудных минералов, таких как галенит, сфалерит, халькопирит, реальгар и др., к брекчиям солянокупольных структур. Новые представления позволяют планировать специальные изучения солянокупольных брекчий в отношении их сероносности и рудоносности во всех соленосных провинциях.

Актуальной проблемой наших дней являются поиски природной соды. В своем докладе на VIII литологической конференции, проходившей в 1968 г. в Москве, министр геологии СССР А. В. Сидоренко по этому поводу сказал: «хочу обратиться с очень убедительной просьбой к участникам совещания: помочь в поисках природной соды. Мы можем производить соду

в значительных количествах химическим путем, но при этом получается огромное количество дистиллятной жидкости-отходов. На 1 т соды получается около 40 м³ дистиллятной жидкости, захоронение которой стоит часто дороже, чем строительство самого предприятия. В связи с этим поиски месторождений природной соды, несмотря на всю казалась бы уникальность этого явления, крайне необходимы. В США недавно открыто крупное месторождение природной соды в ископаемом состоянии, и есть основания найти эти месторождения в СССР. Это хотя и частная, но интереснейшая и важная задача» [129].

Эндогенная гипотеза галогенеза не исключает возможности наличия природной соды в соленосных бассейнах. Есть все основания считать, что вместе с поваренной и калийными солями из глубин может выноситься также и сода. При характеристике Великих африканских разломов мы указали, что вулкан Ол-Донья-Ленгаи изливал лавовые потоки, состоящие из троны (технической соды). Это и дает нам основание рекомендовать проведение специальных работ по установлению возможных залежей соды среди галогенных формаций.

Выводы о том, что красноцветные породы, находящиеся в парагенетической связи с соленосными образованиями, формировались синхронно с фазами орогенеза, в результате которых в осадочный бассейн попадали дополнительные количества ювенильных растворов, позволяют предположить перспективность красноцветов в отношении некоторых рудных концентраций. По аналогии с глубоководными впадинами Красного моря, в которых накапливаются современные красноцветные осадки, обогащенные медью, свинцом, цинком, марганцем, молибденом и др., мы рекомендуем постановку специальных исследований по выявлению этих элементов в древних красноцветных толщах.

Новые концепции о глубинной природе соленосных толщ заставляют изменить представление о палеогеологической обстановке времени формирования мощных толщ ископаемых солей. Согласно новым представлениям, солеродный бассейн — это прогиб блокового строения, разбитый густой сетью крупных расколов, по которым из больших глубин выносились горячие ювенильные рассолы. Этому процессу нередко сопутствовали вулканические явления.

По классическим взглядам бассейн соленакопления представлял собой лагуну или полуизолированный от моря бассейн, расположенный в аридном климатическом поясе, в котором происходило выпаривание океанической воды. Этот бассейн испытывал плавные прогибания, компенсировавшиеся выпадающей солью, без участия каких-либо тектонических движений, так как всякое движение могло нарушить структуру бассейна, что вызывало изменение его глубины, потерю или увеличение связи с морем, а это, в свою очередь, могло нарушить равновесие и привести к прекращению соленакопления. Поэтому почти все

исследователи, занимающиеся восстановлением палеогеологической обстановки времени формирования соленосных толщ, не принимают во внимание вулканические породы, встречающиеся в галогенных формациях, и не учитывают вулканизма, считая, что он противоречит самой идее осадочного соленакопления.

Например, Я. К. Писарчик с сотрудниками [113], характеризую палеогеологическую обстановку раннего кембрия Восточно-Сибирских соленосных бассейнов, не упоминают о проявлениях вулканизма, имевших место во время соленакопления. Мы не сомневаемся в том, что данные исследователи знакомы с этим фактическим материалом, но уже одно только указание на излияние лав исключает лагунную обстановку и не позволяет привлечь классическую схему для объяснения соленакопления. Нет также сведений о проявлениях вулканизма в солеродных бассейнах в работе М. А. Жаркова [61], в которой он освещает палеогеологию Азии в кембрийское время. Во всех бассейнах, на которые ссылается этот исследователь, синхронно с соленакоплением происходили излияния основных лав. Диабазы обнаружены и в соленосных бассейнах Иркутского амфитеатра, и на куполах Южного Ирана, и в соляных толщах Пенджабского Соляного кряжа. Однако, приняв классическую гипотезу соленакопления, М. А. Жарков ничего не пишет о вулканизме, поскольку последний несовместим с лагунной или мелководной обстановкой.

Таким образом, гипотеза формирования соленосных толщ в результате сгущения океанической воды в полуизолированных морских бассейнах в условиях жаркого аридного климата не отражает реальных геологических условий и должна быть оставлена как ошибочная.

Повсеместная приуроченность эффузивов к соляным толщам позволяет в ряде случаев уточнить стратиграфическое положение соляных толщ. Так, в настоящее время ведется дискуссия относительно возраста соленосных пород Пенджабского Соляного кряжа. Одни исследователи считают их кембрийскими, другие — третичными. Не ясно также стратиграфическое положение соляных толщ Сереговского купола, расположенного в Двинско-Мезенской впадине, и в различных построениях их относят к девону или же к перми. Та же проблема существует и в отношении солей Галльштаттского калийного рудника, одни исследователи рассматривают их как пермские, другие — как третичные.

По данным определений абсолютного возраста эффузивов, встречающихся в солях, можно решать вопросы стратиграфического положения соляных толщ.

Принятые теории глубинного происхождения мощных толщ ископаемых солей влечет за собой необходимость пересмотра ряда положений и, в первую очередь, взглядов на механизм формирования соляных куполов.

1. Абрамова С. А., Марченко О. Ф. — Труды ВНИИГалургии, 45, 1964.
2. Абрамова С. А., Марченко О. Ф. — Там же.
3. Алиев М. М. и др. Геология и нефтегазоносность Алжирских Атласов. «Недра», М., 1971.
4. Альмела А., Лосано Р. С. — В кн.: XX Междунар. геол. конгресс. Материалы по геологии нефти, 2. Гостоптехиздат, М., 1959.
5. Амроян А. Е. — Труды Армянского геол. упр., 1. 1957.
6. Анцупов П. В. Геологическое строение и нефтеносность северной части Припятского прогиба. Автореф. канд. дис., Минск, 1968.
7. Бакиров А. А. Нефтегазоносные области Америки. Гостоптехиздат, 1959.
8. Баранов И. Г. — В кн.: Условия образования и особенности нефтегазоносности солянокупольных структур. «Наукова думка», К., 1966.
9. Баранов И. Г. — В кн.: Солянокупольные регионы СССР и их нефтегазоносность, 1. «Наукова думка», К., 1969.
10. Батурин Г. Н., Коченов А. В., Тримонис Э. С. — Океанология, 1969, 9, 3.
11. Белоусов В. В. — Изв. СССР, серия геол. 1955, 3.
12. Бенц А. — В кн.: Распространение нефти. Гостоптехиздат, М., 1961.
13. Берман Р. Б. и др. — В кн.: XX Междунар. геол. конгресс. Материалы по геологии нефти, 2. Гостоптехиздат, М., 1959.
14. Билюк А. А. Особенности развития соляной тектоники Днепровско-Донецкой впадины. Автореф. канд. дис. Львов, 1968.
15. Бирина Л. М. — Литология и полезные ископаемые, 6, 1970.
16. Бобровник Д. П. — Геол. сб. Львов. геол. о-ва, 1957, 4.
17. Бондарчук В. Г. Геология Украины. Вид-во АН УРСР, К., 1959.
18. Бондарчук В. Г. Основные вопросы тектоорогении. Изд-во АН УССР, К., 1961.
19. Боннар Е. и др. — В кн.: Распространение нефти. Гостоптехиздат, М., 1961.
20. Брод И. О. и др. Нефтегазоносные бассейны земного шара. «Недра», М., 1965.
21. Брудерер В., Луи М. К. — В кн.: Распространение нефти. Гостоптехиздат, М., 1961.
22. Буялов Н. И. — Проблема поисков нефти и газа на территории Белорусской ССР. Серия нефтепромысловая геология и геофизика. ЦНИИТЭ-нефтегаз, М., 1964.
23. Васильев В. Г. Приверхоанско-Виллойский нефтегазоносный бассейн. Нефтегазоносные бассейны земного шара. «Недра», М., 1965.
24. Васильев В. Г. и др. Геологическое строение Монгольской народной республики. Гостоптехиздат, М., 1959.
25. Васильев В. Г. — В кн.: Нефтегазоносные бассейны земного шара. «Недра», М., 1965.
26. Васильев В. Г., Мирончев Ю. П. — В кн.: Геология нефти. Справочник, 2, кн. 1. «Недра», М., 1968.
27. Вахрамеева В. А. — Труды ВНИИГалургии, 32, 1956.
28. Вернадский В. И. История минералов земной коры, 2. Изд-во АН СССР, М., 1936.

29. Вернадский В. И. Сернистые и селенитые соединения. Опыт описательной минералогии, 2, избр. соч. 3. Изд-во АН СССР, М., 1959.
30. Виноградов А. П. — Изв. АН СССР, серия геол. 1962, 1.
31. Виссер В. А., Санг Г. К. — В кн.: Распространение нефти. Гостоптехиздат, М., 1961.
32. Волок З. Е. — В кн.: Тезисы докл. IV конф. молодых геологов Украины. «Наукова думка», К., 1966.
33. Воронова М. Л. — Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 161, 1968.
34. Габриелян А. А. — Труды конференции по вопросам региональной геологии Закавказья. Изд-во АН АзССР, Баку, 1952.
35. Галушко П. Я. — Труды нефтяной конф. 1938 г., 1939.
36. Гаррисон Д. В. — В кн.: Современное положение вопроса о соляных куполах. Нефтеиздат, М., 1933.
37. Гехт Ф. — В кн.: XX Междунар. геол. конгресс. Материалы по геологии нефти, 2. Гостоптехиздат, М., 1959.
38. Гефер Г. Нефть и ее производные. М., 1908.
39. Гладышевская Н. Н. и др. — ДАН СССР, 1966, 167, 3.
40. Глушко В. В. — Труды ВНИИгалургии, 32, 1956.
41. Глушко В. В. и др. Геология нефтяных и газовых месторождений Украинской ССР. Гостоптехиздат, М., 1963.
42. Гнедин К. И. — В кн.: Геология нефти. Справочник, 2, кн. 1, «Недра», М., 1968.
43. Горбов А. Ф. — Труды ВНИИгалургии, 54, 1969.
44. Горфункель М. В., Слепакова Г. И. — Советская геология, 1970, 4.
45. Губкин И. М. Ученые о нефти. ОНТИ, М.—Л., 1932.
46. Гурк В. — В кн.: XX Междунар. геол. конгресс. Мат-лы по геологии нефти, 4. Гостоптехиздат, М., 1959.
47. Гурк В. и Рейр Д. — В кн.: XX Междунар. геол. конгресс. Материалы по геологии нефти, 4. Гостоптехиздат, М., 1959.
48. Гэлли Дж. — В кн.: Распространение нефти. Гостоптехиздат, М., 1961.
49. Давитавили Л. Ш. Причины вымирания организмов. «Наука», М., 1969.
50. Данбар К., Роджерс Дж. Основы стратиграфии. ИЛ, М., 1962.
51. Данингтон Г. В. — В кн.: Распространение нефти. Гостоптехиздат, М., 1961.
52. Дарлинг Г. Б., Вуд П. В. — Там же.
53. Дерпгольц В. Ф. — В кн.: Проблемы происхождения нефти. «Наукова думка», К., 1966.
54. Дзенс-Литовский А. И. Кара-Богаз-Гол. «Недра», М., 1967.
55. Дикси Ф. Великие африканские разломы. ИЛ, М., 1959.
56. Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы, 5. «Мир», 1966.
57. Доленко Г. Н. — В кн.: Условия образования и особенности нефтегазоносности солянокупольных структур. «Наукова думка», К., 1966.
58. Доленко Г. Н. и др. Закономірності нафтогазоносності Передкарпатського і Закарпатського прогинів. «Наукова думка», К., 1969.
59. Домарев В. С. Медистые породы. Справочное руководство по петрографии осадочных пород, 2. Гостоптехиздат, М., 1958.
60. Дубинина В. Н. — Труды ВНИИгалургии, 54, 1962.
61. Жарков М. А. — В кн.: Состояние и задачи советской литологии, 3. «Наука», М., 1970.
62. Зограф Н. Ф. Иерахонь, Иордан и Мертвое море. М., 1898.
63. Иванов А. А. Основы геологии и методика поисков, разведки и оценка месторождений минеральных солей. Госгеолиздат, М., 1953.
64. Иванов А. А., Левицкий Ю. Ф. Геология галогенных отложений (формаций) СССР. Гостоптехиздат, М., 1960.
65. Иванов А. А. — Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 161, 1968.
66. Иванов А. А. — В кн.: Состояние и задачи советской литологии, 3. «Наука», М., 1970.

67. Исаченко Б. Л. — Труды Совета по изучению производительных сил СССР. Сиб. серия, 8, Кулундинская экспедиция, ч. 1. 1934.
68. Калинин М. К. — Труды НИИГеологии Арктики, 75, 1953.
69. Казаков М. П. и др. Тектоническое строение и история развития Прикаспийской впадины в смежных областях в связи с вопросами нефтегазоносности. Гостоптехиздат, М., 1958.
70. Кириков В. П. Строение и условия формирования галогенных толщ Припятского прогиба. Автореф. канд. дис., Л., 1964.
71. Клименко В. Я. — Геол. журн. 1950, 10, 4.
72. Книпович Н. М. — Гидрогеология морей и соленосных вод. Изд. ВНИИ морс. рыбн. хоз-ва, 1938.
73. Компания Бритиш Петролеум. — В кн.: XX Междунар. геол. конгресс. Материалы по геологии нефти, 4. Гостоптехиздат, М., 1959.
74. Корневский С. М. — Труды ВНИИГалургии, 29, 1954.
75. Корневский С. М. — Труды ВНИИГалургии, 35, 1959.
76. Косыгин Ю. А. Соляная тектоника платформенных областей. Гостоптехиздат, М., 1950.
77. Косыгин Ю. А. Типы соляных структур платформенных и геосинклинальных областей. Изд-во АН СССР, М., 1960.
78. Кремс А. Я., Бегун Д. Г., Моделевский М. Ш. Нефтяные месторождения Тимано-Печерской нефтегазоносной области. Геология нефти, 2, «Недра», М., 1968.
79. Кришнан М. С. Геология Индии и Бирмы. ИЛ, М., 1954.
80. Кропоткин П. Н. — БМОИП, отд. геол., 43 (5), 1968.
81. Кропоткин П. Н., Валяев Б. М. — БМОИП, отд. геол., 14(5), 1970.
82. Кудрявцев Н. А. — Сов. геология, 1966, № 7.
83. Кудрявцев Н. А. — В кн.: Проблемы происхождения нефти. «Наукова думка», К., 1966.
84. Кузнецова С. В. — В кн.: Тезисы V научной конф. молодых геологов Украины. «Наукова думка», К., 1968.
85. Кузнецова С. В. и др. — Геол. журн., 1963, 28, в. 4.
86. Лазаренко Е. К., Габинет М. П., Сливко О. П. Мінералогія осадочних утворень Прикарпаття. Вид-во Львівськ. ун-ту, 1962.
87. Лазаренко Е. К. и др. Минералогия Закарпатья. Изд-во Львовск. ун-та, 1963.
88. Лапкин И. Ю. — ДАН СССР, 1945, 46, 8.
89. Лапчик Ф. Е. Пермские и триасовые отложения Днепровско-Донецкой впадины и северо-западных окраин Донбасса. Изд-во АН УССР, К., 1958.
90. Ларденуа Ж. М., Леви Р. Ж., Раметт С. Ж. — В кн.: XX Междунар. геол. конгресс. Материалы по геологии нефти, 4. Гостоптехиздат, М., 1959.
91. Лебедев Л. М. — В кн.: Тезисы докл. симпозиума «Современные металлообразующие растворы». Петропавловск-Камчатский, 1970.
92. Левенко А. И. — Изв. АН СССР, серия геол., 1955, 3.
93. Левенко А. И. — ДАН СССР, 1956, 109, 5.
94. Леворсен А. И. Геология нефти. Гостоптехиздат, М., 1958.
95. Леворсен А. И. — В кн.: XX Междунар. геол. конгресс. Материалы по геологии нефти, 3. Гостоптехиздат, М., 1959.
96. Леонтьев О. К., Леонтьев В. К. — Труды океан. комисс., 2, 1957.
97. Лийс Г. М. — В кн.: Современное положение вопроса о соляных куполах. Нефтегаздат, 1933.
98. Лукин А. Е. — В кн.: Полезные ископаемые Украины. «Наукова думка», К., 1966.
99. Люстих Е. Н. — Изв. АН СССР, серия геофиз., 1959, 11.
100. Люткевич Е. М. — Труды ВНИГРИ, новая серия, 1955, 86.
101. Люткевич Е. М. — Труды ВНИГРИ, геол. и геохим., 8, 1958.
102. Мамчур Г. П. Вопросы генезиса экзогенных месторождений самородной серы по данным изотопного состава углерода. Автореф. канд. дис., К., 1970.
103. Мелкова Н. В. — Труды ВНИИГалургии, 54, 1959.

104. Милановский Е. Е. — Вестник МГУ, 1969, 1.
105. Муррей Г. Е. — В кн.: XX Междунар. геол. конгресс. Материалы по геологии нефти, 3. Гостоптехиздат, М., 1959.
106. Наливкин Д. В. Учение о фациях, 1. Изд-во АН СССР, М., 1956.
107. Неймайр М. История Земли, I и II, СПб., 1903.
108. Олейников И. Н. — Геол. нефти и газа, 1966, 2.
109. Онческу Н. Геология Румынской Народной Республики. ИЛ — «Меридианы», Москва—Бухарест, 1960.
110. Ортинский И., Перродон А., де Лаппаран Ш. — В кн.: V Междунар. нефт. конгресс, 1, Гостоптехиздат, М., 1961.
111. Панов В. В., Макаревич В. П. — В кн.: Тезисы докл. «Процессы развития земной коры и полезные ископаемые Днепровско-Донецкой впадины», 1968.
112. Петрашкевич М. И. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Закарпатского внутреннего прогиба. Автореф. канд. дис., Львов, 1968.
113. Писарчик Я. К., Минаева Н. А., Русецкая Г. А. — В кн.: Состояние и задачи советской литологии, т. 3. «Наука», М., 1970.
114. Порфирьев В. Б. — Геол. сб. Львовск. геол. о-ва, 7—8, 1961.
115. Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород, 1. ОНТИ, М., 1939.
116. Реклю Э. Земля. Описание жизни земного шара, М., 1914.
117. Ролл А. — В кн.: XX Междунар. геол. конгресс. Материалы по геологии нефти, 2. Гостоптехиздат, М., 1959.
118. Романович И. С. Опыт разбуривания Шебелинского газового месторождения. «Недра», М., 1967.
119. Ронов А. Б. — Геохимия, 1964, 8.
120. Рухин Л. Б. — Вестник ЛГУ, 1948, 7.
121. Рюегг В. — В кн.: XX Междунар. геол. конгресс. Материалы по геологии нефти, 3. Гостоптехиздат, М., 1959.
122. Рябухин Г. Е. и др. Нефтегазоносные провинции и области СССР. «Недра», М., 1969.
123. Самойлов В. Я. — В кн.: Биолиты. Научн. хим.-тех. изд-во, 1929.
124. Сатпаева Т. А. Рудообразующие минералы Джекказганского месторождения. Изд-во АН КазССР, 1949.
125. Сатпаев К. И. и др. — Изв. АН КазССР, серия геол., в. 14, 1956.
126. Сельский В. А. Соляные купола и их связь с нефтью. ОНТИ, М.—Л., 1936.
127. Сельский В. О. — Зб. праць АН УРСР, К., 1940.
128. Сергеева Л. А. — В кн.: Тезисы докл. V научн. конф. молодых геологов Украины. «Наукова думка», К., 1968.
129. Сидоренко А. В. — В кн.: Состояние и задачи советской литологии, 1. «Наука», М., 1970.
130. Синичка А. М. — В кн.: Соляно-купольные регионы СССР и их нефтегазоносность, 1. «Наукова думка», К., 1969.
131. Смирнов С. И. — Океанология, 1969, 9, в. 3.
132. Созанський В. І. — ДАН УРСР, 1963, 2.
133. Созанський В. І. — Геол. журн., 1965, 25, 4.
134. Созанский В. И. — В кн.: Тезисы докл. II Всесоюзн. семинара на тему: «Органическое вещество современных и ископаемых осадков». Изд-во МГУ, 1970.
135. Смит Г. В. и др. — В кн.: Распространение нефти. Гостоптехиздат, М., 1961.
136. Страхов Н. М. Основы исторической геологии, 1, 2. Гостоптехиздат, М., 1948.
137. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, I—III. Изд-во АН СССР, М., 1962.
138. Тазиев Г. Вулканы. ИЛ, М., 1963.
139. Ткачук Л. Г., Хрущов Д. П. — ДАН УРСР, серия Б, 1969, 4.
140. Турищев И. Е. — ДАН СССР, 1952, 86, 2.

141. Узембло В. В., Яржемский Я. Я. — Труды ВНИИГалургии, в. 54, 1969.
142. Ульянов А. В., Хельквист Г. А. Геология нефтяных и газовых месторождений. Гостоптехиздат, М., 1955.
143. Усенко И. С. Эффузивы Днепровско-Донецкой впадины и северо-западных окраин Донбасса, «Наукова думка», К., 1965.
144. Усенко И. С., Ямниченко И. М. — Геол. журн., 1952, 12, 2.
145. Фивег М. П. — Труды ВНИИГалургии, 24, 1954.
146. Фивег М. П. — Труды ВНИИГалургии, 32, 1956.
147. Фивег М. П. — В кн.: Состояние и задачи советской литологии. III. «Наука», М., 1970.
148. Фицджеральд У. Африка, ИЛ, М., 1947.
149. Фрадкин Г. С. — Геология и геофизика, 1964, 11.
150. Хоутон С. Г. Африка южнее Сахары. «Мир», 1966.
151. Цамерян П. П., Мовсесян М. А., Челахян Л. С. — Изв. АН АрмССР, Наука о Земле, 1967, 1, 2.
152. Чигуряева А. А. — Труды ВНИИГалургии, 32, 1956.
153. Чирвинская М. В. и др. — В кн.: Условия образования и особенности нефтегазоносности солянокупольных структур. «Наукова думка», К., 1966.
154. Чирвинский П. Н. Учебник гидрогеологии, Ростов-на-Дону, 1922.
155. Шад А. — В кн.: XX Междунар. геол. конгресс. Материалы по геологии нефти, 2. Гостоптехиздат, М., 1959.
156. Шешуков Н. Г., Лепехина В. Г. — Труды ВНИИГалургии, 45, 1964.
157. Эвентов Я. С., Соколин Х. Г. — В кн.: Условия образования и особенности нефтегазоносности солянокупольных структур. «Наукова думка», К., 1966.
158. Эрвар П., Леперсонн Ж. — В кн.: XX Междунар. геол. конгресс. Материалы по геологии нефти, 4. Гостоптехиздат, М., 1959.
159. Яншин А. Л. — Геология и геофизика, 1961, 1.
160. Яржемский Я. Я. Микроскопическое изучение галогенных пород. «Наука», Сиб. отд., Новосибирск, 1966.
161. Яржемский Я. Я. — Сов. геология, 1968, 2.
162. Яржемский Я. Я., Узембло В. В. — Труды ВНИИГалургии, 54, 1969.
163. Adams J. E. — Bull. AAPG, 1965, 49, 11.
164. Antoine J. W., Brayant W. R. — Bull. AAPG, 1969, 53, 12.
165. Bartram J. G., Imbt W. S., Shea E. F. — Bull. AAPG, 1950, 34, 4.
166. Bentor Y. K. — Geochim. et Cosmochim. Acta, 1961, 25, No 4.
167. Beurlen K. — Ztschr. Dtsch. Geol. Ges., 1956, 108, 1.
168. Bischof G. Lehrbuch der chemischen und physikalischen Geologie, Bonn, 1863—1871.
169. Borchert H., Muir R. O. Salt deposits. The origin, metamorphism and deformation of evaporites, London, 1964.
170. Borgniez G. — Mem. Akad. roy. sci. outre-mer. nouv. sér., 13, fosc. 3, 1960.
171. Brever P. G., Riley J. P., Culkin F. — Nature, 1965, 26, 4991.
172. Brognon G. P., Verrier G. R. — Bull. AAPG, 50, 1, 1966.
173. Bruneau L., Jerlov N. G., Koszy E. F. — Phys. and Chem., fasc. 11, App. 29, 1953.
174. Burk C. A. et al. — Bull. AAPG, 1969, 53, 7.
175. Burke K. — Nature, 1963, 198, 4880.
176. Bryant W. R. et al. — Bull. AAPG, 1968, 52, 7.
177. Carlson C. C., Anderson S. B. — Bull. AAPG, 1965, 49, 11.
178. Charnoc H. — Nature, 1964, 203, No 4995.
179. Coste E. — Canad. Min. Inst., 1904, 6.
180. Culbertson W. C. Trona in the Wilkins Peak Member of the Green River Formation, southwestern Wyoming, U. S. Geological Survey Prof. Paper 550B, p. 1966.

181. Dead Sea. The Encyclopedia britannica, 11 edition, 7, Cambridge, 1910.
182. Du Bois C. G. B., Furst J., Guest N. J., Jennis D. J. — Nature, 1963, 197, 4866.
183. Dupouy — Camet J. — Bull. AAPG, 1953, 37, 10.
184. Dreyer R. M., Garrels R. M., Howland A. L. — Amer. Min. 1949, 34, 1—2.
185. Elston D. P., Shoemaker E. M., Landis E. R. — Bull. AAPG, 1962, 46, 10.
186. Eriksen G. E. — Geol. Surv. Prof. Paper, 1961, 124-c.
187. Evans W. B. — Q. Jl. geol. Soc. Lond., vol. 126, part 182, 1970.
188. Ewing J., Worzel J., Ewing M. — J. Geophys. Research, 1962, 67, 6.
189. Forman D. J., Milligan E. N., McCarthy W. R. Regional geology and structure of the north-eastern margin of the Amadeus basin, Northern Territory. Report N 103, Department of National Development, 1967.
190. Girdler P. W. — The Quart. J. of the Geol. Soc. of London, 1959, CXIV, No 453, p. 1.
191. Halbouty M. T. Salt domes—Gulf Region, United States and Mexico. Gulf Publishing Company, Houston, Texas, 1967.
192. Hager L. — Eng. Min. J., 1904, 78.
193. Holwerda J. G., Hutchinson R. W. — Econ. Geol. 1968, 63, N 2.
194. Hoppe W. Die Kali— und Steinsalzlagerstätten des Zechsteins in der Deutschen Demokratischen Republik, 1. Das Werragebiet, Berlin, 1960.
195. Horn M. K., Adams J. A. S. — Geochim. et Cosmochim. Acta, 1966, 30, 3.
196. Houtent van F. B. Climatic significance of red beds. «Descriptive palaeclimat». New York—London, Interscience, 1961.
197. Hunt J. M. et al. — Science, 1967, 156, 3774.
198. Ilie M. — An. Com. Geol., 24, Bucuresti, 1952.
199. Jones C. L. and Madsen B. M. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1959, 70, 12, part 2.
200. Jux U. — Louisiana Geol. Surv. Bull. 1961, 38.
201. Kendall C. G. St. C. and Skipwich P. A. d'E. — Bull. AAPG, 1969, 53, 4.
202. King P. B. — Bull. AAPG, 1942, 26, 4.
203. Kmiecluck C. et Stevaux J. — Bull. du Centre de Recherches de Pau, 1971, 5, 2.
204. Krishnan M. S. — Bull. Geol. Soc. Amer, 1966, 77, N 1.
205. Kvasov D. D. — Nature, 1969, 221, 5183.
206. Lotze F. Steinsalz und Kalisalze, Geologie, Berlin, 1938.
207. Martin G. H. — World Oil, 1964, 159, 2.
208. Meyerhoff A. A. — J. Geol., 1970, 78, 4.
209. Miller A. R. et al. — Geochim. et Cosmochim. Acta, 1966, 30, 3.
210. Moody C. L. — Bull. AAPG, 1949, 33, 8.
211. Morales L. G. General geology and oil possibilities of the Amazon basin, Brazil, V world petroleum congress, 1959.
212. Murray G. E. — Bull. AAPG, 1965, 49, 1.
213. Murray G. E. — Bull. AAPG, 1966, 50, 3.
214. Neumann A. C., Chave K. E. — Nature, 1965, 206, 4991.
215. O'Brien C. A. E. — Ztschr. Dtsch. Geol. Ges., 105, 4 Teil, 1953.
216. Ochsenius C. Die Bildung der Steinsalzlager und ihrer Mutterlaugensalze, Halle, 1877.
217. Ohlen H. R., McIntyre L. B. — Bull. AAPG, 1965, 49, 11.
218. Ottův slovník naučný d XVII. Praha, 1901.
219. Peach P. A. Liquid inclusions in geothermometry, Amer. Min. 1949, 34, 5—6.
220. Peterson J. A., Hite R. J. — Bull. AAPG, 1969, 53, 4.
221. Phleger F. B. — Bull. AAPG, 1969, 53, 4.
222. Pugh D. T. — Nature, 1967, 214, 5092.
223. Rona P. A. — Nature, 1969, 224, 5215.

224. Ross D. A., Hunt J. M. — *Nature*, 213, 5077, 1967.
225. Rubey W. W. — *Bull. Geol. Soc. Am.*, 1951, 62, 9.
226. Saulsi de F. Voyage autour de la mer Morte et dans les terres bibliques, Paris, 1855.
227. Searls F. Jr. — *Econ. Geol.*, 1956, 51, 2.
228. Schauburger O. — *Ztschr. Dtsch. Geol. Ges.*, 1953, 105, 4.
229. Schmitz D. M., Kufferath J. — *Bull. Séance. Acad. roy. sci, colon, Nouv. sér.*, 1955, 1, fasc, 2.
230. Swallow J. C., Crease J. C. — *Nature*, 1965, 205, 4967.
231. Tazieff H. — *Nature*, 1963, 2, 200.
232. Temple P. G., Perry L. J. — *Bull. AAPG*, 1962, 46, 9.
233. Thomassy R. *Geologie pratique de la Louisiana*, Paris, 1857.
234. Thompson A. B. — *J. Inst. Petrol.*, 1944, 30, 252.
235. Usiglio I. *Analyse de l'eau de la Méditerranée sur les côtes de France*, *Annales de Chimie et de Physique*, 1849, 3, 27.
236. Veach A. — *Geol. Surv. Prof. Paper*, 1906, 46.
237. Ver Wibe W. A. *North American petroleum*, Kansas, 1952.
238. Voitesil P. — *C. R. Inst. Géol. Rom.*, 1917, 7.
239. Wadia D. N. *Geology of India*, Third edition, London, 1966.
240. Wagner W. — *Zschr. Dtsch. Geol. Gesel.*, 1953, 105, 4.
241. Watson J. A., Johnson G. L. — *Bull. AAPG*, 1968, 52, 11.
242. Winogradski S. N. — *Ann. de l'Inst. Pasteur*, 4—5, Paris, 1890.
243. Worzel I. L., Leyden R., Ewing M. — *Bull. AAPG*, 1968, 52, 7.
244. Zalessky M. D. Sur une division des terrains carbonifère et permian du bassin du Donetz d'après leur flore fossile. *Проблемы палеонтологии*, 2—3, МГУ, 1937.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
Общие сведения о галогенных породах	5
Геологическое строение соленосных бассейнов с элементами палеогеографии времени соленакопления	8
Регионы докембрийского соленакопления	—
Регионы палеозойского соленакопления	10
Регионы мезозойского соленакопления	70
Регионы кайнозойского соленакопления	95
Крупные разломы и миграция глубинного вещества Земли	130
Проблема организмов и их остатков в солях в связи с соленакоплением	152
Условия накопления соленосных толщ и других сопутствующих им образований	163
Заключение	186
Литература	193

СОЗАНСКИЙ ВАСИЛИЙ ИВАНОВИЧ

Геология и генезис соленосных образований

Печатается по постановлению ученого совета Института геологических наук АН УССР

Редактор А. Ф. Мельник. Художественный редактор И. П. Антонюк. Оформление художника А. Г. Самсонова. Технический редактор М. А. Притыкина. Корректор А. С. Улезко.

Сдано в набор 8. I 1973 г. Подписано к печати 16. VIII 1973 г. БФ 00448. Зак. № 3856. Изд. № 267. Тираж 1000. Бумага № 1, 60×90¹/₁₆. Печ.-физ. листов 13,25. Усл.-печ. листов 13,25. Учетно-изд. листов 14,18. Цена 1 руб. 49 коп.

Издательство «Наукова думка», Киев, Репина, 3.

Областная книжная типография Львовского областного управления по делам издательства, полиграфии и книжной торговли. Львов, Стефаника, 11.

1 руб. 49 коп.

732

« НАУКОВА ДУМКА »