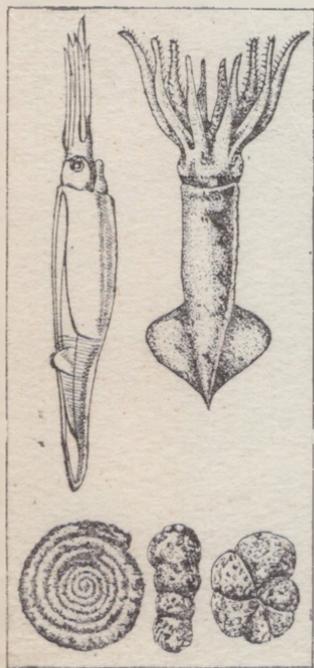


55
17-14

МКК
01

М. М. АЛИЕВ
Ак. А. АЛИ-ЗАДЕ
С. А. АЛИЕВ
В. М. МАЗУР

ПАЛЕОБИОГЕОХИМИЧЕСКИЕ
И ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ
ИССЛЕДОВАНИЯ
БЕСПОЗВОНОЧНЫХ
(БЕЛЕМНИТЫ,
ФОРАМИНИФЕРЫ)
АЗЕРБАЙДЖАНА
И ЗАПАДНОЙ СИБИРИ



АКАДЕМИЯ НАУК АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ССР
Институт геологии им. акад. И.М. Губкина

М.М. Алиев, А.А. Али-Заде, С.А. Алиев, В.И. Мазур

ПАЛЕОБИОКОМУНИСТИЧЕСКИЕ И ПАЛЕОКОЛОГИЧЕСКИЕ
ИССЛЕДОВАНИЯ БЕСПОЗВОНОЧНЫХ (БЕЛЕМИТЫ, ФОРАМИНИФЕРЫ)
АЗЕРБАЙДЖАНА И ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Издательство "СЭИ"
Баку - 1979

Печатается по постановлению
Редакционно-издательского совета
Академии наук Азербайджанской ССР

Редакторы
член-корр. АН Азерб. ССР,
профессор К.М.СУЛТАНОВ
канд. геол.-мин. наук
Р.Н.МАММЕДЗАДЕ

© Издательство "Зам", 1979 г.

А 20801-000 82 - 79
М-655-79

В В Е Д Е Н И Е

В последние годы значительно возрос интерес к палеобиогеохимическим и палеоэкологическим исследованиям. Такого рода исследования позволяют выявить некоторые особенности палеогеографии прошлых эпох, восстановить палеоэкологические условия и уточнить систематическое положение отдельных групп фауны.

Предлагаемая вниманию читателей работа может рассматриваться как опыт использования палеобиогеохимических и палеоэкологических данных в качестве дополнительных критериев при проведении геологических работ в Азербайджане и Западной Сибири.

С этой целью в течение многих лет лабораториями "Стратиграфических исследований нефтегазоносных районов СССР" Института геологии и разведки горючих ископаемых" (ИГиРГИ) АН СССР, Министерства нефтяной промышленности и "Палеоэкогеографии" Института геологии АН Азербайджанской ССР самостоятельно изучались палеофаунальные осадки верхнеюрских и нижнемеловых отложений Западной Сибири и меловых отложений Азербайджана. В данной работе обобщены результаты проведенных исследований, которые предусматривает в дальнейшем составление региональных стратиграфических схем изученных отложений, палеоэкогеографических карт, карты изолокаторов и т.д. этих двух крупнейших нефтегазоносных районов СССР.

Недо отметить, что вопросы стратиграфии мезозойских отложений здесь в значительной степени решаются на основании преимущественного изучения белемнитов и фораминифер. Как известно, изменение фаунистических комплексов объясняется как общим ходом эволюционного развития, так и различием фаунальных обстановок в период их существования и последующего захоронения. Успешное решение вопросов стратиграфии рассматриваемых отложений зависит от выяснения условий обитания, выявления особенностей распространения и развития органического мира в различных фаунальных условиях.

Геохимические исследования включали определение бора и поглощенного комплекса для характеристики палеосолености и гидрохимичес-

ного режима, определение формы серы и реакционноспособного железа, изотопов углерода (в карбонатах) для характеристики окислительно-восстановительной обстановки, а также изотопов кислорода (O^{18} и O^{16}) и Ca/Mg отношения в ростках белемнитов для выявления палеотемператур. Эти исследования позволили охарактеризовать абиотические факторы среды обитания организмов, выявить возможность использования геохимических данных как для выяснения палеоэкологических особенностей эврибионтных и стенобионтных родов и видов фораминифер и других органических остатков, так и для детального реконструкции продуктивных горизонтов в нефтегазоносных районах.

Определение боре количественным спектральным методом производилось в лаборатории треста "Зарубежгеология", поглощенного комплекса - в геохимической лаборатории "Севморгео", форм серы и железа - в химической лаборатории ИГиРГИ, анализы по соотношению стабильных изотопов кислорода в ростках белемнитов - в ГЕОХИ АН СССР и определение микроэлементов - в Институте геологии АН Азербайджанской ССР. Обобщение материалов по Западной Сибири проведено академиком М.М.Алиевым и В.М.Мазур, в по Азербайджану - М.М.Алиевым, А.А.Алиеведе и С.А.Алиевым.

При построении графиков и написании текста по Западной Сибири использовались данные микропалеонтологов ЗападноНИГПИ и СНИИГТИМС; Н.А.Белюсовой, Е.Д.Богомяковой, С.П.Бульниковой, Г.Е.Рыжковой, К.Ф.Тылкиной.

В процессе работы над монографией авторы пользовались любезно предоставленными им первичными материалами по Западной Сибири сотрудников стратиграфической лаборатории ИГиРГИ Е.А.Л'офман и М.К.Родионовой. Авторы приносят им свою искреннюю благодарность.

Авторы считают также своим приятным долгом выразить глубокую благодарность Р.В.Тейс и ее коллегам - сотрудникам лаборатории стабильных изотопов ГЕОХИ АН СССР за оказанное содействие в размещении и производстве необходимых изотопных анализов.

Г Л А В А I

К МЕТОДИКЕ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

За последнее время наряду с уже известными методами значительное внимание при изучении древних отложений уделяется геохимическим методам исследований.

Эти исследования позволяют установить важные элементы палеогеографии, истории, не оставляя видимых следов в породе, не отражаясь в фациях. Кроме того, результаты геохимических исследований, будучи выражены в цифровом исчислении, позволяют дать определенную количественную оценку качественным явлениям. Характеризуя такие важнейшие для развития органического мира факторы абиотической среды, как солевой, газовый и температурный режимы бассейна (которые часто менее уверенно индексируются с помощью других методов исследования), геохимические исследования позволяют выявить палеоэкологические особенности древних бассейнов, благодаря чему может быть более уверенно и подробно проведена стратификация нефтегазоносных отложений, а также их детальная корреляция.

В настоящей работе рассмотрены геохимические и физические методы, с помощью которых определялись: соленость, газовый режим, температура позднеюрских и меловых бассейнов изученных регионов.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ СОЛЕННОСТИ

Палеосоленость древних водоемов определялась с помощью различных элементов, принимающихся в качестве геохимических индикаторов морской и пресноводных отложений. Известно, что существует ряд методов для определения палеосолености. Среди них следует отметить метод Л.А.Гуляевой (1961) - по содержанию Cl , Br и I в составе легкорастворимых солей; И.А.Пржевич (1962) - по соотношению Cl , HCO_3 , CO_3 также в составе легкорастворимых солей (коэффициент

солёности - $K_x \frac{F_{Cl}}{g \text{ CaCO}_3 + g \text{ CO}_2}$; Н.М.Страхова и Э.С.Залмансон (1955) - по отношению $\frac{F_{\text{Mg}}}{C_{\text{орг}}}$ в породе; А.Л.Гжова -

по содержанию малых элементов (Sr, Li, Ni, Ti и др.), а также по отношению пар геохимически близких элементов: $\frac{Sr}{Ba}$, $\frac{Cr}{Cu}$, $\frac{Ti}{Zr}$, $\frac{V}{Tl}$, $\frac{Sr}{Ca}$ и т.д.; Н.С.Спиро и И.С.Грамберга - по составу поглощенных катионов, и, наконец, родоматеревых и зарубежных исследований - по содержанию бора в глинистой породе или глинистой фракции.

Метод определения легкорастворимых солей нами не применялся, так как он не может служить достаточно надежным критерием для реконструкции палеосолёности, вследствие диагнетических и постдиагенетических преобразований, значительно влияющих на содержание определяемых элементов. Метод определения палеосолёности с помощью малых элементов (в том числе и отношения $\frac{Sr}{Ba}$), как показали исследования (Ашев и др., 1968; Которович, 1971) в условиях Западной Сибири, вероятно, следует использовать с большой осторожностью, т.к. отношение $\frac{Sr}{Ba}$ в морских отложениях не всегда $\gg 1$ и не остается постоянным на площади бассейна седиментации в одинаковых фациях. Применение отношения железа к органическому углероду (по Н.М.Страхову и Э.С.Залмансон, значение $\frac{F_{\text{Mg}}}{C_{\text{орг}}}$, равное 0,2-2,0, характеризует осадочные породы как морские, а значения 0,03-0,06, т.е. на порядок ниже, характерны для пресноводноозерных отложений) нашло отражение в ряде работ В.И.Гришкова (1962), В.В.Казаринова (1970), В.Г.Кудового (1970), в том числе для Западной Сибири - в работах А.В.Гальберга (1970).

Наиболее подходящими, применительно к задачам наших исследований, представляются следующие методы определения палеосолёности: 1) по содержанию бора в глинистой породе, 2) по составу поглощенных катионов.

Восстановление палеосолёности по содержанию бора в породе. Применение бора для характеристики солёности современных водоемов и палеосолёности древних бассейнов отражено в работах многих исследователей: В.М.Гольдшмита, К.Петерс (1938), Л.А.Гуляевой (1942, 1948), Л.Л.Кейта, Э.Т.Дегенса (1961), С.Ландергрена (1964), Г.Хардера (1965), А.В.Ивановской (1967), Е.П.Акулиной и др. (1971), В.Я.По-

дельно (1965), Б.А.Лебедева (1967, 1969), П.П.Тимофеева, Л.И.Волгольцова (1967), Ф.В.Сухорукова, В.М.Емельяновой (1969), И.Н.Умстинского и др. (1970), Акульшина (1971), А.Lerman (1965), R.M.C. Bagar, D.A.Spears (1966), A.A.Levinson, I.C.Ludwick (1966), D.Helling (1967), J.N.Talker (1969), N.P.Shimp, I.Witters и др., (1969).

Использование бора в качестве индикатора палеосолености основано, с одной стороны, на хорошей растворимости и значительной миграционной способности его в зоне гипергенеза, а с другой, — на свойстве бора сорбироваться глинистыми минералами в период накопления осадка.

Большая часть освобождающегося при поствулканических процессах бора попадает в море и пополняет его возможные запасы в так называемом "первичном океане" (Гольдмит, Петеро, 1938; Хардер, 1965; Виноградов, 1967). По данным Г.Хардера (1965), содержание бора в морской воде не подвергается каким-либо значительным изменениям. Дефицит, вызываемый поглощением бора из морской воды глинами, очевидно, выравнивается другими процессами, поставляющими приблизительно столько же бора в морскую воду, сколько его теряется. Г.Хардер приводит следующие цифры по содержанию бора в водах: Северное море — 4,68 мг/л, речные воды — 0,02–2 мг/л, дождевая вода — 0,065–0,02 мг/л. Близки к ним данные, приводимые А.П.Виноградовым (1967): в водах океанов содержится $4,5 \cdot 10^{-4}\%$ бора, в реках — $0,02 \cdot 10^{-4}\%$. Наиболее высокие содержания бора, по данным Г.В.Самсонова, М.Г.Вальшко и др. (1960), наблюдаются в вулканических, щелочных и нефтяных водах. В морской воде количество бора в десятки и сотни раз меньше, чем в глинах (Гуляева, 1948; Хардер, 1965; Виноградов, 1967; Гурский, 1969).

Глинистые осадки, отлагавшиеся в водной среде, сорбируют бор в момент их образования или сразу же после образования, пока осадок еще жидет. Как известно, бор входит в решетку глинистых минералов и замещает алюминий и кремний в тетраэдрических слоях. Е.П.Акульшина (осмысливая на основании исследований Ландергтрена, Фридериксона и Рейнольда, которыми в результате специальных исследований установлено, что потеря бора при прокаливании образца в течение четырех часов при 800°C составляет 25%, и бор чрезвычайно прочно закрепляется в структурах глинистых минералов) делает вывод, что содержание бора в породе существенно не изменяется последующими геологическими процессами, за исключением метаморфизма. Устойчивость большей части бора, входящего в решетку глинистых

минералов в процессе диагенетических преобразований, и уменьшение его количества в породе, подвергшейся сильному метаморфизму, отмечает и Г. Хардер (1965). По данным этого же исследователя, основное количество бора в глинах связано именно с присутствием сорбированного бора в решетках глинистых минералов, а не с наличием в них боросодержащих минералов, таких, как турмалин, который скорее характерен для более крупных (песчаных, реже алевроитовых) фракций.

Все сказанное объясняет интерес многих исследователей к этому элементу и стремление использовать его для определения палеосолености древних водоемов. Все исследователи, применявшие бор при фактальном анализе разновозрастных отложений — от древних до современных, — для различных районов земного шара, признают правомерность применения бора в качестве индикатора морской и пресноводных осадков. В то же время большинство из них считает что для правильной интерпретации результатов необходимо учитывать ряд факторов, в той или иной степени влияющих, помимо солености, на содержание бора в породе. Влияние их может выражаться как в уменьшении, так и в увеличении количества бора. Остановимся на них более подробно.

Гранулометрически состав породы оказывает несомненное влияние на содержание бора. Тонкозернистые осадки — глины, аргиллиты — накапливают больше бора вследствие большей активной поверхности входящих в их состав глинистых минералов, чем грубозернистые — алевролиты, песчанки, где резко уменьшается количество глинистых минералов, являющихся сорбентами бора. Как в пресноводных, так и в морских отложениях содержание бора в аргиллитах, как правило, выше, чем в песчанках и алевролитах. Исходя из этого, многие исследователи предлагают определять бор не в породе, а в глинистой фракции 0,001—0,002 мм, чтобы исключить влияние клас- тического материала (Ивановская, 1967; Акульшина, 1971; Макарова, 1971; Shimp, Witters, Potter, 1969). Однако, как показали работы многих советских и зарубежных авторов, относительное изменение бора и в самой глинистой породе является достаточно

надежным критерием для определения палеосолёности, что при массовых исследованиях глинистых пород позволяет обходиться без трудоёмких работ по выделению из породы глинистой фракции.

И.Н.Ушаткинский и др. (1970) приводят средние величины по содержанию бора в глинах и глинистых фракциях готеривских отложений Среднего Приобья Западно-Сибирской низменности. Содержание бора здесь в глинах составляет $60 \cdot 10^{-4}\%$, а во фракции из глин (0,001 мм) — $65 \cdot 10^{-4}\%$ X).

С о с т а в г л и н и с т ы х м и н е р а л о в .

Существует мнение (Хардер, 1965; Helling, 1967; Ивановская, 1967; Акульшина, 1971 и др.), что на содержание бора существенное влияние оказывает состав глинистых минералов (наибольшее количество бора сорбируется иллитом). Однако, по данным A. Levyan (1965), N.P. Shinar, G. Witters и др. (1969), такой прямой зависимости не прослеживается. Приводимые последними авторами коэффициенты корреляции для бора в различных глинистых минералах примерно одинаковы: для хлорита — 862, иллита и каолинита — 866. Из этого видно, что главным, определяющим содержание бора в породе, является общее количественное содержание глинистых минералов вообще и общее влияние удалённости берега, т.е. степень опреснения. Возможно, это происходит потому, что бор определяется для всей породы, а не только для глинистой фракции. Как считают И.Н.Ушаткинский и др. (1970), глинистые минералы в том или ином количестве наблюдаются во всех фракциях, но их количественное соотношение в разных фракциях неодинаково.

С о д е р ж а н и е $S_{орг}$. Влияние органического углерода на содержание бора в породе в различных работах трактуется по-разному. Одни исследователи (Гуляева, 1942; Хардер, 1965; Гурский, 1969; Акульшина, 1971) считают, что с повышением $S_{орг}$ в породе повышается содержание бора. Они основываются на данных, приводимых В.П.Гольдмитом, К.Петровым (1936) и другими, о повышенном содержании бора в составе растительных и животных организмов. При этом комплексоны соединения борной кислоты с различными органическими веществами (бороорганические соединения) могут входить в состав живой клетки растений и присутствовать

X) Приводятся некоторые наиболее характерные величины.

во многих живых организмах, а также в нефтях. Бороорганические соединения хорошо растворимы в воде, непрочны, поэтому связь $C_{орг}$ с бором лучше всего фиксируется в современных или молодых по возрасту отложениях (Гурский, 1969). Возможно, именно этим обстоятельством объясняется (по данным разных авторов) некоторое повышенное содержание бора в осадках современных морей по сравнению с более древними морскими осадками. Но в осадках современных материковых водоемов бор, по данным Р.Е.Хайминой (1966), распределяется независимо от количества органического вещества — торфа или сапропеля. Некоторая связь $C_{орг}$ с бором, как считает Л.А.Гуллева (1942), намечается лишь в осадках современных солоноводных бассейнов.

Не наблюдается прямой зависимости между содержанием органического углерода и бора в углях, как считает Е.Г.Подалько (1965). Для древних пород отсутствие связи между бором и $C_{орг}$ отмечалось рядом исследователей (Walker, 1968; Подалько, 1965 и др.).

Некоторые факторы, влияющие на уменьшение содержания бора в породе. В обратном пропорциональной зависимости находится содержание бора и карбонатность породы (Хардер, 1966; Гурский, 1969). Уменьшается содержание бора в породе под влиянием метаморфизма и выветривания (Хардер, 1965; Ивановская, 1967). Уменьшение количества бора иногда связано с быстрым прогибанием дна бассейна, когда в результате кратковременного взаимодействия полный обмен осадка со средой не успевал осуществляться и бор не полностью сорбировался глинистыми минералами.

Все эти факторы в условиях изученных территорий, как показал анализ фактического материала, не оказывали решающего влияния на содержание бора.

Факторы, влияющие на увеличение содержания бора в породе. На увеличение бора может влиять повышенное содержание в породе примесей, обладающих высокой сорбционной способностью по отношению к бору — глаукогонита, мусковита (соответственно $600 \cdot 10^{-4}\%$ и $500 \cdot 480 \cdot 10^{-4}\%$ бора в чистых минералах), гидроксиды железа. Обогащенные бором воды, вероятно, могут поступать в бассейн через разломы — в тектонически активных зонах, а также в результате смыва в бассейн с окружающих областей суши продуктов

деятельности грязевых вулканов и выбросов в море пирокластического материала или гидротермальных растворов, обогащенных бором (в результате деятельности надводных и подводных вулканов). Однако, по данным Ф.П. Сухорукова и Е.М. Гмольникова (1969), продукты деятельности вулканов, а также глубинных гидротерм не разносятся далеко от мест выброса или высачивания и, следовательно, обогащение бором породы должно происходить на ограниченном участке.

Аномальное увеличение бора иногда может быть объяснено высоким первичным содержанием его в глинистых минералах, поступивших в бассейн с областей сноса. Такое явление, вероятно, следует ожидать в тех случаях, когда области сноса находятся недалеко от областей седиментации (Поделько, 1965).

Иногда влияние источников сноса может проявиться в том, что абсолютные величины содержания бора в породе, слагающей в одинаковых фашиальных условиях, будут различны. Вероятно, поэтому наблюдается некоторое расхождение в абсолютных величинах бора, принимаемых различными авторами для нормальноморских условий. Однако относительное изменение содержания бора в породе, как показывает анализ геологического и палеонтологического материала, в большинстве случаев отражает изменение солености водоемов (табл. I, 2.).

Таким образом, помимо солености, на уменьшение содержания бора в породе могут влиять: 1) примесь песчаного и алевритового материала, не обладающего сорбционной способностью по отношению к бору, 2) высокая карбонатность, 3) метаморфизм; на увеличение содержания бора в породе могут влиять: 1) повышенное количество глауконита, мусковита, гидроокиси железа, обладающих высокой сорбционной способностью по отношению к бору, 2) поступление в бассейн ивентильных боросодержащих вод, 3) принос пирокластического материала и выбросов грязевых вулканов, 4) высокое первичное содержание бора в терригенных глинистых минералах. Все эти факторы должны учитываться при интерпретации данных по бору и привлекаться для объяснения аномально низких и аномально высоких значений бора, устанавливаемых на основании анализа литологического состава пород, характера распределения фаунистических комплексов, истории геологического развития региона.

Т а б л и ц а I

Содержание бора ($10^{-4}\%$) в морских и пресноводных осадках по данным различных авторов

Пресноводные	Прибрежно-морские, опреснен.	Морские	Автор, год
<u>Древние отложения (моложе докембрийских)</u>			
44(15-45)	"	115(70-150)	М.Д.Кайт, Э.Г.Легенс,1961
40	"	120	Р.Е.Potter, Н.Ф.Shimp и др.,1963
"	"	134	С.Т.Walker, 1964
15-45	"	90-180	С.Харпер, 1965
38	"	"	Л.А.Гуляева, Лыгалова,1966
"	"	36-54	В.В.Вировац, М.Ф.Зенни,1966
"	61-78	100-120	Б.А.Ласедав,1967
"	50-80	100-140	Д.Н.Роггенца, 1969
"	58-68	105-134	Н.Ф.Shimp, G.Witters и др.,1969
"	(50) (30-60)	80-170	Е.Кдовный,1970
<u>Современные осадки</u>			
37	"	98	Р.Е.Potter, Н.Ф.Shimp и др.,1963
15	62	135	S.Landergren, В.Т.Manchein,1963
28	"	139	С.Ландергрен, 1964
26	"	170.	Г.Харпер, 1965.
25	"	116-168	Ф.В.Сухорукон, Е.М.Емельянова, 1969
46	"	"	Р.Е.Каймана,1966
7-12	"	108-196	В.Н.Гурский, 1969

Т а б л и ц а 2

Содержание бора в осадке ($10^{-4}\%$) и соленость
современных водоемов, ‰

Место взятия пробы	Соленость, ‰	Содержание бора в осадке ($10^{-4}\%$)	Автор, год
Пролив Скагеррак	35	139	S. Landengren, 1964
Ботнический залив	5,8	28	"
Атлантический океан	35	135	S. Landengren, E. Marobain, 1963
то же	35	130	"
Внутренние озера Швеции	7-15	115	"
то же	4-7	62	"
"	0	15	"
Каспийское море	12	85	Д.Н. Гуроян, 1969
Черное море	22	108	"
Средиземное море	35	135	"
Баренцево море	35	196	"
Балтийское море	17	168	В.В. Сухоруков, Р.М. Бельянинова, 1969
Средиземное море	38	130	"

Соленость меловых бассейнов юго-восточного
окраиния Большого Кавказа

Исходя из анализа обширного фактического материала по палеогеографии, палеонтологий и палеогеографии позднерских и меловых бассейнов Азербайджана мы приняли следующую градацию: нормальноморским условиям отвечает содержание бора в породе, равное $120 \cdot 10^{-4}\%$ - $65 \cdot 10^{-4}\%$, слабоопресненному морскому бассейну - $65 \cdot 10^{-4}$ - $45 \cdot 10^{-4}\%$, значительному или сильному опреснению соответствует содержание бора в породе менее $45 \cdot 10^{-4}\%$. Указанные шифры и намеченные границы близки к таковым для нормальноморских водоемов ($B=0,0115\%$) и пресноводных ($B=0,0044\%$), указанным Л.Л.Кейтом и О.Т.Дегенсом (1961), а также принятым Б.А.Лебедевым (1967) для пород юрского и мелового возраста северо-западной части Западно-Сибирской низменности.

Образцы из отложений барремского возраста (табл.3) охарактеризованы несколько низким содержанием бора ($54 \cdot 10^{-4}\%$). Последнее свидетельствует, по-видимому, о слабо опресненных условиях (градация солености подобных условий равна $65-45 \cdot 10^{-4}\%$) осаднения пород.

В аптском веке в районах сел.Гудут, Тазакенд, басс.р.Чикмичай и Тударчай, в районе г.Длирар существовал бассейн нормальноморской солености. Лишь в бассейне р.Тударчай к концу века имело место некоторое опреснение. Правда, некоторые колебания солености, по-видимому, были также и в районе басс.р.Атачай, причем в отдельные промежутки времени степень опреснения была сравнительно больше ($B=33 \cdot 10^{-4}\%$). Наличие белемнитов в аптских отложениях басс.р.Тударчай и Атачай, характерных относительно пониженным содержанием бора, связано, с нашей точки зрения, кратковременностью опреснения, не отразившейся на распространении белемнитовой фауны.

Альбские отложения представлены в анализируемых образцах глинами, мергелями и глинистыми песчаниками. Содержание бора в породах, в целом, пониженное, по сравнению с аптскими.

Боле низкое содержание бора, обнаруженное в образцах 2, 16 и 26 (все эти образцы представлены глинами), свидетельствует о некотором снижении солености бассейна в районах отбора этих образцов в предшествующее время. Вместе с тем в отдельные промежутки времени существовали, по всей вероятности; и нормальноморские условия.

Т а б л и ц а 3

Содержание бора в породе
(юго-восточное окончание Большого Кавказа)

№ обр.	Площадь	В (10 ⁻⁴ г)	Возраст	Литологическая характеристика пород
3	Алтынагач	78	верхний аял	зеленовато-серые глины
7	Тударчай	78	то же	то же
8	то же	74	"	"
9	"	86	"	"
II	"	50	средний аял	зеленовато-серые известковистые глины
I4	Атачай	52	верхний аял	светло-зеленые плотные известковистые глины
I4 ^a	то же	68	то же	темно-зеленые известковистые глины
I4 ^b	"	33	"	желтовато-серые сильно известковистые глины
I7	Тазакенл	74	"	слабо известковистые зеленоватые глины
I8	то же	94	"	слой кирпично-красных слабо известковистых глины
2I	Дабрар	80	"	красновато-бурые глины
22	Чякльчай	84	"	зеленовато-серые глины
22 ^a	то же	80	"	кирпично-красные глины
23	"	100	"	зеленовато-серые глины
2	Алтынагач	10	верхний аял	зеленовато-серые оскольчатые и оланцеватые глины
I6	Атачай	45	средний аял	зеленовато-серые глины
20	Дабрар	68	то же	то же
20 ^a	то же	80	"	кирпично-красные глины
20 ^b	"	27	"	глинистый песчаник
26	Келенудаг	36	"	зеленовато-серые темные глины
24	то же	74	верхний аял	зеленые глины
25	"	13	то же	песчанистые мергели
I	Алтынагач	62	саямак	глины серые известковистые
28	Будут	10	кампан	мергель серый, плотный
I36	Гадибан	54	баррем	зеленовато-серые глины

Из отложений сеномана анализу был подвергнут лишь один образец (сел. Алтынач), где содержание бора составляет $62 \cdot 10^{-4}\%$, что характеризует условия нормальной солености.

Образцы из отложений турон-сэлтонского интервала не подвергались анализу, поскольку белемнитовая фауна в них не обнаружена. Кампанские отложения представлены в основном мергелями. Образцы из этих отложений характеризуются более низкими содержаниями бора.

Соленость позднеюрских у раннемеловых (берриас-барремских) бассейнов Западной Сибири

Аномально высокие содержания бора в породе ($120 \cdot 10^{-4}\%$) встречаются в разных разрезах на различных площадях и составляют около 1% от всех замеров. Объясняется повышенное содержание бора в каждом конкретном случае по-разному. Следует отметить, что большая часть аномально высоких значений бора приурочена к породам, где наблюдается нормальный (типичный, применительно к конкретным условиям), характерный для морского водоема комплекс микрофауны. Проведенное повторное определение бора из тех же образцов (другая проба) также свидетельствует об условиях нормальноморского режима. В результате детального анализа литологии (включая покрывающие и подстилающие породы) удалось выявить несколько возможных конкретных причин повышения содержания бора в образцах (рис. 1). На Тутровской площади Шалинского района (скв. 2, янт. 2244-2245 м) повышенное содержание бора в нижнекофурдских отложениях ($B=170 \cdot 10^{-4}\%$), представленных аргиллитом темно-серым, алевролитом с большим содержанием глауконита (иногда достигавшим 30-40%), вероятно, можно связать с попаданием в аналитируемый образец породы глауконитовых зерен, обогащенных бором. В вышележащем интервале 2235-2239 м, где порода (верхнекофурдский возраст) представлена аргиллитом темно-серым с зернами шприта и редкими зернами глауконита, также отмечается несколько повышенное содержание бора - $140 \cdot 10^{-4}\%$, что, по-видимому, объясняется значительным увеличением содержания в породе гидроксидов железа (Fe^{+3} составляет 2,22%, в то время как в нижележащем интервале - 0,24%), также являющегося хорошим сорбентом бора. Микрофауна фораминифер богата и разнообразна, шприт, по-видимому, вторичного происхождения. Повторный замер (другая проба) дает $82 \cdot 10^{-4}\%$ бора.

На Даниловской площади (также Шахматский район, скв.106, квт. 1817-1821 м, $J_2, V, 18_{1-2}$) в результате четырех замесов из одного образца (разные пробы) получены следующие значения бора - 160, 110, 90, 50 ($\cdot 10^{-4}\%$). Фораминиферы представлены многочисленными родами и видами, среди которых много секреторных. То же наблюдается и в вышележащем интервале 1814-1817 м (также волжский возраст), где содержание бора в породе - $120 \cdot 10^{-4}\%$.

Порода в интервале 1817-1821 м представлена темно-серым сильно известковистым аргиллом с зернами и гнездовидными включениями глауконита (в породе встречаются известковистые стяжения). Возможно, повышенное содержание бора ($160 \cdot 10^{-4}\%$) связано с попаданием в пробу глауконитовых зерен, а пониженное ($50 \cdot 10^{-4}\%$) объясняется влиянием карбонатного материала. Осадки, вероятно, накапливались (судя по составу микрофаунистического комплекса и по остальным значениям бора - $80-110 \cdot 10^{-4}\%$) в условиях нормальноморского бассейна. Верхнекофортские отложения на Каменной площади (Красноленинский район) накапливались, по-видимому, вблизи местного источника сноса, в условиях нормальноморского режима, возможно, застойного (окислительно-восстановительная обстановка в осадке определена по формам серы и железа).

В указанном интервале скв.21 содержание бора в породе составляет $170 \cdot 10^{-4}\%$, повторное определение бора в породе из того же образца (другая проба) дало $102 \cdot 10^{-4}\%$, в фракции $< 0,001$ мм - $105 \cdot 10^{-4}\%$. Повышенное содержание бора в данном случае, вероятно, также следует связывать с примесью мусковита. Устойчиво высокие величины бора ($120-270 \cdot 10^{-4}\%$) в одновозрастных породах скв.11, вероятно, объясняются обогащением за счет первичного содержания бора в осадочном интервале, принесимом из близких местных источников сноса, или другими, пока не выясненными причинами. Повышенное содержание бора в породе (до $150 \cdot 10^{-4}\%$) в нижнекимериджских отложениях Владимирской свалки в интервале 1648-1652 м, возможно, связано с влиянием глубинных гидротерм, обогащенных бором. В литологически сходных, однообразных, зеленовато-серых, участках сидеритизированных аргиллитов, с многочисленной фауной фораминифер, в выше- и нижележащих интервалах (также датруемых нижним кимериджем) содержание бора отстает нормальноморским условиям ($13-93-70 \cdot 10^{-4}\%$). Возможно, что именно этим и объясняется несколько повышенное



Рис.1. Схема расположения исследованных площадей Западно-Сибирской низменности.

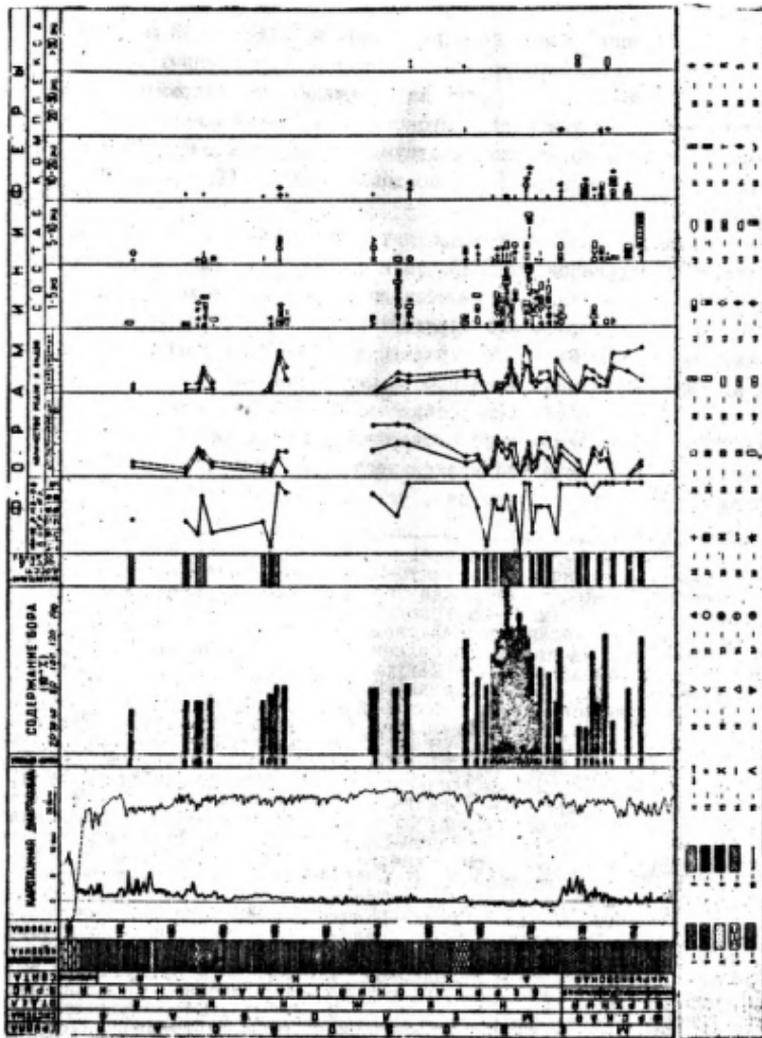
($140 \cdot 10^{-4}\%$) содержание бора в образце кит.1688-1695 м Вяткинской скв.4 (рис.2) (берриго). В образцах, отобранных выше и ниже кит.1688-1695 м на этой же скважине, не содержится видимых включений глауконита и мусковита; встречена многочисленная фауна фораминифер, свидетельствующая о нормальноморских условиях. Содержание бора в них составляет 100 и $110 \cdot 10^{-4}\%$, соответственно.

В Ханты-Мансийской скв.4 (кит.2711-2717 м) в самых низах отложений берриасского возраста в однородных темно-серых, почти черных, битуминозных аргиллитах определен бор в количестве $160 \cdot 10^{-4}\%$. Повторное его определение из того же образца (другая проба) дало $64 \cdot 10^{-4}\%$ в породе и $45 \cdot 10^{-4}\%$ в глинистой фракции. Такая обратная зависимость между содержанием бора в породе и во фракции, вероятно, свидетельствует об обогащении глинистой породы каким-то боросодержащим минералом, скорее всего продуктом вулканической деятельности (пирокластическим материалом) большей размерности, чем 0,001 мм.

Структуры I-го порядка: I - Красноленинский свод; II - Надымская впадина; III - Ханты-Мансийская впадина; IV - Сургутский свод; V - Юганская впадина; VI - Верхне-Лемьинский мезоал; VII - Нижне-Вартовский свод; VIII - Колтогорский прогиб; IX - Александровский свод.

Месторождения, на которых выполнены геохимические исследования: I - Новообортовская, 2 - Шекуринская, 3 - Ягринская, 5 - Медведевская, 6 - Шуглянская, 7 - Ярудейская, 8 - Войкарская, 10 - Березовская, 10а - Чульская, 11 - Ляпшиная, 12 - Сенокосынинская, 13 - Ягринская, 15 - Нергинская, 16 - Шухтунгорская, 17 - Горная, 18 - Мало-Сосьвинская, 19 - Комсомольская, 20 - Тутровская, 21 - Мало-Атлымская, 21а - Леушинская, 22 - Каменная, 24 - Мудьянская, 25 - Мортальная-Тетеревская, 26 - Толумская; 27 - Убинская, 28 - Филиповская, 29 - Андреевская, 30 - Картопинская, 31 - Потанайская, 32 - Даниловская, 33 - Лемьинская, 34 - Ханты-Мансийская, 35 - Уватская, 36 - Владимирская, 37 - Тюменская, 38 - Вяткинская, 39 - Тобольская, 40 - Тайлаковская, 41 - Ай-Яунская, 42 - Густореченская, 43 - Чульская, 44 - Туканская, 45 - Верхне-Салынская, 46 - Салынская, 47 - Средне-Балыкская, 48 - Мало-Балыкская, 49 - Мало-Тепловская, 50 - Средне-Салынская, 50а - Полюкская, 51 - Тепловская, 52 - Мамонтовская, 53 - Усть-Балыкская, 54 - Угутская, 55 - Западно-Сургутская, 56 - Сургутская, 57 - Быстринская, 58 - Яун-Дорская, 60 - Виггинская, 61 - Минчилинская, 62 - Ляиторская, 63 - Ай-Пимская, 64 - Няянская, 65 - Самогдорская, 66 - Белозерная, 67 - Мартовская, 68 - Аганская, 69 - Локосовская, 70 - Северо-Нокурская, 71 - Ватинская, 72 - Медведевская, 73 - Соснинско-Советская, 74 - Нижне-Вартовская, 75 - Малореченская, 76 - Аллинская, 78 - Захарюгинская, 79 - Матюжинская, 80 - Колки-Еганская, 81 - Охтеурьевская, 82 - Северная, 83 - Таежная, 84 - Чебачья, 85 - Назынская.

(Тектоническая основа - по Н.Н.Ростовцеву, Ф.Г.Гурари и др., 1971 г.).



Наконец, повышенное содержание бора в двух пробах из образца глинистой породы из инт. I555-I559 м (берриас) Владимирской скв. 3 - 180 и $135 \cdot 10^{-4}\%$ (две другие пробы показали содержание бора 90 и $54 \cdot 10^{-4}\%$, соответственно), вероятно, объясняется присутствием зерен глауконита в темно-сером аргиллите с зеленоватым оттенком, слабоалевритовом, известковистом. Комплекс фораминифер довольно разнообразный. В выше- и нижеуказанных интервалах (где также вскрыты породы берриасского возраста) содержание бора составляет $43 \cdot 10^{-4}\%$ и $54 \cdot 10^{-4}\%$, соответственно. Комплекс фораминифер, по сравнению с уже рассмотренными из инт. I555-I559 м, более обеднен. В инт. I555-I559 м наблюдается относительно разнообразный комплекс фораминифер, что, вероятно, связано с наименьшим опреснением рассматриваемой части бассейна в это время.

Рис. 2. Сводный геолого-геохимический разрез Вяткинской площади.

Литологический состав: 1 - песчаник, 2 - песчаник глинистый, 3 - алевролит, 4 - алевролит глинистый, 5 - аргиллит, 6 - аргиллит алевролитистый.
 Окислительно-восстановительная обстановка в осадке: 7 - резковосстановительная, 8 - восстановительная, 9 - слабовосстановительная.
 Фораминиферы: I0 - роль, II - видь.
 Состав комплекса. *Parlorrhagmoids*: 12 - крупный, I3 - уплощенный, I4 - вогнутый; *Trochammina*: 15 - мелкая, лепешкообразная, I6 - вздутая, I7 - уплощенная, I8 - о киле; *Resitvoides*: I9 - крупный, 20 - шарообразный, трохосидный, 21 - уплощенный; *Ammobaculites*: 22 - крупный, уплощенный, грубозернистый, 23 - уплощенный, небольшой, 24 - грубозернистый, мелкий и *Arcuammina*, 25 - мелкозернистый, небольшой, 26 - *Gaudryina*, 27 - *Vexmoullina*, 28 - *Boharsenella*, 29 - *Spiroplectammina*, 30 - *Dorothis*, 31 - *Ammodiscus*, 32 - *Glossospira*, 33 - *Saocammina*, 34 - *Rhizammina*, *Huregammina*; *Lenticulina*: 35 - округлая, вздутая и *Darbyella*, 36 - удлиненная, выпуклая и *Astaulus*, 37 - плоская и *Pisammalia*; *Margulinella*: 38 - гладкая, 39 - ребристая, 40 - шиловатая, 41 - *Sagacelaria*, 42 - *Nodosaria*, *Dentalina*, *Tristix*, 43 - *Globulina*, 44 - *Reicholdella*, 45 - *Millioiidae*, 46 - *Milliammina*, 47 - *Spirillina*, 48 - *Coniocospirellina*, 49 - *Lagena*, 50 - *Rectoglandulina*, 51 - *Vaginulina*, *Citharina*, 52 - *Frondicularia*, 53 - *Textularia*, 54 - *Ceratobullina*, 55 - *Ceratoceras*, 56 - *Höglundina*, 57 - *Brotzenia*, 58 - *Reorpha*, 59 - остракомы, 60 - радиолярии.
 (Состав фораминиферового комплекса - по данным В.А. Голяма, М.К. Родяновой).

Таким образом, как видно из рассмотренных примеров, скачкообразно снижающееся содержание бора в порде (более $120 \cdot 10^{-4}\%$) не отражает увеличивающуюся соленость нормально-морского бассейна, а, по-видимому, объясняется включением глауконита, мусковита, гидроксидов железа, обладавших повышенной способностью по отношению к бору или возможном влиянием боросодержащих вод, поступающих из разломов, или, наконец, обогащением породы бором за счет вулканических извержений.

Основываясь на некоторых примерах несовпадения результатов анализа по содержанию бора в порде и выводов о солености бассейна на основании анализа микрофаунистических комплексов фораминифер. Рассмотрим случаи, когда довольно разнообразным комплексам фораминифер, или представителям определенных родов, чаще встречающимся в нормальноморских условиях, соответствует пониженное содержание бора в порде, отвечающее сильному опреснению. Аномально низкое содержание бора может быть объяснено влиянием факторов, снижающих его величину, и связано, например, с преобладанием в порде песчано-алевритового материала, как, вероятно, в разрезе Шакуринской скв.2 (инт.404-411 м), где встречены многочисленные рейхолделлы. Содержание бора в этом же образце, представленном алевритом светло-серым, является аномально низким и составляет $26 \cdot 10^{-4}\%$.

В то же время отмечаются случаи, когда при отсутствии факторов, снижающих содержание бора в порде, в образцах с довольно разнообразной фауной фораминифер (что, по-видимому, должно свидетельствовать о нормальноморском солевом режиме) значение бора аномально низкое. Так, в темно-серых, почти черных аргиллитах георгиевской свиты в Нижневартовской скв.22 (инт.2481-2486 м) определен довольно разнообразный комплекс фораминифер (6 видов лентикулия, рейхолделлы и аммобакулитусы в количестве более 10 экз. в образце каждого вида). Содержание бора в этом же образце составляет $45 \cdot 10^{-4}\%$. Также низкое значение бора ($31 \cdot 10^{-4}\%$ по нескольким замерам) отмечается в Вяткинской скв.4, в нижней части интервала 1718-1725 м (нижне-средневолокские отложения), где комплекс фораминифер представлен разнообразными секретионами фораминифер. Причину подобного рода несовпадений на данном этапе исследований выяснить не удалось. Возможно, это связано с тем, что кратко-

временные колебания в солености водоема, фиксируемые сейчас с помощью фауны, не всегда оказывались на концентрации бора в глинистых породах (Сухоруков, Емельянова, 1969). Очевидно, такое положение возникло при сравнительно высокой скорости осадконакопления, когда полный обмен осадка со средой не успевал осуществляться, особенно при неоднократных подъемах и прогибаниях участка бассейна, быстро сменяющих друг друга, что могло отразиться через колебание солевого режима на составе комплексов. Не исключается также вероятный перемыв на месте или близкий перенос фауны.

И наконец, при интерпретации данных по бору в целях палеоэкологического анализа фораминифер необходимо обращать внимание на случай, когда в породах, входящих в состав определенных свит с определенным возрастным объемом, обнаруживаются фораминиферы, давшие иной возраст. Удобнее всего это пояснить на примерах. Так, в Березово-Игريمском районе (на западе наземности), на Шухтунгортской (скв.333, янт.1666-1669 м), Комсомольской (скв.333, нижняя часть янт.1763-1770 м), Игريمской (скв.225, янт.1640-1646 м) площадях Е.А.Гофман определен по фораминиферам ниже-средневолжский возраст. Вскрытые в этих интервалах породы входят в состав верхней части абалакской свиты (которая обычно в данном районе датируется кимеридж-окофордским возрастом), резко отличающейся по литологическому составу от пород нижней части тутлеймской свиты (которой по корреляционной схеме придается волжский возраст). Содержание бора в указанном интервале разреза скв.333 на Шухтунгортской площади, равное $102 \cdot 10^{-4}\%$, также отвечает более древним отложениям верхнеабалакской подовиты. В породах, относящихся к нижнетутлеймской подовите, содержание бора снижается до $30-35 \cdot 10^{-4}\%$. Такая же картина наблюдается в разрезах Комсомольской и Игريمской площадей, где величины бора, определенные соответственно из указанных выше интервалов, также относятся, видимо, ко времени более раннему, чем волжское.

Таким образом, в результате анализа имеющегося фактического материала можно сделать вывод о возможности и правомерности применения бора в качестве индикатора палеосолености древних водоемов (с учетом возможного влияния ряда факторов) действующих в сторону уменьшения или увеличения его количества). Интерпретируя данные по бору, следует контролировать их путем привлечения данных по фауне фораминифер, литологии, тектонике и истории геологического развития региона.

ВОССТАНОВЛЕНИЕ ПАЛЕОГИДРОЛИТИЧЕСКИХ ДРЕВНИХ ВОДОЕМОВ ПО СОСТАВУ ПОГЛОЩЕННЫХ КАТИОНОВ

Состав поглощенного комплекса для характеристики изменения солевого режима древних водоемов, определения фациальной принадлежности стл отложений использовали многие исследователи при изучении современных и древних отложений в различных районах: Н.С.Спиро, И.С.Грамберг, Ц.Л.Вовк (1969), Н.С.Спиро, К.С.Бонч-Осмоловская (1956), И.С.Грамберг, Н.С.Спиро (1965), И.Н.Ушатинский и др. (1970, 1973), В.М.Мазур (1971), А.В.Ежова (1971) и др. Применение поглощенного комплекса катионов в качестве геохимического показателя для определения солевого режима основано на свойстве щелочных (Ca^{++} , K^{+}) и щелочно-земельных (Ca^{++} и Mg^{++}) катионов адсорбироваться глинистыми породами из водной среды. При этом состав поглощенных катионов отражает особенности гидрохимической обстановки, в которой происходило осадконакопление. В отличие от легкорастворимых солей, входивших в состав поровых вод, адсорбированный комплекс большей частью не испытывает значительных изменений в процессе диагенеза и, таким образом, позволяет получать достаточно полное представление о соотношении катионов в водах бассейнов прошедших геологических эпох и судить об изменении солевого режима бассейна. В начальной стадии седиментогенеза происходит катионный обмен между осадком и средой, в состав иловых вод и поглощенных оснований в осадке находится в состоянии адсорбционного равновесия. Как показали экспериментальные исследования по моделированию процессов адсорбции, проведенные в ИБГА Н.С.Спиро, И.С.Грамбергом, Ц.Л.Вовк, К.С.Бонч-Осмоловской, катионный обмен и установление равновесия между ионами в растворе и ионами в адсорбируемом слое устанавливается очень быстро, скорость обменной адсорбции измеряется часами, сутками. По мере уплотнения осадка часть воды переходит в связанное состояние, свободная вода оттесняется в сохранившееся поровое пространство, связь между адсорбированными катионами и жидкой фазой нарушается и возникает возможность сохранения адсорбированного комплекса, который отвечает по составу первоначальной жидкой фазе или стадии ее раннего диагенеза. Дальнейшее влияние пластовых вод на состав комплекса поглощенных оснований, адсорбированного глинистыми породами, по данным И.С.Грамберга и Н.С.Спи-

ро (1965), почти не оказывается. Содержание катионов щелочных и щелочноземельных металлов в составе поглощенного комплекса глины и пластовых вод сильно различается, и лишь в ряде мест, в районах повышенной минерализации пластовых вод и поровых растворов, в отложениях палеозойского возраста, поглощенный комплекс претерпевает значительные изменения и приближается по составу к пластовым водам (Родionova, Мочалова, 1960; Уватинский и др., 1973). В то же время диагенетические преобразования иловых и поровых вод могут в некоторых случаях оказывать существенное влияние на состав поглощенных катионов.

Наиболее достоверные результаты реконструкции солевого режима древних водоемов по относительному содержанию поглощенных катионов, по нашему мнению, дает применение методики, разработанной в НИИГА. На основании экспериментальных исследований, а также в результате использования большого количества фактических данных по глинистым породам были построены генетические диаграммы для различных геологических эпох (в том числе и для юрских и меловых отложений Западной Сибири), где учтены относительные изменения состава вод древних морей в разные периоды геологической истории и показаны участки, отвечающие разным фаціальным условиям (Спиро, Бонч-Осмоловская, 1956; Грамберг, Спиро, 1965; Спиро, 1969). Предлагаемый некоторыми исследователями (Родionova, Мочалова и др., 1960; Ежова, 1971) коэффициент щелочности ($\frac{Na^{+} + K^{+}}{Ca^{++} + Mg^{++}}$), а также отношение $\frac{Na^{+}}{Ca^{++}}$ для интерпретации данных анализа поглощенных катионов, как показали наши исследования, а также исследования Н.Н. Уватинского (устное сообщение), является менее результативным, чем использование для этой цели фаціальных областей на генетических диаграммах, предложенных Н.С. Спиро и Н.С. Грамбергом (рис. 3-8). На этих диаграммах авторы выделяют следующие области: I - морская область, II - область, так называемой "засоленной" лагуны, III - область опресненной лагуны "К" - типа, IV - область лагуны "Na" - типа, V - область опресненного водоема $Ca^{++} + Mg^{++}$ - типа. При анализе точек, нанесенных на диаграмму, в качестве дополняющей и уточняющей фаціальную обстановку величинами Н.С. Спиро предлагает использовать отношение $\frac{Mg^{++}}{Ca^{++} + Mg^{++}}$. Величина этого отношения, рывая 0,3-0,6, свидетельствует о нарастании осадка в нормальномор-

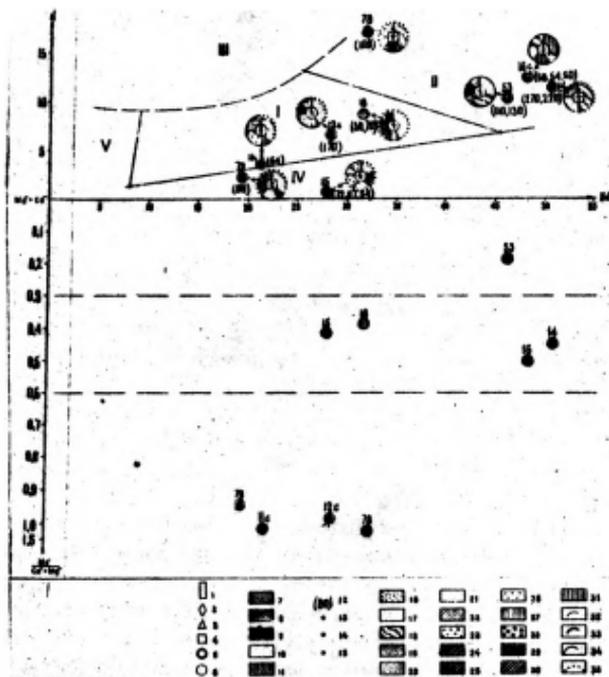


Рис.3. Состав поглощенных катионов и распределение фораминифер в калловей - оxfordских отложениях Западно-Сибирской низменности.

Геологический возраст: 1 - нижний готерий; 2 - березово-валдайск.; 3 - волжский; 4 - кимеридж; 5 - оxford, 6 - калловей.

Районы исследований: 7 - Северный (ил.Новонортовская, Ярудейская, Ятринская), 8 - Березово-Игрымский и Красно-Ленинский свод, 9 - Шадринский, 10 - Копьин (ил.Вяткинская, Владимирская, Тюменская), 11 - Среднее Приобье.

ких условиях. Большие и меньшие значения свидетельствуют об отклонении от этих условий. Значение коэффициента - более 0,3 свидетельствует об осадконакоплении преимущественно в опресненных условиях переменного режима.

Сопоставление геохимических данных с результатами фашиально-палеогеографических и палеонтологических исследований показало, что в расшировку полей генетических диаграмм (применительно к позднервским и раннемеловым - барриас-барремским бассейнам Западной Сибири) следует внести некоторые дополнения. Они касаются, прежде всего, области так называемой "засоленной" лагуны. В Западно-Сибирских позднервских и неокомских бассейнах в пределах исследуемой территории в условиях умеренного и теплого гумидного климата, лагун с повышенной соленостью, по-видимому, не осуществляло. Это подтверждается также характером

Геохимические данные: I2 - содержание бора в породе ($\cdot 10^{-4}\%$); окислительно-восстановительная обстановка в осадке; I3 - резковосстановительная, I4 - восстановительная, I5 - слабовосстановительная; фашиальные поля на генетической диаграмме поглощенных катионов: I - морская область, II - область водоема Na + K - типа (область морского мелководья, испытывавшего временно опреснение), III - область водоема K - типа ("калиевая" лагуна?), IV - область водоема Na - типа ("натриевая" лагуна?), V - опресненный водоем.

Род фораминифер: 16 - *Nauphragmoides*; 17 - *Trochammina*; 18 - *Resurvoides*; 19 - *Ammonobaculites*; 20 - *Ammodiscus*; 21 - *Saccamina*; 22 - *Glomospira*; 23 - *Guldryna*; 24 - *Spiroplectammina*; 25 - *Romareonella*; 26 - *Globulina*; 27 - *Lenticulina*; 28 - *Reicholdella*; 29 - *Sagacnaria*; 30 - *Notosaria*; 31 - *Marginulina*. Количество экземпляров фораминифер в образце (абсолютные значения) 31 - 1-5; 32-5-10; 33 - 10-30; 34 - более 30 экз.; 35 - свыше 50 экз.

Примечание: 1. В круговой диаграмме указано относительное процентное содержание вышеперечисленных родов фораминифер, суммарное количество которых принимается за 100%. В центре круга цифры в числителе указывают на количество родов, в знаменателе - на количество видов фораминифер.

2. Использован палеонтологический материал по данным Н.А. Белоусовой, Е.Л. Богачиной, Н.И. Выговец, Е.А. Гофман, В.Г. Комиссаренко, В.И. Левиной, Е.Ф. Родионовой, Г.Б. Рыльковой, К.Ф. Тылкиной.

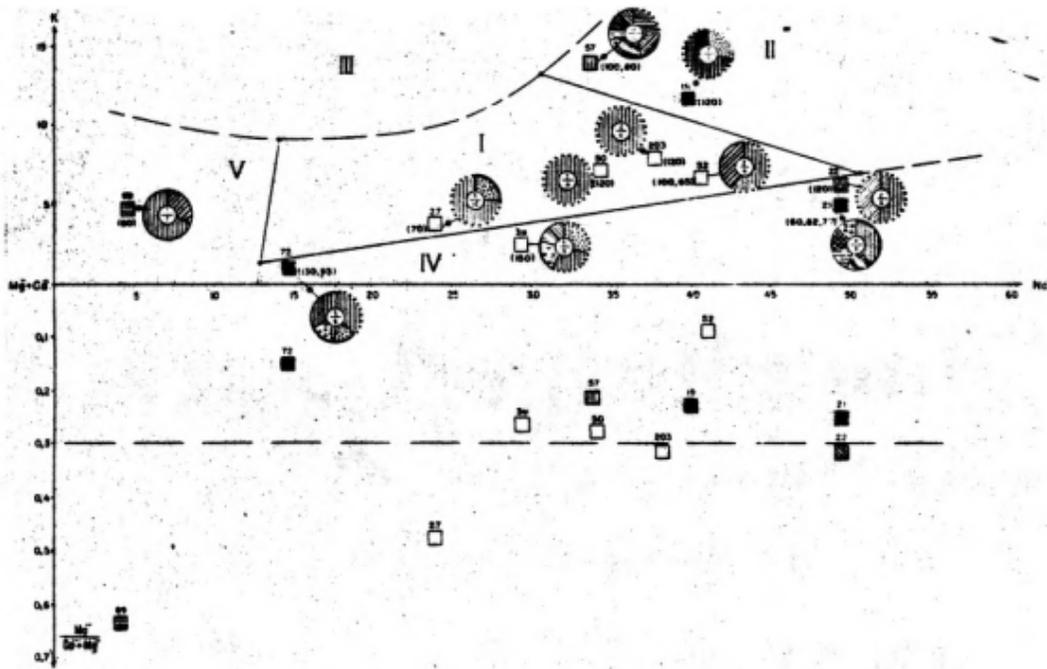


Рис. 4. Состав поглощенных катионов и распределение форминифер в карабажинских отложениях Западно-Сибирской низменности. Условия обозначения см. на рис. 3.

фаунистических комплексов и литологическим составом пород. Условия так называемой "засоленной лагуны", вероятно, были ближе к условиям морского мелководья, испытывавшего временами опреснение (на наших диаграммах, на рис.3-7, это "область водоемов $K + Na$ " - типа, с повышенным содержанием щелочных элементов, что согласуется с представлениями И.Н.Ушатинского и др. (1970). На основании анализа фактического материала вслед за И.С.Грамбергом (1970) и И.Н.Ушатинским (1970) мы предлагаем расширить границы морской области до значений: $Na = 55$ экв.% и $K=15$ экв.%. В этом случае можно считать, что точки, лежащие слева от этой линии, еще характеризуют морскую и близкую к ней обстановку осадконакопления. Термин "лагуна" (" Na " - лагуна, " K " - лагуна) в нашем понимании (в конкретных условиях) означает часть морского бассейна, в какой-то степени изолированного, но имеющего постоянную или прерывающуюся на короткое время связь с морем - тип лагуны-залива, отделенного от моря подводным баром, или "собственно лагуны". Такие лагуны могут опресняться в большей или меньшей степени реками, а в периоды прорыва морских вод соленость в них восстанавливается до нормальной, что подтверждается содержанием бора в породах. Микрофаунистические комплексы фораминифер в зависимости от солевого режима могут быть представлены или богато и разнообразно (рис.3, точки 15 и 79, рис.5, точки 82 и 49, рис.7, точка 670), или, наоборот, бедно в качественном отношении, но большим количеством экземпляров эврифаунальных видов (рис.5, точка 28, рис.6, точка 201), или же единичными видами, бедными в количественном отношении (рис.6, точка 59, рис.7, точка 188).

Примером лагуны, богатой микрофауной, солевой режим которой отклоняется от нормальноморского в сторону опреснения, в современных морях является лагуна Буссе на побережье Охотского моря у о.Сахалин (Фурсенко, Фурсенко, 1968, 1970).

В последние годы большое внимание уделялось влиянию возможных диагенетических преобразований иловых и поровых вод на состав поглощенных катионов. Масштаб диагенетических преобразований может быть различным; процесс этот до конца еще не изучен. По И.С.Грамбергу, И.С.Спиро (1965), направление диагенетических превращений поровых вод и поглощенного комплекса определяют: 1) степень гидратированности глинистого материала, 2) содержание органического вещества, 3) степень карбонатности пород.

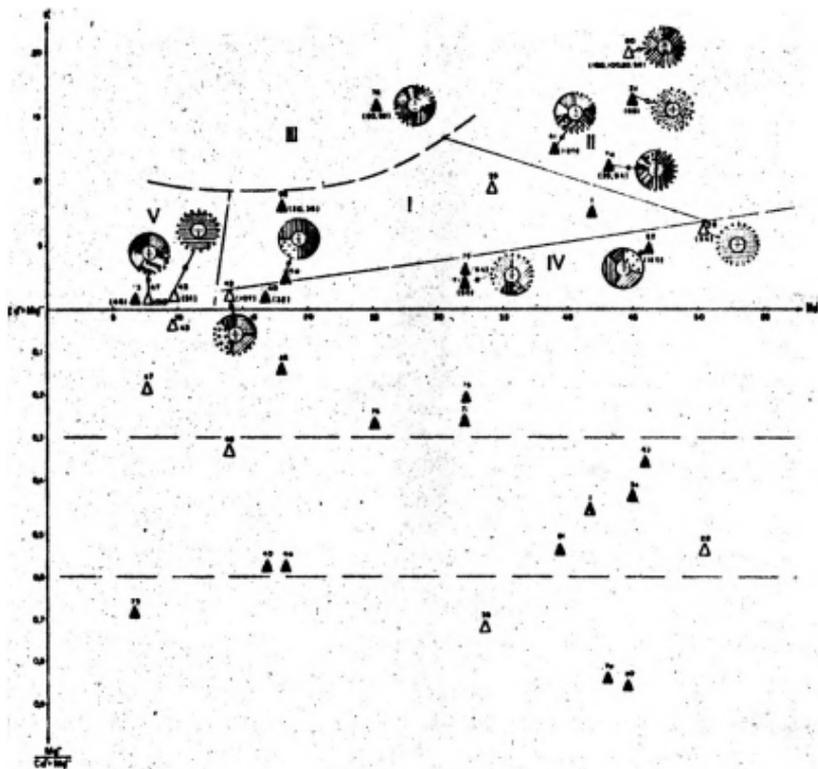


Рис.5. Состав поглощенных катионов и распределение фораминифер в вулканических отложениях Западно-Сибирской низменности. Условные обозначения см. на рис.3.

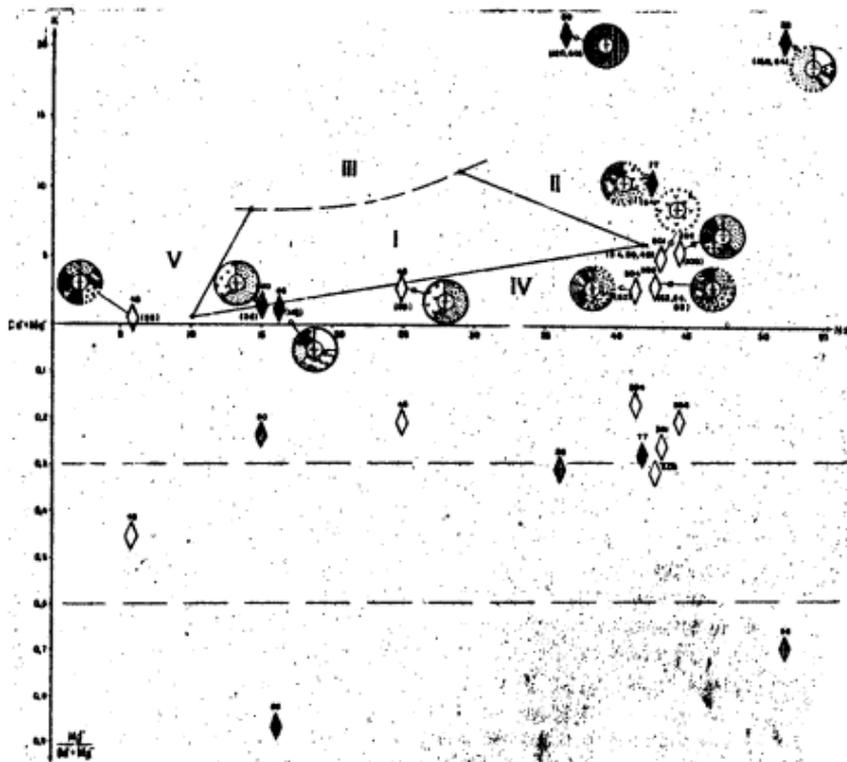


Рис.6. Состав погруженных катюнов и распределение фораминифер в бердзхо-валаянских отложениях Западно-Сибирской низменности. Условные обозначения см. на рис.3.

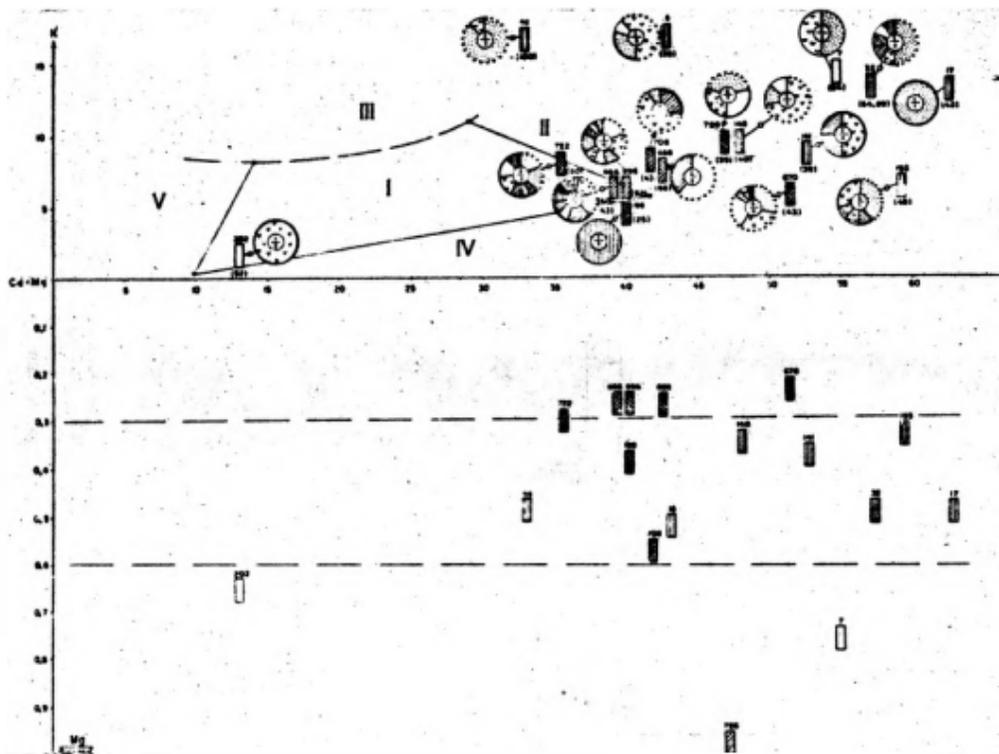


Рис.7. Состав поглощенных катионов и распределение фораминифер в нижнетертичных отложениях Западно-Сибирской впадины. Условные обозначения см. на рис.3.

Если в бассейн попадает дегидратированный (приносимый горными реками с близких источников сноса) материал, то, в зависимости от количества органического вещества и карбонатов, в бассейне вследствие гидратации коллоидов и связанной с этим концентрацией поровых вод произойдет обогащение поглощенного комплекса Na^+ и K^+ или только K^+ . Такое явление, возможно, имело место на юге низменности в берриасском веке (пл. Владимирская, точка 204, 205), на севере в готерийском веке (Новый порт, точка 32), на Усть-Балыкской площади в период накопления глинистых пачек над пластами БС_{У1} и БС_Г (точки 193, 17) и на Уватской площади (точка 7, верхи готерива).

Если в бассейн попадает гидратированный материал, то в зависимости от содержания органического вещества и карбонатов диагенетические изменения, с одной стороны, будут идти в направлении увеличения в составе поглощенных катионов щелочноземельных элементов Ca^{++} и Mg^{++} (Мульдвинская площадь в кимериджское время - точки 72, 217, Вяттинская площадь, скв. 2, инт. 1689-1699, точка 47), а с другой - щелочных элементов Na^+ и K^+ или только K^+ .

Повышенным содержанием органического вещества и связанными с этим диагенетическими преобразованиями, вероятно, объясняется положение некоторых точек, сдвинутых далеко вправо и вверх на диаграммах верхнеюрских отложений.

В отложениях верхнего оxforda это будут, вероятно, следующие точки: 16с (Средне-Балыкская скв. 66, $S_{\text{орг.}} = 3, 1\%$), 14 (Каменная скв. 11); в отложениях кимериджа точка 57 (Ханты-Мансийская скв. 4, $S_{\text{орг.}} = 6, 13$), возможно, точка 3 (Владимирская скв. 3, сильная пиритизация микрофауны). В волжских отложениях к этой группе относятся образцы, взятые из бахновской свиты в Среднем Приобье ($S_{\text{орг.}} = 7, 4\% - 12\%$, точки 56, 1, 40, 35). В последнем случае значительное увеличение содержания K^+ в составе поглощенных катионов, возможно, и не отражает непосредственно солевого режима, т.к., по Н.С. Грамбергу, Н.С. Спиро (1965), можно с достаточной уверенностью утверждать, что относительно высокое содержание K^+ в поглощенном комплексе глинистых пород во всех случаях свойственно осадкам, обогащенным органическим веществом. Если считать влияние диагенетических преобразований в отложениях бахновской свиты, уменьшив относительное содержание K^+ , то можно предположить, что указанные точки опустятся зна-

чительно ниже и попадут в область опресненной лагуны "Na" - типа", что, по нашему мнению, более соответствует фактическим условиям образования баженовской свиты.

При комплексной интерпретации результатов по составу поглощенных катионов и данных по микрофаунистическому анализу. следует учитывать, что несовпадение результатов может происходить вследствие того, что: 1) не всегда исследователь наблюдает прижизненный биоценоз. Нередко анализу подвергается аллохтонный танатопленос, состав которого может в какой-то мере искажать действительный характер среды, 2) вероятны также случаи привнесения в опресненную лагуну в период прорыва морских вод нормальной морской фауны, в том числе и бентосных фораминифер, которые погибали в неблагоприятных условиях или частично приспособлялись к ним. Возможно, именно этими обстоятельствами, а не диагенезом, следует объяснять случаи несовпадения результатов по микрофауне и поглощенному комплексу в точке 71 (Андреевская пл., волжский возраст) и в точке 48 (Вяткинская пл., берриасский возраст).

На Андреевской площади не отмечается повышение содержания мелочных компонентов, и хотя фораминиферы присутствуют в большом количестве, они, вследствие плохой сохранности, неопределимы до вида.

На Вяткинской площади литологический состав отложений, представленных глинами, и невысокое содержание $S_{орг}$ также не указывают на возможность диагенетических изменений поглощенного комплекса, тем более, что одновозрастные и литологически сходные отложения, также, по-видимому, не испытали диагенеза.

В Западной Сибири в неоксское время, вероятно, все же существовали более или менее замкнутые лагунные водоемы, где солевой, а возможно, и газовый режим изменялись в сторону изменения до такой степени, что условия становились непригодными для жизнеобитания фораминифер (лагуны "Na" - типа и "K" - типа). Судя по результатам наших исследований, а также по данным Г.Э.Прозоровича (1972), отраженным в генетической диаграмме, и по результатам исследований И.Н.Ушатинского и др. (1970), также условия в Среднем Приобье существовали в периоды накопления пластов Б₁-Б₂, в отдельные периоды накопления пшмской пачки и пластов группы "А" (рис.8).

Таким образом, как показали наши исследования (116 определений), а также исследования И.Н.Ушатинского, Г.Э.Прозоровича

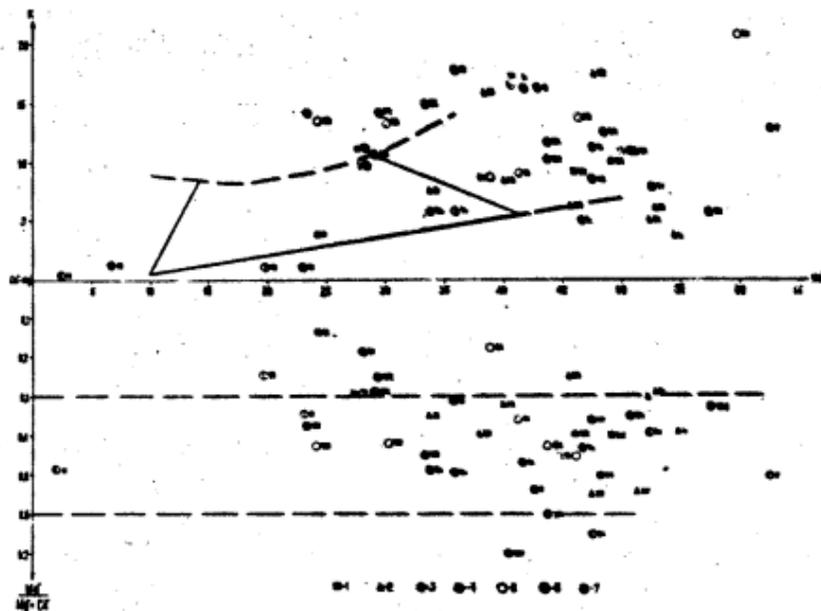


Рис.8. Состав поглощенных катионов нижнекарбонатных отложений Еброного Приобья.
 1 - агт; готерив - берриас; 2 - пласты группы "А"; 3 - нижняя пачка; 4 - пласты группы "Б" (от подошвы пемской пачки до кровли чеускинской); 5 - чеускинская пачка; 6 - пласты группы "Б" (от подошвы чеускинской пачки до кровли ачимовской); 7 - ачимовская и полачимовская пачка;
 № 13 - 193 - данные В.М.Мазур, № 266-289 - данные Г.Э.Прозоровича.

(для Среднего Приобья), определение состава поглощенного комплекса катионов, с учетом возможных диагенетических преобразований, может служить надежным геохимическим критерием для определения фациальной принадлежности отложений. Как и содержание бора в породе, поглощенный комплекс характеризует относительное изменение солевого режима бассейна. Спектральное определение бора — метод массовый, менее трудоемкий и более дешевый, чем определение состава поглощенных катионов. Последний может производиться в виде контрольных замеров. Данные по результатам анализа бора и поглощенного комплекса в основном совпадают (70% совпадений). Отдельные случаи несовпадения объясняются как различной формой нахождения того или другого в глинистых минералах (бор входит в состав кристаллической решетки глинистых минералов, а поглощенные катионы адсорбируются глинистыми минералами в межслоевые промежутки), так и влиянием диагенетических процессов, оказывающих, вероятно, большее действие на адсорбированный комплекс, чем на бор, как это было показано выше. Наконец, скорость вхождения бора в состав кристаллической решетки глинистых минералов гораздо меньше, чем скорость процессов адсорбции. Состав поглощенного комплекса быстрее реагирует на частые и кратковременные изменения условий осадконакопления, в то время как бор иногда не успевает прореагировать и отразить истинную картину, отвечающую фактическому положению.

Возможно, именно этой причиной следует объяснить несовпадение результатов по данным анализа бора и поглощенных катионов в точке 188 (Уватская I оп. скв., инт. 2216-2222 м, готерия, рис. 7), точке 48 (Вяткинская скв. 2, инт. 1666-1677 м, берриас, рис. 6), точке 72 (Мульшинская, скв. 113, инт. 1590-1593 м, кимеридж, рис. 4).

Разхождения, на первый взгляд, имеющие место при интерпретации данных по поглощенному комплексу и бору в отложениях бакинско-волжской свиты (рис. 5, точки 1, 38, 40, 56), вероятно, объясняются диагенетическими изменениями, выразившимися в аномально высоком содержании щелочных элементов.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ГАЗОВОГО РЕЖИМА

В настоящее время не существует достаточно надежного прямого метода определения газового режима древних водоемов. Различные исследователи предлагают разные косвенные методы его

определения.

В осадочных породах количество различных аутигенных минералов железа характеризует емкость восстановительных процессов в осадке в период диагенеза, и по этому фактору можно приближенно судить об окислительно-восстановительном потенциале осадка в этот период.

По соотношению форм серы, железа и $S_{орг}$ выделяются геохимические фазы - окислительная, нейтральная, восстановительная и резковосстановительная.

К.Ф.Родionoва (1960) предлагает использовать соотношение форм серы и железа с учетом элементарной серы для определения окислительно-восстановительной обстановки в осадке.

Л.А.Гуляева (1954, 1955, 1961) в основу классификации геохимических фазок вкладывает содержание в породе сульфидной серы и растворимого в соляной кислоте железа, а также $S_{орг}$ в сочетании с наличием или отсутствием донной фауны.

Кроме вышеперечисленных методов, для реконструкции окислительно-восстановительной обстановки предлагаются: определение восстановительной емкости (ВЕ) по количеству кислорода, необходимого для окисления восстановительных минеральных компонентов (Юркевич, 1962), использование отношения $\frac{MnO}{MgO}$ (Спиро, Грамберг, Вовк, 1969), изотопного состава углерода карбонатов (Галимов, 1969; Галимов, Мазур, 1972).

В настоящей работе основное внимание уделяется изучению окислительно-восстановительной обстановки по методике, предложенной Л.А.Гуляевой. В результате изучения окислительно-восстановительной обстановки в осадке делается попытка реконструкции газового режима. Кроме того, в качестве дополняющей характеристики проведено 12 определений окислительно-восстановительной обстановки в осадке по отношению $\frac{MnO}{MgO}$ (табл.4) и изучение изотопного состава углерода, в 30 образцах сидеритов и известняков (табл.5). Не останавливаясь подробно на первом методе, заметим лишь, что преобладание окиси марганца над окисью магния в породе указывает на окислительную обстановку в осадке, т.е. хорошую аэрацию его, а уменьшение марганца и увеличение магния - на восстановительную обстановку, свидетельствующую о затрудненном газообмене. Сходимость результатов исследований по определению окислительно-восстановительной обстановки этим методом и по формам серы и железа составляет

Таблица 4

Данные по определению окислительно-восстановительной обстановки в осадке по $\frac{\text{MnO}}{\text{MgO}}$ к формам серы и железа (Западная Сибирь.)

Площадь	Скв.	Интервал отбора	Возраст	$\frac{\text{MnO}}{\text{MgO}}$	По формам серы и железа	$\text{C}_{\text{орг.}}$ (%)
Салымская	II	2892-2895	$J_3 a_1$	0,100	восстановительная	1,69
Тименская	I оп	1413-1420	$J_3 oxI_2$	сле. м	резковосстановительная	7,61
Мульзинская	I3	1579-1583	$J_3 kv_2$	следы	резковосстановительная	0,70
Игримская	II7	1610-1617	$J_3 vI_1-2$	0,033	резковосстановительная	5,28
Танты-Мансийская	4	2722-2729	$J_3 vI_3$	следы	резковосстановительная	7,38
Березовская	I оп	1299-1300, обр. 726	$Cr_1 ht$	0,021	восстановительная	2,13
то же	"	1267-1295, обр. 725	"	0,016	-	-
"	"	1284-1287, обр. 720	"	0,006	слабовост.	0,81
"	"	1277-1283, обр. 708	"	следы	восстановит.	-
"	"	1264-1270, обр. 688	"	0,057	слабовост.	0,32
"	"	1253-1260	"	0,091	слабовост.	-
Усть-Галмыкская	80	1902-1907		0,139	слабовост.	0,70

72-80%, что подтверждается качественным и количественным анализом микрофаунистических комплексов из этих же образцов. Расхождение, видимо, объясняется, как наличием вторичного шурита (Игринская свк. II7, Салымская свк. II) там, возможно, в резкие колебаниями окислительно-восстановительной обстановки в короткий промежуток времени (Березовская I свк. обр. 720).

Определение газового режима по изотопному составу углерода в карбонатах. Использование данных по изотопному составу углерода в карбонатах основано на способности карбонатов обогащаться тяжелым изотопом углерода в процессе осаднения. Максимальное обогащение карбонатов изотопом C^{13} происходит в состоянии равновесия изотопного обмена. Ближе всего к этому состоянию обстановка бассейна с хорошей циркуляцией водных масс и интенсивным газообменом (Галимов, 1968). Карбонаты, имеющие изотопный состав углерода, который характеризуется положительными величинами δC^{13} , осаждались в бассейне с хорошей аэрацией, о газовом режиме, благоприятном для развития фауны (значения δC^{13} , в пределах положительных и близких к нулю отрицательных величин, например +0,70; +0,46; -0,08; -0,06). Затрудненную аэрацию, меньший доступ кислорода характеризуют отрицательные величины $\delta C^{13} = -1,0; -0,42$ и т.п.

В результате исследований (Галимов, Мазур, 1972) установлена связь изотопного состава углерода в карбонатах с условиями существования микрофауны (табл. 5). Отмечено, что значениями δC^{13} , характеризующими хорошую аэрацию, соответствуют богатые комплексы, а к отрицательным значениям δC^{13} , отвечающим условиям неблагоприятного режима, приурочены обедненные микрофаунистические комплексы. При интерпретации данных по изотопному составу карбонатов следует учитывать вероятность вторичных изменений изотопов в процессе диагенеза (возможно, во Владимирской свк. 3, инт. 1555-1559 м, где $\delta C^{13} = -4,60$). Как показал анализ совместных (из одного интервала) определений изотопного состава карбонатов и микрофауны фораминифер, значениями δC^{13} от положительных до -0,63 соответствуют условия достаточно интенсивной аэрации, при которой хорошо развивается секреторные фораминиферы, более требовательные к газовому режиму, чем аглитинирующие, а при дальнейшем уменьшения δC^{13} (от -0,95 до -1,1) секреторные фораминиферы в образцах не встречены. Подоб-

Таблица 5

Изотопный состав углерода в марбонитах
(Западная Сибирь)

Площадь	Скважина	Интервал	Возраст	Порода	δ^{13}
	2	3	4	5	6
Нияле-Бартовская	22	2550-2558	$J_3 ci?$	сидерит	+0,08
Каменная	13	2398	$J_3 oxf_2?$	"	-0,42
Матвеевская	32	2577-2581	$J_3 oxf?$	известняк	-2,02
Владимирская	3	1655-1659	$J_3 km_1$	сидерит	-0,46 ^x
Мортыльинская	262	1557-1561	$J_3 oxf-km$	известняк	-0,29
Каменная	13	2390	$J_3 km_2$	сидерит	-0,03
Мортыльинская	145	1532-1538	$J_3 vl_1-2$	известняк	-0,42
Вяткинская	2	1689-1700	"	"	-0,54 ^x
Ташенская	I оп	1333-1336	$Cr_1 ber$	сидерит	+0,26
Мортыльинская	145	1529-1532	"	известняк	-1,10
Вяткинская	4	1630-1637	"	сидерит	-1,08 ^x
Владимирская	3	1555-1559	"	"	-1,60 ^x
Уватская	I оп	2681-2687	$Cr_1 ber?$	"	+0,70
Сургутская	2	2553-2557	"	"	-0,06
"	"	2533-2535	"	"	-0,31
Вяткинская	4	1564-1571	$Cr_1 vn-ber?$	"	-0,95 ^x
Уватская	I оп	2530-2540	$Cr_1 vn?$	"	-0,17
"	"	2522-2528	"	"	+0,25
"	"	2416-2422	"	"	-0,70

Исидьинская	3	1526-1533	Cr_1ht	"	-1,57 ^x
Уватская	I оп	2238-2246	"	"	+0,46
Соснянская	35	2139-2146	"	известняк	+0,56
"	"	1973-1985	"	"	-0,27
Вынгильская	7	2100-2104	"	сидерит	+0,95
Березовская	I оп	1144-1149	Cr_1ht_2br	известняк	-1,07 ^x
Верхне-Саломская	II	2148-2155	"	"	-0,38 ^x
Северо-Пимская	12	1993-1997	"	сидерит	-0,53 ^x
АБ-Пимская	4	2196-2202	"	сидерит	+0,387 ^x
Верхне-Сальмокая	5	2196-2202	"	"	+0,117 ^x
Мало-Балыская	3	2040-2044	"	сидерит	-1,60 ^x

x) Анализ проведен в Томском политехническом институте Н.Х. Григорьевых, остальные - в ИБХИП Э.М. Галюкова.

ная связь прослеживается в отложениях, накопившихся в бассейне о нормальноморским или близком к нему соленым режимом. В ряде случаев, когда по величине $\delta^{13}C$ индексируется хороший газообмен, микрофауна отсутствует, вероятно, за счет сильного опреснения, активного гидродинамического режима и других неблагоприятных экологических факторов. Судя по 15 совместным определениям (из одного интервала) изотопного состава карбонатов и форм серы и железа, сходимость результатов хорошая и составляет 85%.

Определение газового режима по формам серы и железа. Согласно классификация Л.А. Гуляевой (1964, 1955) по формам серы и железа в осадках позднеюрского и неокенового возраста Западно-Сибирской низменности выделяется 4 типа окислительно-восстановительной обстановки - субокислительная, слабовосстановительная, восстановительная и резковосстановительная. Наличие первого и второго типов свидетельствует о хорошем снабжении осадка кислородом. Восстановительная обстановка является следствием несколько затрудненного газообмена и уменьшения доступа кислорода. И, наконец, резковосстановительная обстановка в осадке возникает при значительно затрудненном газообмене, большей частью при наличии большого количества органического углерода. При этом, образовавшийся в результате десульфатации сероводород связывает большую часть реакционноспособного железа, образуя сульфиды железа, шпирт, а избыток сероводорода может выдвигаться в придонную воду, вызывая сероводородное заражение. В осадке преобладает шпирт, газообмен резко затруднен.

Слабовосстановительная обстановка отмечается в породах, образовавшихся в условиях активного гидродинамического режима, постоянного перемешивания осадка волнами и придонными течениями, в верхней шельфовой зоне, в прибрежном участке моря, а также на участках подводных дельт, протягивающихся иногда в море на значительное расстояние.

Восстановительная и резковосстановительная обстановка создается в осадке, накапливающимся в глубокой части моря, в нижней зоне шельфа, а также в условиях мелкого или глубокого, но замкнутого водоема со спокойным гидродинамическим режимом, со спокойными или застойными водоемами.

Газовый режим меловых бассейнов юго-восточного окончания Большого Кавказа по формам серы и железа

Как известно, газовый режим бассейна, определяемый содержанием кислорода, сероводорода, углекислого и других газов, имеет большое значение для жизни и развития обитавших в бассейне сообществ фауны. Наряду с соленостью, температурой, субстратом наличие значительного содержания растворенного в воде кислорода или его отсутствие (при сероводородном заражении) сильно влияет на развитие, состав и численность фаунистических сообществ. Нормально аэрируемая среда, содержащая значительное количество кислорода, обеспечивает присутствие разнообразных по количеству родов и видов различных сообществ фауны.

В настоящей работе, как было отмечено, за основу принята классификация окислительно-восстановительной обстановки, предложенная Л.А.Гуляевой (1954). Она основана на определении содержания и соотношения форм серы (сульфатной и сульфидной) и реакционноспособного железа, растворимого в 10% HCl. Определение форм серы и железа проводилось по общепринятой в химических лабораториях методике.

Для пород, характеризующих слабовосстановительную обстановку, вероятно, газовый обмен был относительно менее интенсивным по сравнению с теми, образование которых происходило в субокислительной обстановке. Это, возможно, связано (в случае слабовосстановительной обстановки) с относительно большей глубиной бассейна и менее активным гидродинамическим режимом, обусловленным меньшей тектонической активностью данного участка бассейна (табл.6).

Газовый режим позднеюрских и раннемеловых (березово-барренских) бассейнов Западной Сибири по формам серы и железа

Аналізу были подвергнуты 205 образцов из верхнеюрских и нижнемеловых отложений Западно-Сибирской низменности, в которых производилось совместные определения форм серы и железа, в том числе в 120 образцах было произведено определение палеонтологических остатков.

Слабовосстановительная обстановка большей частью характеризует отложения, накопление которых происходило в раннеготермском бассейне, на территории Березово-Ишимского района и Сред-

РЕЗУЛЬТАТЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ

(БОЛЬШОЙ)

№ образца	Место взятия образца	Возраст	Литологический состав пород	S			Fe	
				(% от породы)			(% от породы)	
				S общ.	S сульфатн.	S сульфидн.	Fe ⁺⁺⁺	Fe ⁺⁺
I	Актагай	осном. альб	серые изв. глины	0,177	0,015	0,162	1,90	0,44
2	"	верхний альб	зел.сер. сск. глины	0,023	0,019	0,04	0,75	1,57
3	"	в. ант	зел.сер. глины	0,043	0,025	0,018	1,55	2,18
7	Тударчай	в. ант	зел.сер. глины	0,001	0,021	-	1,15	1,63
8	"	"	"	0,103	0,081	0,022	1,80	2,04
9	"	средний альб	"	0,155	0,121	0,034	1,80	1,15
II	"	"	зел.сер. изв. глины	0,126	0,034	0,082	0,84	1,96
14	Атачай	в. ант.	св.сер. пл. изв. глины	0,049	0,049	-	1,12	0,58
14 ^a	"	"	тем.зел. изв. глины	0,022	0,022	-	1,05	0,38
14 ^b	"	"	жел.сер. изв. глины	0,026	0,026	-	0,82	0,81
16	"	ср. альб	зел.сер. глины	0,229	0,092	0,137	1,49	0,26
17	Тазакенд	в. ант.	зел. слабо изв. глины	0,023	0,010	0,013	2,34	0,90
18	"	"	кири. крас. глины	0,021	0,006	0,015	3,49	1,00
20	Дибрар	ср. альб	зел.сер. изв. глины	0,038	0,034	0,004	1,69	1,12
20 ^a	"	"	кири. крас. глины	0,013	0,006	0,007	2,70	1,28
20 ^b	"	"	сер. изв. глины, песч.	0,015	0,012	0,003	0,66	0,37
21	"	в. ант.	крас. бур. глины	0,016	0,004	0,012	2,64	1,56
22	Чикальчай	"	зел.сер. глины	0,014	0,038	0,006	2,50	1,43
22 ^a	"	"	крас. бур. глины	-	0,08	-	2,38	1,25
23	"	"	зел.сер. глины	0,22	0,18	0,041	1,35	2,26
24	Келекудаг	в. альб.	зел. уплотн. глины	0,155	0,005	0,150	1,60	1,06
25	"	"	зел.сер. мергел.	0,034	0,003	0,03	1,35	0,37
26	"	ср. альб	зел.сер. глины	0,206	0,119	0,087	1,20	0,62
28	Будут	кампан	сер. плет. мергел.	0,026	0,019	0,17	0,34	0,49

ФОРМ СЕРЫ И ЖЕЛЕЗА
КАВКАЗ)

Т а б л и ц а 6

№ ппр.	Σ Fe	S (% от об- щого)		Fe (% от общего)			Сорг. (%)	Fe ппр. Сорг.	ОКИСЛИТЕЛЬ- НО-ВОССТА- НОВИТЕЛЬНАЯ ОСТАТКОВАЯ В ОСАДКЕ
		СУЛЬ- ФАТН.	СУЛЬ- ФИЛН.	Fe ⁺⁺⁺	Fe ⁺⁺	Fe ппр.			
0,14	2,48	8,4	91,6	76,4	17,7	5,9	0,52	0,32	слабовосстанов.
0,01	2,33	82,6	17,4	31,9	67,3	0,8	0,26	0,03	то же
0,02	3,75	58,1	41,9	41,5	58,1	0,4	0,46	0,05	"
-	2,78	100	-	41,5	58,5	-	0,39	-	субокислнт.
0,02	3,86	78,5	21,5	46,5	52,6	0,9	0,43	0,05	слабовосстанов.
0,03	2,58	78,1	21,9	60,4	38,6	1,0	0,26	0,01	то же
0,07	2,87	26,8	73,2	29,4	68,4	2,2	0,26	0,26	"
-	1,70	100	-	65,7	34,3	-	0,26	-	субокислнт.
-	1,43	100	-	73,4	26,6	-	0,23	-	то же
-	1,63	100	-	41,5	58,5	-	0,20	-	"
0,12	1,87	40,0	60,0	79,8	9,0	1,8	0,21	0,65	слабовосстанов.
0,01	3,25	23,4	56,6	71,8	27,7	0,5	0,20	0,05	субокислнт.
0,01	4,50	28,5	71,5	77,6	22,3	0,1	0,24	0,05	то же
0,01	2,77	89,4	10,6	59,0	40,4	0,1	0,26	0,05	"
0,1	3,99	46,2	53,8	67,6	32,3	0,1	0,37	0,01	субокислнт.
0,1	1,04	80,0	20,0	53,2	36,0	1,8	0,14	0,01	то же
0,01	4,21	15,0	75,0	62,5	37,0	0,5	0,23	0,06	"
0,011	3,94	86,2	13,8	63,4	36,2	0,4	0,20	0,02	"
-	3,63	-	-	73,5	34,2	-	0,20	-	"
0,04	4,65	92,0	18,0	36,8	61,6	1,6	0,75	0,03	слабовосста.ов.
0,13	2,79	13,0	97,0	57,5	38,4	4,1	0,13	1	то же
0,03	1,75	9,2	90,8	77,5	21,5	1,0	0,11	0,3	субокислнт.
0,086	1,90	65,0	35,0	63,0	32,6	4,4	0,28	0,2	то же
0,01	0,64	74,0	26,0	40,5	58,3	1,2	0,23	0,5	слабовосстанов.

него Приобья. В более мелком, по сравнению с верхним, ранне-тершевском море при активном гидродинамическом режиме происходило постоянное перемешивание осадка, обеспечивающее приток кислорода и создавшее слабовосстановительную обстановку в осадке. Наверное бы, такие условия должны были способствовать расцвету фораминифер, особенно секретционных форм. На самом же деле, при довольно большом разнообразии агглютинирующих фораминифер, количество секретционных форм очень невелико; большей частью, это представители одного — двух родов. Иногда секретционные фораминиферы вообще отсутствуют.

Вероятно, имело значение некоторое общее опреснение ранне-мелового бассейна, по сравнению с позднерским, что ухудшило условия обитания секретционных фораминифер. Однако в тех случаях, когда по содержанию бора фиксируется нормальноморская соленость бассейна, как это имеет место в некоторых образцах волжского возраста из Даниловской свк.106, кммериджского — из Владимирской свк.3 и берриаса — из Тюменской свк.43, то при слабовосстановительной обстановке в осадке происходило пыльное развитее секретционных форм, вытеснявших из комплекса агглютинирующие (до 30 видов секретционных фораминифер в Даниловской свк.106). Такое же явление отмечает и В.А.Бассов (1968) для некоторых участков позднерского моря Хатангской впадины, где происходил хороший газообмен и соленость была нормальной.

Из анализа фактического материала следует, что наиболее богатая в видовом и родовом отношении и наибольшая по количеству особей микрофауна встречается в тех породах, где по формам серы и железа определена восстановительная и резко восстановительная обстановка. Такая обстановка существовала во многих частях бассейна на западе и юго-западе Западно-Сибирской низменности в раннеокофордское и раннекммериджское время, а также в волжском и берриасском веках. Количество родов агглютинирующих фораминифер достигает 10-16, а секретционных — 5-8. Еще большим разнообразием отличается видовой состав фораминифер. Здесь насчитывается до 34 видов агглютинирующих и до 18 видов секретционных фораминифер. Так же, как и другие исследователи (Гуллева, 1955), мы объясняем кажущееся противоречие тем, что окислительно-восстановительный раздел (выше которого происходил нормальный обмен с кислородом, а ниже которого обмен был затруднен) находился, по-видимому, в самом верхнем слое осадка. Газовый режим в придонном слое воды и в самом верхнем слое осадка, где обитали фораминифе-

ри, был для них благоприятным. Снабжение кислородом происходило в достаточном количестве, а затрудненный газообмен захватывал более глубокие слои осадка, чем тот, в котором жили фораминиферы.

Таким образом, фиксируем восстановительную или резковосстановительную обстановку в осадке, зачастую мы не можем сделать вывод, что та или иная ассоциация фораминифер обитала при этом в условиях неблагоприятного газового режима.

Напротив, восстановительная и резковосстановительная обстановка в осадке (определяемая по повышенному содержанию сульфидной серы и пиритного железа, а также высокому $S_{орг.}$) создавалась в том случае, если были условия для накопления большой массы органического вещества и, соответственно, серы органических соединений. При этом в большом объеме происходил процесс десульфирования, приводивший к образованию пиритного железа в преобладающем количестве по сравнению с закисным. Для того, чтобы в осадке накопилось большое количество органического вещества, биоминеральная обстановка в бассейне (температура, соленость воды) должна быть исключительно благоприятной, а именно такой, при которой бурно развиваются водоросли, микрофитопланктон и другие микропланктонные организмы, являющиеся основным поставщиком органического вещества в осадок. Падая на дно, они обеспечивают богатую пищу для фораминифер. Постепенно накапливаясь на дне в большом количестве органическая масса в спокойных гидродинамических условиях без доступа кислорода приводила к созданию в осадке восстановительной и резковосстановительной обстановки.

Таким образом, наличие восстановительной и резковосстановительной обстановки в осадке косвенно свидетельствует о наиболее благоприятных условиях для развития органического мира в бассейне, в целом, и бентосной фауны фораминифер, в частности, т.е. о наличии хорошей аэрации в придонном слое воды и в верхней части осадка в бассейне с нормальныморским или близким к нему осевым режимом.

По данным Л.А.Гуляевой (1954), К.Ф.Родионовой (1967), как об этом упоминалось выше, очень высокое содержание $S_{осд.}$ может привести к тому, что сероводород образуется в большом количестве, его избыток выделяется в придонные слои воды, вызывая сероводородное заражение и подавляя биологические процессы.

Именно этим обстоятельством, по всей вероятности, можно объяснить отсутствие фораминифер в ниже-средневолокных отложениях на западе низменности (скв. II7, Комсомольская пл.). В то же время в этом же районе в разрезе Игримской скв. II7 в разновозрастных отложениях, образовавшихся в одинаковых по солености условиях (в аллопресненых условиях - содержание бора в породе составляет $60-62 \cdot 10^{-4}\%$), встречен равнообразный комплекс фораминифер. Комплекс представлен 7 видами фораминифер, принадлежащих к 4 родам, с преобладанием в составе комплекса секреторных форм. И на Комсомольской, и на Игримской площадях фиксируется резко восстановительная обстановка в осадке, но на участке моря в районе Комсомольской площади, вероятно, произошло сероводородное заражение придонных вод, а на Игримской - нет, что (при прочих равных условиях) исключило развитие бентосных фораминифер в первом случае и позволило им развиваться во втором.

Случаю даже при сероводородном заражении в бассейне в отдельных случаях могут обитать наиболее нетребовательные из эврибионтных форм. Е. Сигаль (1964) указывает, что некоторые трохаемиды переносят такой режим и могут жить при отсутствии кислорода. В. А. Басов (1968), считает возможным существование *Alveoliscus vegetalis* Козузова (руководящей формы для верхневолокных отложений Западной Сибири) в условиях затрудненного газообмена, в глубоких участках моря с застойными водами (сероводородное заражение).

Следует остановиться на возможном искажении интерпретации данных о наличии восстановительной или резко восстановительной обстановки в осадке (по формам серы и железа) за счет обогащения породы пиритом вследствие вторичных процессов, направленных на восстановление окисных и закисных форм железа и сульфатной серы в результате последующих диагенетических преобразований. Такая ошибка наиболее вероятна при анализе некоторых проницаемых алевроитовых и песчаных разностей пород. В качестве примера можно привести данные по кимериджским отложениям в разрезе Мудьянской скв. 13 (гит. 1590-1593 м), представленным сильно алевроитизированным аргиллитом с включениями пирита, глауконита. Фораминиферы представлены, преимущественно, секреторными формами - в основном, это округлые лентакулиды и нодозарии. По соотношению форм серы и железа в породе окислительно-восстановительная обстановка в осадке диагностируется как восстановительная, близкая к резко восстановительной. Такому выводу противоречит наличие в алевроитовой породе глауконита и богатого комплекса секреторных

фораминифер, что свидетельствует о первоначально активном кислородном обмене осадка со средой. Подобное же явление наблюдается в Витимской скв.4 (низ интервала 1718-1726 м), где в кремнистых сильно алевритистых, карбонатных и глауконитовых аргиллитах комплекс фораминифер представлен богато и разнообразно, много секретионных форм, а содержание пиритного железа составляет до 50% от суммы реакционноспособного железа, и обстановка в осадке определяется как восстановительная.

В некоторых песчаных и алевритистых образцах из нижне-термических отложений Березовской I оп. скв., где встречены в большом количестве представители примитивных и палочковидных родов - сакцины, ризаммы, предпочитающих, как будет показано, условия хорошей аэрации, свободного доступа кислорода, отмечается обогащение породы кристаллами пирита, очевидно, вторичного происхождения.

Таким образом, изучая окислительно-восстановительную обстановку в осадке, мы тем самым косвенно воссоздаем газовый режим области обитания бентосных фораминифер. Восстановительная и редковосстановительная обстановка в осадке при наличии донной фауны фораминифер большей частью свидетельствует о благоприятном газовом режиме, хорошей аэрации придонных вод и верхней части осадка. Результаты реконструкции газового режима по соотношению форм сульфатной и сульфидной серы, реакционноспособного железа, а также по соотношению тяжелых и легких изотопов углерода и содержанию марганца в породе взаимно контролируют друг друга и дают сходные величины.

Влияние газового режима на жизнь фаунистических сообществ и, в частности, бентосных фораминифер следует рассматривать в связи с влиянием других факторов - солености, температуры и т.д., которые в ряде случаев могут быть определяющими.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПАЛЕОТЕМПЕРАТУР Юго-восточное окончание Большого Кавказа

Температура является одним из важных факторов абиотической среды, характеризующих палеогеографическую обстановку древних бассейнов. Изменение температурных условий бассейна во времени и в пространстве также оказывает существенное влияние на формирование, развитие и расселение фаунистических сообществ.

Начиная с 1973 г. Р.Д.Тейс и ее коллеги - сотрудники лабор-

ротории стабильных изотопов Института Геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского АН СССР любезно оказали нам содействие в проведении анализов по определению соотношения изотопов кислорода O^{18} и O^{16} в рострах белемнитов из отложениях валаккина, Готерива, алта, альба, кампана и маастрихта юго-восточного окончания Большого Кавказа.

Естественно, что малочисленность полученных цифр, не позволяет, в известной мере, в настоящее время проводить широкие региональные сопоставления как в меридиальном, так и в широтном смысле. Однако, принимая во внимание тот факт, что эти данные, по существу, являются первыми для меловых бассейнов юго-восточного Кавказа, мы сочли возможным привести их в настоящей работе.

Проведенные определения отношений изотопов O^{18}/O^{16} в кальците ростров меловых белемнитов Азербайджана (рис. 9) отражают, как нам представляется, среднегодовые температуры среды обитания этих организмов, ибо, так же как и Боуэн (1969), мы считаем, что кальцит (или арагонит) ростров белемнитов нарастал круглогодично.

Общий ход палеотемпературной кривой для раннего мела юго-восточного окончания Большого Кавказа представлен на рис. 10 (табл. 7). Так, в валаккине температуры оказались равными $19,4-21,8^{\circ}C$. Для готерива имеются лишь два определения о значительных температур $14,6^{\circ}$ и $20,5^{\circ}C$. Наибольшее количество определений было проведено по рострам алтских белемнитов (рис. 11). Значения этих определений приведены в таблице 7.

Как видно из приведенных данных, на юго-восточном Кавказе получаются сравнительно низкие температуры алтского века. Так, в раннем алте температуры колебались в пределах от $14,6^{\circ}$ (*Neohibolites ewaldi* S t r o m b e.) до $16,9^{\circ}$ (*Neohibolites sublongus* M a t t s.). В позднем алте в температурном режиме бассейна существенных изменений не происходило. По данным изотопной палеотермометрии, здесь температура колебалась в интервале от $14,6^{\circ}$ (*Neohibolites strombesii* M u l l.) до $17,7^{\circ}$ (*Neohibolites montanus* A k. A l i s.).

В альбском веке температура среды обитания белемнитов в бассейнах юго-восточного окончания Большого Кавказа оказалась чуть выше, чем в бассейнах алта. Изотопные палеотемпературы, полученные для раннего альба, колеблются в пределах от $17,5$ до $20,8^{\circ}$.



Рис.9. Изотермы палеотемпературы мелового периода
(ЮЕ Кавказ):

1 - валажкия с берриасом; 2 - готерм; 3 - апт;
4 - альб; 5 - кампан; 6 - маастрихт; 7 - контуры выходов
меловых отложений.

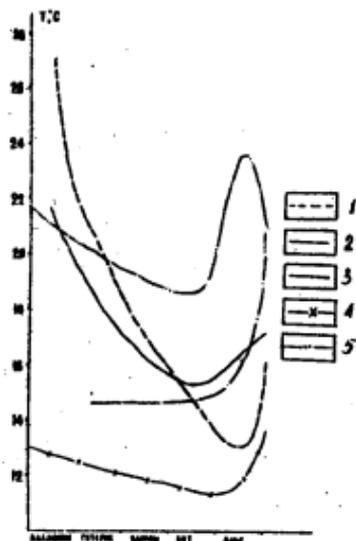


Рис.10. Палеотемпературы раннемеловых бассейнов

- 1 - Западная Грузия (Якованов);
- 2 - Большой Кавказ (Али-Заде и Алиев);
- 3 - Кавказ (Найден);
- 4 - Новая Зеландия и Австралия (Клейтон и Стевенс);
- 5 - Западная Европа (Боуэн).

По роострам среднеальпийских белемнитов юго-восточного Кавказа температура изменяется в узких пределах - от 16,2 до 16,8°.

Полученные данные, в целом, хорошо подтверждают уже высказанное ранее мнение (Али-Заде, 1972) о постепенном изменении в сторону похолодания от берриаса к альбу температур раннемеловых бассейнов юго-восточного Кавказа. Последнее, по-видимому, действительно было тесно связано с возникновением в раннеэоценовое время широких проливов между Бореальным и Средиземноморским бассейнами, что, в свою очередь, и обусловило массовую гибель

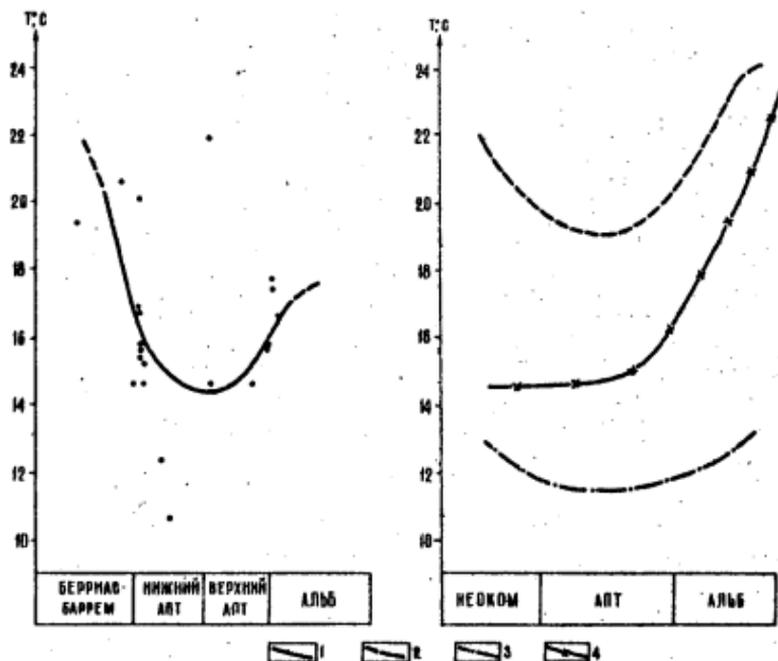


Рис. II. Палеотемпературы аптских базальтов.

- 1 = Юго-восточное окончание Большого Кавказа;
 2 = Польша, Германия (Бозен);
 3 = Новая Зеландия, Австралия (Остленд и Клейтон);
 4 = Крым (Найдун).

Таблица 7

Данные определения палеотемператур по изотопному составу раннемеловых белезитов юго-восточного склона Большого Кавказа

Наименование вида	Район отбора	Возраст	δ^{18}	$T^{\circ}C$
<i>Conobelus orbignianus</i> d O r b.	Угач	V1	-1,04	19,4
<i>Duvalia</i> sp.	Угач	V1	-1,59	21,8
<i>Duvalia lata</i> (B l a i n e)		Ht	0,00	14,6
<i>Duvalia</i> sp.	г Келенудат	Ht	-1,34	20,5
<i>Mesohibolites uhligi</i> (S c h a e t s.)	сел.Алтнзгач	Apt ₁	-0,23	15,6
то же	сел.Гарябан	Apt ₁	-0,19	15,3
<i>Mesohibolites swaldi</i> (S t r o m b.)	сел.Тазакенд	Apt ₁	0,00	14,6
<i>N.inflexus</i> S t o l l.	сел.Тудар	Apt ₁	-0,29	15,8
<i>N.swaldi</i> (S t r o m b.)	сел.Тудар	Apt ₁	-0,51	16,8
<i>N.Clava</i> S t o l l.	басс.р.Тударчай	Apt ₁	-0,17	15,2
<i>N.sublongus</i> N a t s.	сел.Тудар	Apt ₁	-0,54	16,9
<i>N.strombecki</i> (M u l l.) S t o l l.	басс.р.Чикльчай	Apt ₂	0,00	14,6
<i>N.strombecki</i> (M u l l.) S t o l l.	басс.р.Тударчай	Apt ₂	-0,69	17,6
<i>N.montanus</i> Ak.A l i z.	басс.р.Атачай	Apt ₂	-1,63	21,9
<i>N.inflexus</i> S t o l l.	сел.Тазакенд	Apt ₂	-0,64	17,4
<i>N.inflexus</i> S t o l l.	басс.р.Атачай	Apt ₂	-0,28	15,7
<i>N.montanus</i> Ak.A l i z.	басс.р.Тударчай	Apt ₂	-0,70	17,7
<i>N.azerbaidjanensis</i> Ak.A l i z.	басс.р.Тударчай	Apt ₂	-0,23	15,6
<i>N.montanus</i> Ak.A l i z.	басс.р.Чикльчай	Apt ₂	-0,33	16,0
<i>N.swaldi</i> (S t r o m b.)	басс.р.Тударчай	Apt ₂	0,00	14,6
<i>N.swaldi</i> (S t r o m b.)	басс.р.Атачай	Apt ₂	-0,13	15,1
<i>N.strombecki</i> M u l l.	басс.р.Тударчай	Apt ₂	-0,70	17,6
<i>N.aff.montanus</i> Ak.A l i z.	басс.р.Тударчай	Apt ₂	-0,98	19,8
<i>N.minimus</i> (L i s t.)	сел.Танкалася	Al ₂	-0,46	16,6
<i>N.minimus</i> (L i s t.)	басс.р.Атачай	Al ₂	-0,50	16,8
<i>N.of.stylicoides</i> R e n n g.	басс.р.Атачай	Al ₂	-0,42	16,5

1	2	3	4	5
<i>N. attenuatus djimiensis</i> Ak. Ali z.	басс. р. Атачай	Al ₂	-0,38	16,2
<i>N. stylicifera</i> Ren n g.	г. Келевудак	Al ₃	-1,61	20,4
<i>N. wollemanni</i> Stoll.	басс. р. Тударчай	Al ₁	-0,61	17,5
<i>N. minor</i> Stoll.	сел. Тудар	Al ₁	-1,56	20,8

в это время представителей рода *Mesohibolites*. Правда, как уже отмечалось ранее (Али-Заде, 1972), оказавшись в неблагоприятных биосферических условиях некоторые мезохиболиты адаптировались в новых условиях среды, претерпев изменения в строении скелета. Однако, в целом, возможность дальнейшего развития рода *Mesohibolites* Сима уже исключена, что, в конечном счете, привело к его упадку и вымиранию.

Отмеченные для юго-восточного Кавказа характерные данные изотопных температур раннего мела хорошо согласуются также с аналогичными данными, полученными по другим регионам юга альпийской зоны СССР. Так, по рострам готерий-антских белемнитов Крыма получены одинаковые значения температур порядка 14,6°C (Тейс и др., 1964). В альбе Крыма отмечается некоторое повышение среднегодовых температур. Так, например, для позднего альба Крыма получены цифры: 19,6°C; 21,6°C и 22,8°C.

Значительное число определений было сделано Н.А. Ясмановым (1973) для Западной Грузии по раннемеловой эпохе (в основном по Ca/Mg отношению), главным образом по барреку, анту и альбу. Так, в валанжине температуры оказались равными 27-27,2°C, а в готерийском веке понизились - 18,9-20,5°C. Значения температур, как отмечает автор, хорошо согласуются с данными палеогеографии.

В барреком веке на территории Западной Грузии выделяются две области с различным градиентом температур: южная область с относительно высокими температурами (выше 20°C) и северная область с температурами ниже 18°C.

Н.А. Ясманов (1973), характеризуя температурные условия раннемелового бассейна Западного Закавказья, пишет, что "в течение алта температурный режим постепенно изменялся в сторону некоторого похолодания". Правда, для раннего алта он все же приводит более высокие цифры, определенные по методу кальций - магниевого отношения в рострах *Mesohibolites* sp. (20,5°C-24,0°C - по периферии Даврульского массива), тогда как по изотопам кислорода в Ca_2O_3 ростров

Belemnites swaldi В т р о в. из басс.р.Псыржа получены температуры 15,2–15,8°C, что связано, по нашему мнению, с тем, что анализу было подвергнуто карбонатное вещество белемнитов тех видов и родов, которые по своей экологической специализации являлись обитателями более верхних, хорошо прогреваемых солнцем мелководных участков шельфа. Но, в целом, для алта Западной Грузии этот автор указывает температуры 15,5°–17,0°C.

По тем же данным Н.А.Ясманова, палеотемпературы раннего и среднего альба Западной Грузии колебались в пределах от 15° до 17°C. В позднем альбе температуры понизились до 12–13°C.

В южной Австралии в течение алтского времени температура колебалась в пределах от 12,2 до 16,5°C (Дорман, Уэлл, 1959 б). По измерениям соотношения $^{18}O/^{16}O$ в углекислых кальциевых раковинах альбских моллюсков этого же региона Г.А.Лоуэнтан и С.Эштейн (1964 а) получили температуры 15,2 и 16,6°C. Для алтских бассейнов Новой Зеландии, по данным Р.Н.Клейтона и Д.Р.Стевенса (1968), температура изменялась в интервале 11,6–12,7°C. Небезынтересно также отметить, что полученные Р.Боуаном (1963 б) белемнитовые температуры (14,3°; 16,1° и 17,4°C) для алта Мозамбика (Африка) полностью аналогичны температурным данным алта юго-восточного окончания Большого Кавказа.

Таким образом, как показывают полученные данные, в раннемеловую эпоху сравнительно теплый берриас-барремский период в морских бассейнах юга альпийской зоны СССР сменялся климатическим минимумом в алте. Последнее, на наш взгляд, свидетельствует о некоторой однородности в региональном плане температурных градиентов в течение сравнительно короткого периода геологического времени.

Интересно отметить, что в течение всего времени от позднего сеномана и до раннего сантона включительно нет находок белемнитовой фауны в пределах Азербайджана. Начиная с подсантонского времени в акватории Европейского моря на юг в окраинную Крымско-Кавказскую акваторию проникают первые актинокамаси, о чем свидетельствуют единичные находки их роостров в Крыму. С начала кампальского века в пределах юго-восточного окончания Большого Кавказа значительно ощущается прохорез фауны белемнитов. Наиболее широкий географический ареал в это время имеет вид *Belemnitella mucronata* (Schlot.).

Здесь встречаются также его представители, как *Belemnitella mucronata senior* Н о в., *B. mucronata postrema* Н а и д., *B. mucro-*

data profunda N a j d, u B. шислоната parva N a i d., а также представители известного лишь в Крыму, на Кавказе и в Закаспии вида *Belemnella conica* A r k h a n g.

С начала маастрихтского века в пределах Крымско-Кавказской провинции исключительно широким распространением пользовались представители рода *Belemnella*. Изотопному палеотемпературному анализу были подвергнуты ростры различных видов и подвидов родов *Belemnella* и *Belemnella* из кампан-маастрихтских отложений юго-восточного Кавказа (всего 20 образцов).

По соотношениям изотопов кислорода O^{18}/O^{16} в кальците ростров раннекампанских белемнителл значения температур колеблется в пределах от 15,1 до 16,2°C (рис.12). Относительно низкая температура получена по рострам *Belemnella шислоната шислоната* (S o b l o t h.) из разреза с.Гулези. Наиболее высокие значения определены по рострам *Belemnella шислоната senior* H o w. (с.Гулези) - 16,2°C.

В позднекампанское время по данным изотопной палеотермометрии не наблюдается каких-либо существенных изменений температурного режима по сравнению с ранним кампаном. Так, температуры, определенные по рострам *Belemnella langei* J e l. (с.Будут), *B. шислоната senior* H o w. (с.Гулези) и *B. conica* A r k h a n g. (с.Агсмазань), показывают пределы от 14,5 до 16,3°C.

В раннемаастрихтское время наблюдается некоторое понижение температуры. Температура, определенная по изотопам кислорода O^{18}/O^{16} в рострах раннемаастрихтских белемнителл, оказалась равной 13,2°C.

В позднем маастрихте в результате анализа ростра *Belemnella arkhangelikii* N a i d. из разреза с.Будут температура оказалась равной 10,5°C. Минимальный предел температуры получен для ростра *Belemnella pontica* (H o u s s.) (с.Будут) - 14,6°C.

В целом для юга альпийской зоны СССР (Крым, Зап.Грузия, ЮВ Кавказ) общая картина температурных колебаний для кампан-маастрихтского интервала времени совпадает. Так, для кампана и маастрихта Грузии (Масманов, 1973) получены почти одинаковые температуры: 18,0-19,8°C. Соотношения изотопов O^{18}/O^{16} в рострах ранне-позднекампанских белемнителл Крыма (Тейс, Найдыш, 1973) соответствует температуре 14,3-16,3°C. По рострам раннемаастрихтских белемнителл средняя температура по многим измерениям равна 12,9°C.

Таким образом, предварительный анализ в пределах юга альпийской зоны СССР позволяет говорить о смене сравнительно теплого берриас-барремского времени климатическим минимумом в аэтом веке. В позднем мелу характер изменения температурных градиентов для юго-восточного Кавказа в целом представляется

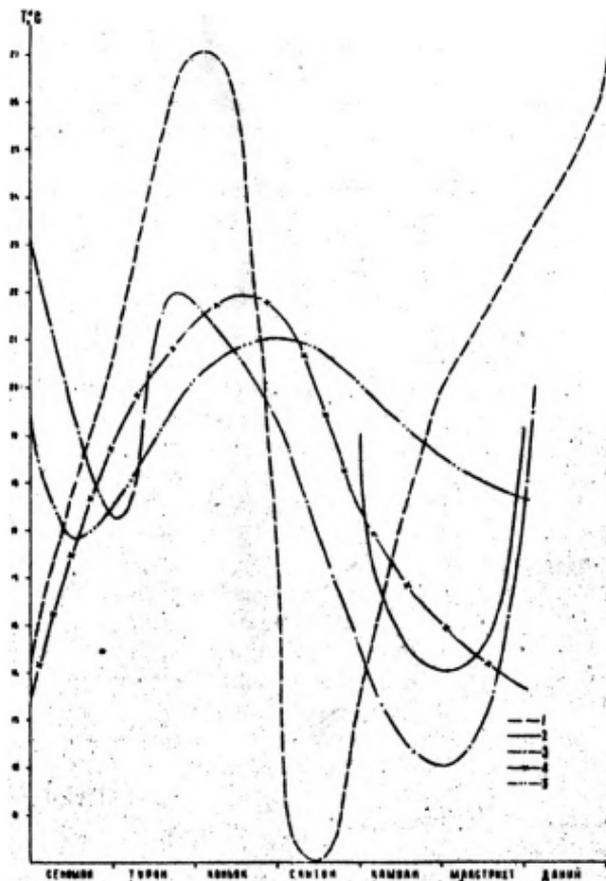


Рис. 12. Палеотемпературы позднемеловых бассейнов.

- 1 - Западная Грузия (Ясманов);
- 2 - Большой Кавказ (Али-Заде, Алев);
- 3 - Крым (Насиби);
- 4 - Новая Зеландия и Австралия (Клейтон, Стевенс);
- 5 - Западная Европа (Бюэн).

сходным с таковым других регионов Альпийской зоны. Минимум температур падает на границу между кампаном и маастрихтом.

Некоторое повышение температуры в бассейнах позднего маастрихта юго-восточного окончания Большого Кавказа подтверждается данными по другим регионам (Wisher, 1953 ; Лоуэнштам, Эпштейн, 1954; Тейо, Найдин, 1973 и др.)

Западная Сибирь

По собранным рострам белемнитов родов *Cylindroteuthis*, *Lagonibelus*, *Pachyuteuthis* и *Arototeuthis* (определения Г.К.Каданова), во ВСЕГЕИ определены абсолютные температуры для поздне-окофордского-раннекларидского, ранне-средневожского и средневожского времени (Мазур, Гофман и др., 1971).

Палеотемпературы определялись по рострам белемнитов. По данным Т.С.Берлин, Д.Н.Найдина, В.Н.Сакоа и др. (1966), диагностические процессы не должны значительно влиять на величину Ca/Mg коэффициента, во всяком случае, они не будут перекрывать реальных изменений среды обитания белемнитов.

Ростры белемнитов рода *Cylindroteuthis* и *Lagonibelus*, распространение которых ограничено температурным режимом бассейна (Сако, Нальяева, 1964), обнаружены на ряде площадей (Владимирская, Тобольская) южной части Западно-Сибирской низменности и Шадмского мегавала (Окуневская, Тетеревская).

Температурные определения, сделанные по рострам, указывают на наличие относительно тепловодного морского бассейна ($17,7^{\circ}$ - $19,3^{\circ}$ C) в позднеокофордское-раннекларидское время. Максимальные значения температуры, за все время существования позднепрского моря, равные $21,4^{\circ}$ - $21,8^{\circ}$ C, на территории Западной Сибири отмечаются в ранне-средневожское время. В этот же период в арктических морях появляются теплолюбивые формы аммонитов, которые исчезают к концу вожского века, в связи с понижением температуры, вместе с белемнитами *Cylindroteuthis* и *Lagonibelus*. На смену последним в конце вожского века появляются более холодостойкие *Astroteuthis*. Температурные определения по ростру *Astroteuthis* из средневожских отложений на Владимирской площади составляют $16,8^{\circ}$, что свидетельствует о заметном охлаждении воды в средневожском море, по сравнению с ранне-средневожским.

Подобная закономерность хорошо подтверждается данными микрофаунистического анализа, определенным соотношением фораминифер с агглютинирующей и секреторной, известкостойкой раковиной.

В раннеокофордское и позднемериджское время на юге Западной Сибири (площади Вяткинская, Тименская) среди бентосных фораминифер преобладали формы с секреторной раковиной, были развиты преимущественно различные лентакулины и редкие агглютинирующие формы.

В волжском веке, в первой половине его, по всей территории Западно-Сибирской низменности наблюдаются очень многочисленные и богатые в видовом отношении комплексы фораминифер с секреторной раковиной. Это — максимум развития фораминифер в широком времени на рассматриваемой территории. В начале средневолжского времени отмечается исчезновение ряда секреторных фораминифер с известкостойкой раковиной и вновь появляются многочисленные виды с агглютинирующей стенкой раковины. Все чаще в комплексе начинают появляться арктические эмигранты.

Наличие различных климатических поясов, имеющих место на территории Западно-Сибирской низменности в позднерское время, подтверждается и многочисленными палинологическими данными. Об относительно повышенной температуре, в окофорд-ранне-средневолжское время (по сравнению с поздневолжским), по-видимому, свидетельствует наличие глауконитовых осадков в прибрежной зоне окофорд-ранне-средневолжского бассейна.

Для северной части территории (Приполярный Урал, басс. р. Ятрия) палеотемпературные построения были выполнены по роству белемнитов рода *Rachyteuthis*, являющегося индикатором для Сибири и обитавшим преимущественно в прибрежной зоне (Сакс и Нальняева, 1964). Распространение этого рода не так строго ограничено температурным режимом, как *Lagenibelus* и *Cylindroteuthis*. Представители рода *Rachyteuthis* выдерживали значительные температурные колебания — от 16,4 до 11,6°C, причем и в этом случае относительно высокие температурные показатели за все верхнерское время отмечались преимущественно для ранне-средневолжского бассейна, хотя по абсолютным значениям они были ниже, чем для площадей Западно-Сибирской низменности в этот же временной отрезок.

Изменение температурного режима верхнерских морей во времени прослеживается, по имеющимся данным (палеотемпературные построения, микрофаунистический и палинологический анализ), для всей

рассматриваемой территории Западной Сибири.

Снижение температуры от кимериджского до конца волжского века, вероятно, носило всеобщий характер на территории все Сибири. Как показал анализ ростров белемнитов из района р.Хеты (Хангайская впадина, север Восточной Сибири), в кимериджском море температура составляла 15-16°C, а к концу волжского века упала до 14,5°C (об. "Опорный разрез верхнеюрских отложений бассейна р.Хеты", 1969).

Неокомское море, в целом, было более холодным, чем позднерское, хотя в берриасское время наблюдалось некоторое потепление относительно поздневолжского времени (соответственно, 14,4 и 12,7°C). Наиболее теплым неокомское море было в берриасское время (14,4°C), а наиболее холодным - в ранневаланжинское (10,2°C). В позднем валанжине температура несколько повысилась (11,0°C), а еще более повысилась в раннем готериве (13,7°C). Подобное снижение температуры в валанжинское время, по сравнению с позднерским, и последующее повышение в готеривское (а затем - в барремское) время для Западной Сибири, в целом, отмечают по данным опорово-пыльцевого анализа многие сибирские палинологи. Возможно, обеднение комплекса фораминифер секретионными формами в неокомское время связано (помимо уменьшения солености раннемелового бассейна) с понижением температуры вод раннемелового (неокомского) моря по сравнению с позднерским.

Таким образом, палеотемпературные построения по Ca/Mg отношению в рострах белемнитов подтверждаются данными микрофаунстического и опорово-пыльцевого анализа и могут быть использованы при реконструкции температурного режима палеоводоемов.

Г Л А В А II
БИОГЕОХИМИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ МЕЛОВЫХ БЕДАЗИТОВ
АЗЕРБАЙДЖАНА

С каждым годом возрастает значение палеоэкологических исследований для решения ряда вопросов биостратиграфии, палеогеографии и палеонтологии. Если в недалеком прошлом восстановление палеогеографических и палеоэкологических условий бассейнов основывалось, главным образом, на изучении экологии ископаемых организмов, интерпретируемых с позиций актуалистического метода, то в настоящее время эти вопросы довольно уверенно решаются на основе учения о геохимической экологии.

Повышенный интерес к изучению биогеохимии древних морских организмов вызван тем, что палеонтологические остатки содержат ценные сведения, с помощью которых можно выяснить температурные условия, палеосоленость и геохимическую характеристику палеобассейнов. Все эти исследования помогают воссозданию общей картины эволюции морских бассейнов геологического прошлого.

Как известно, палеобиогеохимические исследования предусматривают выяснение минералогических, геохимических и микроструктурных особенностей ископаемых морских организмов, в результате которых определяются элементный химический и минералогический состав, особенности микроструктур, оценивается характер сохранности прижизненного состава и тем самым устанавливается пригодность палеонтологических объектов для целей биогеохимических исследований.

Тесная связь между химическим составом биологических объектов, их систематическим положением и геохимическими особенностями среды позволяет использовать их скелетные остатки для характеристики экологических и геохимических условий палеобассейнов. Как известно, в настоящее время уже установлен ряд закономерностей, между химизмом, минералогией, строением карбонатных раковин беспозвоночных и конкретными факторами среды их обитания. Так, выявлена количественная связь между температурой морской воды и Ca/Mg соотношением в раковинах, изменением соотношения изотопов кислорода O^{18}/O^{16} , а также соотношения арагонит/кальцит. Установлено, что непосредственное влияние на концентрацию химических элементов в раковинах, кроме избирательных способностей

той самого организма, оказывает pH (для шпрония и др.), базовости, щелочности и содержание растворенного в воде хлорода (для бария и натрия), соленость (для бария, стронция, бора) и др.

Нет сомнений в том, что во время захоронения и после него скелетные остатки морских организмов подвергаются различным дигенетическим и эпигенетическим изменениям как в структурном, так и в химическом отношении. Остатки одних организмов испытывают большую изменчивость, других — сравнительно меньшую. В этом смысле большое значение имеет фактор времени, размер и толщина раковин, компактность их строения, литофациальные особенности условий захоронения, а также структурные особенности скелетовых составляющих минералов.

По общепринятому в настоящее время мнению, ростры белемнитов, вследствие довольно компактной упаковки составляющих их кристаллов углекислого кальция, сравнительно меньше подвергались вторичным изменениям и в течение геологического времени хорошо сохранили свое первоначальное строение. Эти организмы были широко распространены в меловых морях различных палеогеографических областей земного шара и представлены значительным разнообразием таксономического состава. Именно поэтому, за последнее время как в отечественной, так и в зарубежной геологической и палеонтологической литературе значительное внимание уделяется исследованиям, связанным с биогеохимией ростров белемнитов. Причем большая часть проведенных работ посвящена изучению вещественного состава ростров (главным образом, структурных форм происхождения CaCO_3).

Как известно, по результатам исследований Ф. Гранджана (1910), А. П. Виноградова (1937, 1944), Г. А. Лоуэнштама и С. Эпштейна (1954), Т. С. Берлин и А. В. Хабакова (1966, и др.), Г. Мюллер-Штолца (1936), Д. П. Найдина (1969) и многих других, ростры белемнитов сложены кальцитом. Интересен вывод Деке (1923) о том, что содержание в раковинах организмов карбонатов кальция в количестве 93–96% обуславливает стабильность их состава.

Рентгеноструктурный анализ и кривые нагревания вещества ростров также подтверждают, что ростры верхнемеловых белемнитов, в частности, Русской платформы и Крыма, сложены кальцитом (Найдина, 1969).

В. Феттер (1968) в результате рентгеноструктурного анализа установил, что углекислый кальций всех исследованных им ростров средиземных, альпских, кампанских и маастрихтских белемнитов

представлен кальцитом. Он изучал также отдельные монокристаллы, ориентированные либо поперек, либо вдоль оси роста. Оказалось, что размеры и ориентировка отдельных кристаллов зависят от видовых и родовых принадлежностей белемнитов и характерны для различных участков ростов одного и того же индивида.

Согласно результатам исследований И.Д.Захарова и В.О.Худолочкина (1969) раковины мезозойских цефалопод Арктической Сибири и Дальнего Востока в значительной степени (99,5±0,2%) представлены арагонитом, а содержание стронция и магния в кальцит-аррагонитовых раковинах варьирует в пределах от 0,13 до 2,2% и от 0,03 до 10%, соответственно. В некоторых образцах содержание стронция достигает 9,7%, железа 3-6%, марганца 6-10% и кремния 1-3%. Естественно, такое повышенное количество этих элементов, как отмечают авторы, связано с диагенетическими изменениями отдельных экземпляров известковых скелетов.

Ведственный состав ростов тоарских белемнитов севера Лабри был изучен Л.В.Козловой и др. (1974). В результате отмечено, что они состоят преимущественно из углекислого кальция (97-98%) и, по данным различных видов анализов (дифференциального термического, термогравиметрического, рентгеноструктурного), и метода окрашивания, ростры сложены кальцитом. Помимо этого, указанными авторами изучен химический элементарный состав ростов в выделен характер распределения в них магния (0,33-0,60%), железа (0,02-0,33%), титана (0,01-0,3%), стронция (0,05-0,165%), марганца (0,005-0,08%), алюминия (0,05-0,10%), кремния (0,02-0,47%), фосфора (0,02-0,07%), калия (0,01-0,16%). Изучение влияния факторальных особенностей на распределение в рострах химических элементов показало, что ростры представителей рода *Megalotelia*, являющихся обитателями открытого моря по сравнению с таковыми из этого же рода, не обитавших во внутреннем (лимбическом) заливе, содержат в 3 раза больше бария, почти в 1,5 раза больше стронция, в 3 с лишним раза больше железа и в 2 раза больше кремния. Таким образом, устанавливается, что ростры видов, существовавших в более глубоководных условиях открытого моря, содержат сравнительно больше кремния, железа, марганца и стронция, чем ростры этих же видов из мелководных зон бассейна. Исключение авторов, такое отличие связано с разными геохимическими условиями среды существования представителей данного рода.

Белемниты, как известно, были широко распространены также и

в меловых бассейнах Азербайджана, и, как показали исследования последних лет (Али-Заде, 1972), их видовой и родовой состав был весьма разнообразен. В настоящее время, уже установлено, что они были обитателями хорошо соосновившихся между собой нормальных морских бассейнов, и в ископаемом состоянии их ростры встречаются в породах, различных по своему литологическому составу.

Так, на юго-восточном окончании Большого Кавказа значительная часть находок ростров белемнитов приурочена к терригенно-карбонатным (главным образом, глинам, песчаникам и мергелям) отложениям готерива, баррема, апта, альба, кампана и маастрихта, а на Малом Кавказе они встречаются в синхронных по возрасту песчаных, песчано-гравелистых, палеогенно-обломочных известняках, сильно известняковых аргиллитах, песчаниках и мергелях. В валанжине и нижнем сеномане на юго-восточном окончании Большого Кавказа ростры белемнитов были найдены в карбонатно-терригенных породах — глинах и мергелях. На Малом Кавказе в отложениях валанжина белемниты пока не обнаружены; в нижнем же сеномане они встречаются в глинах, аргиллитах, реже в туфолесчаных, мергелях и известняках.

В пределах юго-восточного окончания Большого Кавказа отложения берриаса и валанжина характеризуются фауной: *Conobelus conicus* (В л а и н в.), *Pseudobelus bipartitus* В л а и н в., *P.giziltshaensis* А к. А л и з., *Duvalia lata* (В л а и н в.) и *Hibolites prodromus* (С ш в е т з.).

Отложения готерива в Азербайджане, как на юго-восточном окончании Большого Кавказа, так и на Малом Кавказе, содержат редкие ростры *Hibolites longior* (С ш в е т з.), *Duvalia lata* (В л а и н в.), *D.binervia* (Р а в р.) и др.

На Малом Кавказе отложения баррема выделяются на основании совместного нахождения *Hibolites subfusiformis* (Р а в р.) и *Mesohibolites uhligi* (С ш в е т з.). Кроме того, барремские красноцвето-серые, палетоморфные, органогенно-палетоморфные известняки на Малом Кавказе содержат *Hibolites pistilliformis* (В л а и н в.), *Mesohibolites minaret* (Р а в р.), *M.gargicus* (С ш в е т з.), *M.longus* (С ш в е т з.) и *M.elegans* (С ш в е т з.).

В барреле юго-восточного окончания Большого Кавказа встречается, по существу, тот же комплекс белемитов, что и на Малом Кавказе. Исключение составляет лишь *Nebolites longior* (С о н в е т з.)

Наиболее богато представлены белемитами в аптских отложениях Азербайджана. При этом значительное разнообразие в их составе .. наблюдается в пределах юго-восточного окончания Большого Кавказа. Именно здесь аптские отложения почти повсеместно содержат .. большое число характерных аптских видов, среди которых выделяются *Meshibolites semicanaliculatus* (B l a i n v.), *M. notus* (M i s o h u n.), *M. moderatus* (С о н в е т з.), *M. brevis* (С о н в е т з.), *Meshibolites montanus* (Ak. A l i z.), *N. ewaldi* (S t r o m b.), *N. fairicus* N a t z., *N. azerbaijanensis* (Ak. A l i z.), *N. clava clava* S t o l l., *N. strohmbecki* M ü l l., *N. sublongus* N a t z. и др.

Отложения апта на Малом Кавказе содержат *Meshibolites uhligi* (С о н в е т з.), *Meshibolites ewaldi* (S t r o m b.), *N. montanus* (Ak. A l i z.), *N. wollemanni* S t o l l., *N. inflexus* S t o l l.

Альбские отложения в Азербайджане содержат остатки белемитов в относительно меньшем количестве, чем в апте. В этих отложениях обнаружена следующая ассоциация белемитовой фауны: *Meshibolites minimus* (L i e t.), *N. pinguis* S t o l l., *N. attenuatus* (S o w.), *N. subciliis* K r i m h., *N. stylicoides* R e n n g., *N. wollemanni* S t o l l., *N. andrusovi* N a t z., *N. minor* (S t o l l.) и др.

На Малом Кавказе альб содержит *Meshibolites andrusovi* N a t z., *N. minimus* (L i e t.), *N. pinguis* S t o l l., *N. stylicoides* R e n n g. и др.

Верхнемеловые отложения Азербайджана на юго-восточном Кавказе представлены всеми своими ярусами и выражены различными, в литологическом отношении разнообразными породами, встречающимися нередко во впадинной фауне.

На Малом Кавказе наиболее полно верхний мел представлен в пределах Сомхито-Агдамской и Севано-Карабахской зон.

Так, в отложениях нижнего сеномана, как на юго-восточном окончании Большого Кавказа, так и на Малом Кавказе, встречаются *Meshibolites ultimus* (d'O r b.), *N. subtilis* K r i m h., кроме

этих видов на Малом Кавказе обнаружен *Neohibolites ultimus* S t o j a n. - V e r g.

Белемниты в Азербайджане в интервале отложений от верхнего сеномана до нижнего сантона выделительно пока не обнаружены. Отложения верхнего сеномана, турона и коньяка хорошо здесь выделяются на основании других групп фауны. Отложения верхнего сантона в Азербайджане как на юго-восточном окончании Большого Кавказа, так и на Малом Кавказе, содержат редкие ростры характерной *Belemnites praecurr* r S t o l l.

Наиболее многочисленны в Азербайджане и богато представлены белемниты в отложениях кампанского яруса. Так, кампанские белесовато-серые мергели, известняки с прослоями серых глин характеризуются присутствием *Belemnites micronata micronata* (S c h l o t h.), *B. micronata seniot* N o w., *B. micronata profunda* N a i d., *B. langei langei* J e l.

Верхний кампан. как на Малом Кавказе, так и на юго-восточном окончании Большого Кавказа, содержит многочисленную и сравнительно равномерно распределенную фауну белемнитов: *Belemnites micronata micronata* (S c h l.), *B. langei langei* J e l., *B. micronata parva* N a i d.

В маастрихтских отложениях Азербайджана фауна белемнитов представлена в значительно меньшем количестве и разнообразии, чем в кампане, и распространена довольно неравномерно. Так, например, если песчанистые и пелитоморфные известняки с прослоями мергелей и песчанжис нижнего подъяруса маастрихта Малого Кавказа выделяются с белемнитовой фауной - *Belemnites lanceolata lanceolata* S c h l o t h., *Belemnites azerbaijanis occidentalis* B i r k., - то в отложениях синевато-серых глин с редкими прослоями песчанистых известняков и песчаников юго-восточного окончания Большого Кавказа белемниты пока не обнаружены.

Отложения верхнего маастрихта, как на юго-восточном окончании Большого Кавказа, так и на Малом Кавказе содержат *Belemnites arkhangelvskii* N a i d., *B. pontica* (R o u s e.) N a j d.

Из вышесказанного видно, что ростры белемнитов как по обилию и сохранности, так и по географическому своему распространению представляют большую ценность и потому с успехом могут быть использованы для решения различных вопросов палеобioгеохимии и палеоэкологии.

Объектом настоящих биогеохимических исследований послужили ростры следующих видов меловой белемнитовой фауны Азербайджана: *Hibolites* sp., *Meschibolites moderatus* (Schweizer), *M. scalcanaliculatus* (Blainv.), *M. elegans* (Schweizer), *M. minaret* (Rasp.), *M. abkhasiense* Krimh., *Meschibolites ewaldi* (Stromb.), *M. aptiensis ewaldisimilis* Stol., *M. aptiensis strombeckiformis* Stol., *M. azerbaijanensis* Akhili, *M. wollemanni* Stol., *M. bafricanus* Natz., *M. montanus* Akhili, *M. strombecki* (Müll.), *M. minor* Stol., *M. andrusovi* Natz., *M. schvetzovi* Bogdanovitchi Akhili, *Belemnitella mucronata minor* Now., *B. mucronata profunda* Rajd. и др. В общей сложности изучено содержание Fe, Mg, Mn, Al, Si, Sr, Cu, Ti и Pb в 188 рострах, относящихся к четырем родам и двум семействам белемнитов.

Перед изучением химического элементарного состава ростры белемнитов были подвергнуты тщательной очистке. Для анализа были отобраны пробы из различных частей ростра (альвеолярная часть, собственно ростр и т.д.). Особое внимание было уделено также анализу материалов ростров, относящихся к различным по возрасту индивидам. С целью установления возможного взаимовлияния между химическим элементарным составом ростров белемнитов, пород, вмещающих сам ростр, и заполняющих его альвеолярную полость, анализу были подвергнуты как те, так и другие.

Изучение многочисленных шифов (поперечных и продольных), изготовленных из различных участков ростра, показало, что последние сложены кальцитом. Рентгеноструктурные и термические анализы также подтверждают, что минералогическая структура ростро-состоящего материала — CaCO_3 (96-98%) — полностью соответствует структуре кальцита.

Как известно, в настоящее время нет однозначного мнения в отношении сохранности первичной структуры углекислого кальция в раковинах ископаемых морских беспозвоночных, в том числе и в рострах белемнитов. По мнению ряда исследователей, ростры белемнитов при жизни были кальцитовыми (Helms, 1970; Fabricius et al., 1970 a, b; Jordan, Stahl, 1970; Tan et al., 1970 и др.). Другие авторы (Султанов и др., 1968; Барсков, 1970; Снат, 1971; Kaltenegger, 1967) допускают первично арагонитовую природу ростров белемнитов.

Изучение химического элементарного состава ростров показало, что Fe, Mg, Al, Si, Cu, Ni, Mn, Zn, Pb, Sr. являются постоянной составной частью карбонатов ростров меловых белемнитов Азербайджана и содержатся в них в различных количествах.

Железо относят обычно к группе макроэлементов. Однако, в зависимости от его роли для различных органов живых организмов, оно может быть отнесено нередко и к микроэлементам. В форме органических соединений, закисных и окисных солей в малых концентрациях, железо входит в состав всех тканей живых организмов. Содержание железа в рострах меловых белемнитов колеблется в пределах от 0,0031% до 0,128%.

Магний как важный элемент для организмов активно участвует в образовании скелетных тканей, жиров, в процессах синтеза и распада углеводов, является активатором ферментов и в ряде случаев входит в их состав. Поэтому содержание магния для одних и тех же организмов не устойчиво. Оно может изменяться и в зависимости от географической широты обитания. Концентрация магния в рострах белемнитов Азербайджана колеблется от 0,25 до 0,50%. Более высокое содержание отмечено в восьми образцах.

Никель. Карбонат ростров всегда содержит никель. Степень колебания его содержания в рострах незначительная (от 0,003 до 0,006%).

Медь. Ростры меловых белемнитов содержат медь в пределах от $2 \cdot 10^{-4}$ до $2,4 \cdot 10^{-3}$ %. Относительно высокое содержание меди отмечается в трех образцах, отобранных из альвеолярной части ростров, где в значительной мере отмечен процесс окремнения и окрашивания в темный цвет. В этих образцах обнаружено 0,00229, 0,01604 и 0,0277% Cu.

Марганец. Несмотря на ничтожное количество марганца в морской воде (10^{-6} %), некоторые морские беспозвоночные могут содержать довольно высокий процент этого элемента (например, все пресноводные моллюски). Цефалоподы же, по сравнению с другими классами моллюсков (Виноградов, 1937), наоборот, бедны марганцем. Содержание марганца в рострах белемнитов обычно варьирует в пределах от $10-28 \cdot 10^{-2}$ до $1-60 \cdot 10^{-3}$ %. В отдельных же случаях содержание марганца достигает 0,12; 0,2; 0,136; 0,160 и 0,231%. Наименьшее содержание марганца обнаружено в рострах *Neohibolites montanus* Ak. A l i z - 0,06% и *Neohibolites ewaldi* (S t r e b) - 0,04%.

Цинк. Сведения о содержании цинка в различных органах морских беспозвоночных по сравнению с другими тяжелыми элементами очень незначительны. Однако установлено (Виноградов, 1937), что содержание цинка в некоторых организмах превышает содержание меди, марганца и железа. Сравнительно высокая концентрация цинка наблюдается у устриц.

Разные представители устриц из различных районов Атлантического океана содержат высокое количество цинка (0,11-0,49%). Наименьшее количество цинка среди современных моллюсков свойственно представителям головоногих. Распределение цинка в рострах белемнитов варьирует от 0,0015 до 0,0084%. Относительно высокое количество цинка установлено в рострах *Neohibolites andruscovi* N a t z. (0,020%), *Neohibolites minor* S t o l l. (0,017%), *Neohibolites swaldi* (S t r o m b.) (0,07%).

Алюминий. Хотя алюминий является третьим по распространенности элементом в доступной части литосферы, он все же менее распространен в организмах, чем магний и железо. По-видимому, вследствие малой растворимости, он содержится в организмах в очень незначительных количествах. До последнего времени алюминий в организмах определялся без отделения железа. Однако в последнее время выяснилось, что алюминий является постоянной составной частью современных и древних морских организмов и между их составами нет существенных различий. Это еще раз подтверждается результатами проведенных нами исследований по рострам меловых белемнитов Азербайджана. Содержание алюминия обнаружено во всех исследованных пробах ростров в количестве от 0,0015% до 0,0074%. Обычно относительно большим содержанием алюминия (от 0,0111 до 0,074%) обладают ростры представителей *Belemnitella mucronata* S c h l o t h. Среди неогиболитов ростры вида *Neohibolites mortuus* A k. A l i z. в некоторых случаях отличаются сравнительно большей концентрацией - 0,011-0,019%.

Кремний. Данные по изучению кремния в $CaCO_3$ ископаемых организмов немногочисленны.

Известны морские организмы, скелетные части которых на 55-80% сложены из кремнезема (спикулы рода *Oncidium*, диатомовые водоросли, некоторые радиолрии и корненожки и др.). Что касается кремния в рострах белемнитов, то он обнаружен во всех исследованных образцах в количестве от 0,0070 до 0,0957%. Наибольшим содержанием кремния обладают ростры *Belemnella pontica* (R o s s e.) -

0,0957. Однако, по имеющимся в настоящее время данным, трудно определить степень интенсивности кремниевого обмена у тех или иных видов или родов белемнитов. Имеет место случай, когда ростры одних и тех же видов содержат весьма различные количества кремния. Например, в рострах *Neohibolites ewaldi* (S t r o m b.) содержание кремния обнаруживается в количестве 0,007 ; 0,014 и 0,0233%.

В рострах белемнитов нередко обнаруживается более высокое содержание кремния, превышающее 3 , 5 , иногда 8%.

Стронций. Содержание его обычно колеблется в пределах от 0,01 до 0,3%. Только в 10 образцах из более чем 500 определений содержание его меняется в интервале 0,45-0,55%. Ростры одного и того же вида с одного местонахождения показывают относительно близкое количественное содержание стронция. Так, ростры видов *Neohibolites ewaldi* (S t r o m b.), *N. montanus* Ak. A l i z., *N. saircicus* N a t r. и др. из одной и той же толщи разреза осл. Тазакенд содержат 0,15 ; 0,18 и 0,17% Sr , соответственно.

Титан. Анализ статистических данных о содержании титана в скелетных и мягких тканях морских беспозвоночных показывает, что он относится к числу малоизученных элементов и, естественно, его роль в жизни морских организмов пока не выяснена до конца. Титан в незначительных количествах (0,0003 — 0,008%) обнаружен во всех анализированных образцах ростров. Представители различных родов и видов, независимо от их приуроченности к каким-либо литофациям, содержат различное количество титана. В 5 образцах ростров отмечается 0,01% титана, что, по-видимому, не является приближенной концентрацией организма.

На основе анализа всего комплекса имеющихся данных по химическому элементному составу ростров меловых белемнитов Азербайджана устанавливается, что ростры различных видов, отобранные из одного и того же слоя, обладают различным содержанием химических элементов. Различие в содержании элементов выявлено в пределах родов, видов, а также у отдельных индивидов. Ростры вида *Neohibolites azerbaijanensis* Ak. A l i z., *Bелемнителла* *microgona* *minor* J e l. отличаются от ростров остальных видов наиболее высоким содержанием железа (0,0067-0,008%); меньшим количеством пикали характеризуются ростры *Neohibolites artiensis* *strombeckiformis* S t o l l. - 0,0006%. Отдельные представители одного и того же вида из общего местонахождения характеризуются различным химическим

элементарным составом. В частности, отдельные экземпляры роостров вида *Neobibolites ewaldi* (S t g o s b.) из средней части аптоских отложений разреза оел.Тазакенд содержат: 0,37 и 0,31% MgO , 0,0068 и 0,0079% Zn ; 0,044 и 0,016% Mn ; 0,0048 и 0,0070% Ni , 0,0120 и 0,0270% Fe и т.г.

Генетический контроль в концентрировании микроэлементов мелочными белемнитками хорошо выражен на примере родов семейства белемнителлид. Для определения интенсивности накопления малых элементов представителями отдельных родов семейства *Belemnitellidae* их роостры были сравнены по содержанию алюминия, железа, марганца, магния и др. элементов с роострами представителей белемнитид. В частности, установлено, что белемнителлиды по сравнению с белемнитидами наиболее чувствительны к аллювиальному обмену. Между видами и родами в пределах этого семейства намечаются различия в содержании железа, магния, марганца и др. элементов.

С целью выявления связи между возрастом организмов и способностью накапливать химические элементы были проанализированы роостры одних и тех же видов белемнитов различного возраста. Исследования показали прямую зависимость между возрастом отдельных особей и содержанием в них железа. У инвалидов, обладающих коротким жизненным циклом, роостры, как правило, мелких размеров, и обладают сравнительно меньшим содержанием железа. Это еще раз подтверждает ранее высказанное предположение (Виноградов, 1937) о том, что содержание железа в цефалоподах с возрастом увеличивается. Обратная пропорциональная зависимость установлена в распределении марганца и цинка. В частности, юные роостры *Neobibolites ewaldi* (S t g o s b.), *N. pontanus* Ak. & I i z. и др. содержат повышенные концентрации марганца и цинка (табл.8). Это свидетельствует о том, что эти элементы относятся к числу жизненно важных химических элементов (например, Ca, Na, K, Mg, Si, Fe и др.) среди которых активно участвуют как в образовании твердых тканей морских беспозвоночных организмов, так и в синтезе множества соединений, содержащих микроэлементы и обеспечивающих нормальное протекание жизненных процессов.

Таблица 8.

Среднее содержание Fe, Mn и Zn в
рострах разновозрастных белемнитов

Наименование вида	Fe	Mn	Zn	Возрастное отношение белемнитов (процентная восьть лавины)
<i>Neohibolites montanus</i>				
Ak. A l i s.	0,005	0,012	0,007	мне
"	0,009	0,011	0,005	"
"	0,007	0,0066	0,005	"
"	0,0135	0,0055	0,0018	взрослые
"	0,019	0,0053	0,005	"
"	0,028	0,0045	0,0032	"
"	0,0242	0,0044	0,0029	"
<i>Neohibolites ewaldi</i>				
(S t r o m b.)	0,0037	0,026	0,0075	мне
"	0,0120	0,044	0,0068	"
"	0,0069	0,0226	0,01	"
"	0,017	0,015	0,0025	взрослые
"	0,009	0,0073	0,0048	"
"	0,009	0,0142	0,011	"
"	0,0248	0,01	0,0021	"
"	0,0119	0,0109	0,0061	"
"	0,011	0,0106	0,0079	"
"	0,0099	0,0052	0,0091	"
"	0,0097	0,003	0,0025	"
<i>Neohibolites dairicus</i>				
N a t s.	0,0282	0,026	0,01	мне
"	0,048	0,0143	0,0058	взрослые
"	0,042	0,0136	0,0032	"

Сравнение химического элементарного состава ростворов и вмещающих их пород

С целью установления возможного взаимодействия между химическим составом вмещающих пород и минеральными частями ростворов. приближенно-количественному спектральному анализу были подвергнуты все типы пород. По результатам анализов пород (96 образцов) установлены пределы колебания содержания элементов: Ba, Be, Mn, Pb, Sr, Ti, V, Cu, Zr, Co, Ni, Sr, Ga, U, Sn, Mo, Bi, B и др., среди которых Re, Mg, Ni, Cu, Mn, Zn, Al, Si, Sr всегда содержится в ростворах белемнитов. Как правило, содержание стронция в ростворах не является показателем его количественного содержания в породе. Например, при содержании стронция в ростворах 0,01-0,4%, в породах он не обнаруживается.

Сопоставление по имеющимся данным степени распределения химических элементов в ростворах и вмещающих отложениях показало (рис. 13, 14, 15), что при одном и том же количестве элементов в породе и в образцах ископаемых организмов оно колеблется в относительно широких пределах. Так, например, за немногими исключениями, марганца в породе содержится обычно 0,02-0,03%. Ростворы не содержат этот элемент в пределах от 0,0014 до 0,44%, реже - 0,264; 0,12%. При наличии 0,1-0,5% титана в породе в ростворах белемнитов, в большинстве случаев, он не обнаруживается, а в исключительных случаях его содержание колеблется в пределах от 0,001 до 0,01%. В составе ростворов присутствуют также элементы, как никель, цинк, алюминий, кремний, содержание которых колеблется почти в одних и тех же пределах (от тысячных до десятых долей процента), независимо от возраста и литологических особенностей отложений, а также количественного содержания в них этих элементов.

Таким образом, приведенные данные позволяют сделать вывод о том, что концентрация указанных элементов в ростворах мелких белемнитов, по существу, перечисла с каких-либо особых изменений.

О вторичных химических веществах элементарного состава ростворов

Процессы, происходящие в среде обитания морских организмов и в среде фоссилизации их скелетных частей, в значительной мере контролируют перераспределение химических элементов и структурно-

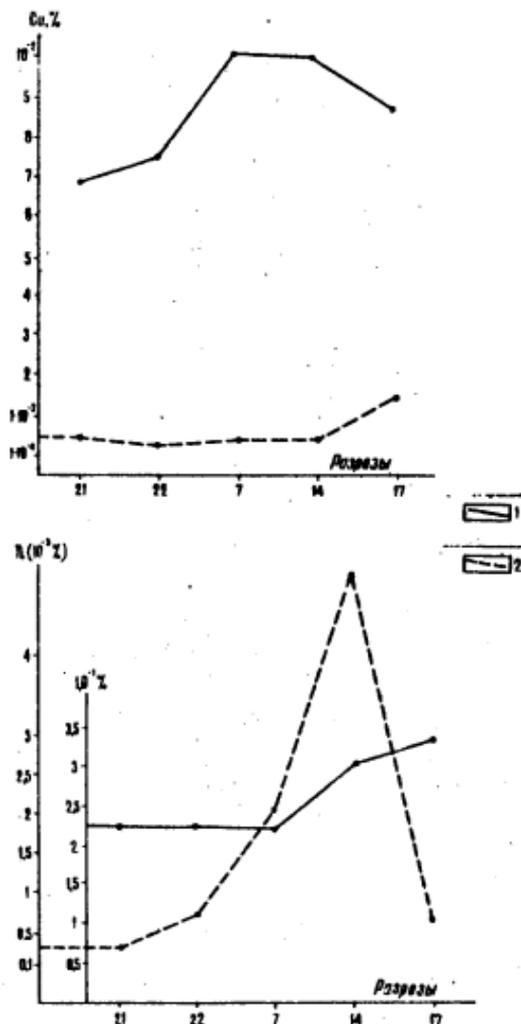


Рис.13. Сравнение содержания Si и Ti в рострах *Meschibolites ewaldi* (Stromb.) и вмещающих отложениях.

1-Si и Ti в породе;

2-Si и Ti в рострах.

7-Тударча, 14-Атачай, 17-Тазакенд, 21-Дибрар,

22-Чикльчай.

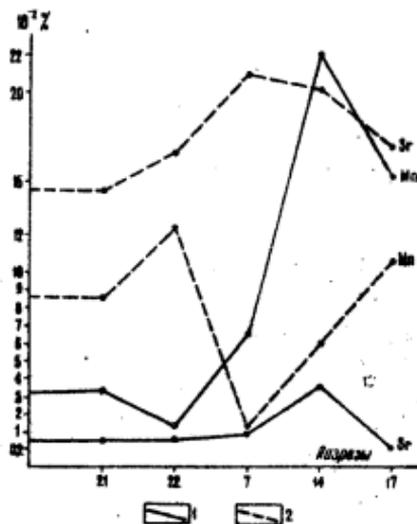


Рис.14. Содержание Sr и Mn в роострах *Neohelictes ewaldi* (Strohm.) и вмещающих пород:
 1 - Sr и Mn в породе;
 2 - Sr и Mn в роострах.
 7 - Тударчай, 14 - Агачай, 17 - Ташкенд, 21 - Дабар,
 22 - Чокмакчай.

текстуры осколки твердых тканей после вымывания этих организмов. Известно, что при диагенезе происходит взаимный обмен как в составе самого осадка, так и между составом осадков и окружающей его средой. В результате этого образуются более устойчивые модификации карбоната кальция за счет менее устойчивых.

В составе скелетных остатков организмов может происходить как обеднение, так и обогащение содержания тех или иных химических элементов. Последнее связано с процессами диффузии, абсорбции и адсорбции. Скелеты морских беспозвоночных преимущественно сложены полиморфными модификациями углекислого кальция, либо арагонитом, либо каль-

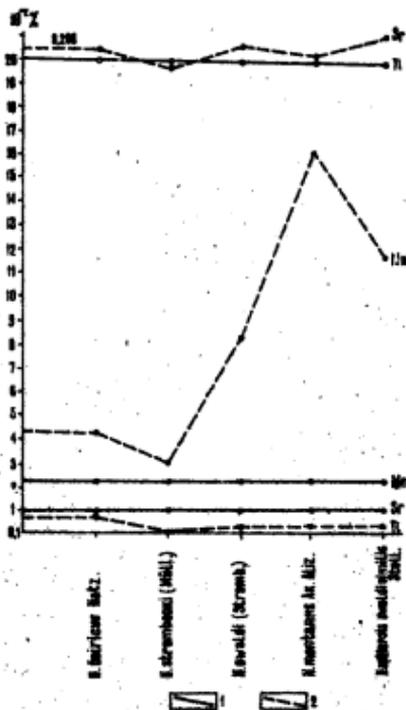


Рис. 15. Распределение химических элементов в
роствах и mica schist отложениях.

Ср, Ti, Mn в породе;
Ср, Ti, Mn в роствах видов рода Keshibelites.

цтом, либо же сочетанием этих двух минералов.

Перекристаллизация может происходить либо путем растворения, в процессе которого полностью изменяется первоначальная структура, либо в результате возникновения новых центров кристаллизации - в твердой фазе в рамках существующего агрегата.

Однако в литературе не имеется данных о конкретных условиях превращения арагонита в кальцит. Так, при нагревании без воды арагонит переходит в кальцит при 450°C , а в воде такой переход осуществляется уже при температуре ниже 100°C (Фейрбридж, 1968). Однако Асуанштам наблюдал переход арагонита в кальцит в течение нескольких месяцев в лабораторных условиях при обычной температуре. В тонких срезах арагонит может превращаться в кальцит даже при нагревании во время изготовления шлифов. Во время экспериментов выяснено, что стабильность модификации устанавливается при определенной концентрации и при меньших размерах катиона Mg, который препятствует перекристаллизации, а Ca^{2+} , Sr^{2+} , Cl^{2-} и чистая H_2O благоприятствуют ей (Тафт, 1963).

В присутствии ионов Mg перекристаллизация арагонита в кальцит посредством растворения и повторного отложения карбонатного вещества задерживается на определенное время. В этом процессе важную роль играют температура и концентрация иона Mg относительно количества арагонита (Тафт, Харбаух, 1964). Ионы же Ca оказывают противоположное влияние. Если концентрация ионов Ca относительно количества арагонита возрастает, то скорость превращения последнего в кальцит также увеличивается. Помимо концентрации ионов кальция на скорость перекристаллизации влияет температура, присутствие хлоридов калия и стронция в растворе и pH раствора. При температуре 3°C процесс перекристаллизации происходит медленно, а при 70°C и при меньшем количестве кальция в растворе перекристаллизация происходит полностью в течение 3 дней (Тафт, 1967). Однако стронций, гал и магний, при определенных содержаниях задерживают и предотвращают перекристаллизацию. Например, по тем же данным Тафта, при наличии $5 \cdot 10^{-4}\%$ Mg перекристаллизация не происходит. Высокомagneзимальный кальцит и виверит в контакте с раствором, содержащим 0,13 и 0,024% магния, соответственно, не претерпевают перекристаллизации.

Принимая во внимание данные V. Jaansson (1966) о наличии арагонита в раковинах некоторых палеозойских брахиопод, W. Kallenberg (1967) - о нахождении некоторых арагонитовых раковин триасовых белемнитов и аммонитов, а также материалы Ф. Гранджана

и др. (1964) об арагонитах в раковинах ордовикских наутклоидей, следует полагать, что арагонит не всегда является малоустойчивой минеральной формой углекислого кальция, и при определенных физико-химических условиях и структурных особенностях может сохраняться длительно. Как известно, магний, марганец, железо и цинк образуют изоморфные примеси в кристаллической решетке кальцита, а стронций, барий и свинец хорошо ассоциируют в арагоните. Однако при перекристаллизации в составе минеральной структуры может происходить изменение в содержании этих элементов. Перекристаллизация скелетных карбонатов может совершаться потерей химических элементов в одном случае и их захватом — в другом. При fossilization и diagenese осадков происходит превращение арагонита в кальцит с потерей стронция (Кальц и др., 1952; Одам, 1957; Сиджал, 1960). Инверсия высокомагнезиального кальцита в низкомагнезиальный способствует выделению магния. По предположению К. Краускопфа (1955), в течение инверсии арагонита в кальцит высвобождаются Pb, Zn, Ni и Co, и эти элементы, соединяясь с серой органического вещества, могут образовать свои сульфидные минералы (галенит, обалерит, миллерит и др.). Е. Зеллер и И. Врей (1956) считают, что стронций не может извлекаться селективно без полного растворения или перекристаллизации карбоната, а по мнению Ф. Р. Сиджала (1960), стронций способен вымачиваться из карбоната еще до перекристаллизации.

Изменения в содержании Mg, Sr, Ba, Fe, Mn, Pb и Zn, происходящие без перекристаллизации, а также Al, Cu, Ti, Si, Ni, Co и др. элементов в ископаемых органических остатках должны вызвать ионную диффузию в структуре арагонита и кальцита. Молекулы, адсорбированные на поверхности твердого вещества, часто деформируются и вступают в химические реакции. Однако сведения по изучению адсорбции ионов на поверхности скелетных карбонатных минералов незначительны, а существующие данные предположительны. Например, в результате адсорбции стронция на поверхности арагонитовых раковин содержание его значительно возрастает в скелетных остатках ископаемых организмов (Turkian, Armstrong, 1964; Filkey, Goodell, 1964; Захаров, Худоложkin, 1969). Кроме того, имеются данные о том, что при адсорбции магния на поверхности кристаллов арагонита и метастабильного кальцита их устойчивость заметно повышается (Berner, 1966; Bischoff, 1968; Bischoff, Fuys, 1968; Weber, 1969).

Высокие содержания окислов марганца, железа, алюминия и др. элементов является следствием адсорбции из окружающей среды (Голдберг, 1954).

Таким образом, установление наличия вторичных изменений в химическом элементарном и минеральном составе карбонатных скелетов морских беспозвоночных в их строении является одной из наиболее важных и трудных задач палеобиогеохимических исследований. С целью прослеживания вторичных изменений, происходящих в химическом составе и минеральной структуре ростров меловых белемнитов, были подвергнуты химическому, спектральному, термическому и рентгеноструктурному анализу различные части ростров - альвеолярная, средняя и передняя - хорошо сохранившихся, осветленных, с различными промывками и окремненными. Кроме того, таким анализам также были подвергнуты породы, заполняющие альвеолярную полость ростра.

Существует мнение о том, что отдельные структурные элементы ростра обладают различным минеральным составом, в частности, фрагментов слоев арагонитом, а собственно ростр - кальцитом. Волеводз К.К. Турецкянном и Р.А. Армстронгом (1961) Н.Д. Захаров и В.О. Худоложкин (1969), на основании полученных данных по изучению минералогического состава раковин мезозойских цефалопод Арктической Сибири и Дальнего Востока, пришли к заключению, что раковины головоногих моллюсков мезозойских бассейнов в прижизненном состоянии имели арагонитовый состав.

Однако результаты рентгеноструктурных исследований минерального состава ростров меловых белемнитов Азербайджана показали, что кристаллическая структура углей слого кальция (96-98%) полностью соответствует структуре кальцита. То же самое подтверждается при нагревании, где хорошо выражены эндотермические эффекты диссоциации кальцита. Эндогенные эффекты, соответствующие переходу арагонита в кальцит, отсутствуют, т.е. в исследованных нами образцах ростры комбинированного арагонит-кальцитового состава не обнаружены. Что касается магnezности скелетных карбонатов белемнитов, то ростры всех видов данной группы цефалопод характеризуются низким содержанием магния. В составе ростров содержание магния не превышает 0,5%, причем лишь в некоторых образцах. Обычно же его содержание колеблется в пределах от 0,01 до 0,2-0,3%. Несколько иной характер имеет распределение стронция в рострах белемнитов. Если между содержанием магния в скелетных карбонатах моллюсков и температурой их обита-

ния установлена четкая прямолинейная корреляция, то в концентрации стронция морскими моллюсками не существует твердой закономерности, контролируемой содержанием стронция в организмах. Как известно, стронций всегда больше в арагонитовой структуре, нежели в кальцитовой, т.е. основным фактором, определяющим содержание стронция в скелетах беспозвоночных, является структурная особенность углекислого кальция. Однако известно, что арагонитовые скелеты одних и тех же организмов содержат различное количество стронция. В этом случае определяющая роль структуры несколько затуманивается влиянием других физико-химических факторов морской среды. Так, например, по данным А.Лермана (1965), содержание стронция в кальцитовой раковине *Stavelandia* увеличивается с повышением температуры. И, наоборот, содержание стронция в арагонитовой раковине *Cardium* (Hallam, Price, 1968) и в кальците панцирей морских ежей *Diadema* (Pilkey, Hower, 1960) с повышением температуры уменьшается. К.К.Турекьян (1955) при концентрации стронция морскими беспозвоночными большое значение придает солевому режиму бассейна и т.д.

Содержание стронция в рострах белемнитов колеблется в тех же пределах, в которых изменяется содержание магния. В частности, пределы концентраций этого элемента в кальците ростров белемнитов Азербайджана составляют 0,01-0,4%. Нередко количество стронция в рострах преобладает над магнием, и, наоборот, в нескольких образцах магния больше, чем стронция. Поэтому очень трудно допустить, что ростры белемнитов при жизни обладали магниезильным и даже низкомagneзиальным кальцитовым составом, так как столь низкое содержание магния не характерно для кальцитовой структуры.

Наблюдения призматических поверхностей и прозрачных шлифов показывают, что ростры последних белемнитов в целом сохранили первоначальное строение в виде концентрических колец роста. В исключительных случаях обнаруживается частичное разрушение, иногда и полное отсутствие линий нарастания ростра. Мы допускаем, что перекристаллизация углекислого кальция ростров происходила частичным растворением первоначальной структуры и образованием новой кальцитовой структуры. Как нам представляется, в процессе диагенетического преобразования осадка (возможно, в раннем диагенезе) арагонит ростров переходил в кальцит путем перекристаллизации в твердом состоянии.

В результате анализа литературных данных и проведенных нами исследований собственного материала следует предположить, что в меловых бассейнах существовали белемниты как с арагонитовыми рост-

рами, так и кальцитовыми, но с небольшим содержанием магния.

В отношении изменения химического элементарного состава ростров в условиях диагенеза и эпигенеза следует отметить, что некоторое повышение содержания железа, никели, меди, марганца и цинка обнаружено в составе ростров отдельных видов. Относительно высокое содержание этих элементов характерно для ростров более темных оттенков, в большинстве случаев, приурочено к приальвеолярным частям одного и того же ростра. Подобный состав отражает влияние процессов диагенеза. Взаимосвязь между возрастом отложений и содержанием химических элементов содержащихся в них ростров не установлена.

Нередко при визуальном наблюдении ростров можно обнаружить значительные следы окремнения. Обычно отличаются альвеолярные области ростра, в составе которых содержание кремния достигает 8-9%. Нам представляется правильным мнение А.Миллера (1961) о том, что в приальвеолярной части ростра содержалось большое количество органического вещества, способствовавшего окремнению, а также абсорбции других элементов.

Следовательно, инверсия арагонита в кальцит не сопровождалась, по-видимому, какими-либо одутиями химическим взаимодействием вещества с внешней средой. Этому способствовала, по всей вероятности, устойчивость органо-минеральных комплексов. Следует полагать, что именно с этим связана и достаточно близкая концентрация вышеуказанных элементов к их прижизненным содержаниям.

Изучение химического элементарного состава раковин современных и ископаемых дибранхий также показывает на близость химического состава этих организмов, в частности, содержания Mg, Sr, Al, Mn, Fe и Si.

Г Л А В А Ш

ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ФОРАМИНИФЕР В СВЯЗИ С АБИОТИЧЕСКОЙ СРЕДОЙ ИХ ОБИТАНИЯ (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)

Палеоэкология является одной из важнейших отраслей стратиграфии. Ее значение неизмеримо возрастает при необходимости детальной корреляции, особенно в районах, где распространены разнофациальные отложения. Палеоэкологический подход к вопросам детальной стратиграфии, учитывающий условия жизнеобитания фауны, позволяет наметить правильные пути к установлению возраста drobных стратиграфических подразделений. Данные палеоэкологических исследований необходимо принимать во внимание при корреляции разновозрастных, но разнофациальных отложений, при построении по этой основе структурных карт, профилей и т.д., что позволяет, в конечном итоге, давать более уверенные и обоснованные рекомендации при поисках и разработке залежей нефти и газа.

Одной из задач, которую приходится решать при таком подходе, является детальное и всестороннее изучение фауны с целью возможного установления каких-то определенных родов, видов или определенных закономерностей смены количественного и качественного состава комплексов, которые могли бы оказаться своего рода индикаторами тех или иных условий обитания. Эта задача сводится в конечном счете к выявлению в конкретном разрезе эврибионтных и стенобионтных родов и видов, а также к выявлению приточности тех или иных видов или родов при стратиграфических построениях. Задача эта очень сложная и требует усилий со стороны различных специалистов, она может быть решена только при комплексном подходе к вопросу (Геккер, 1968; Ежченко, 1969).

Подобные комплексные исследования начаты в СССР более двух десятилетий назад Р.Ф.Геккером (1968), С.В.Максимовой, А.И.Осиповой (1960), А.В.Фурсенко и К.Б.Фурсенко (1968, 1970), В.А.Басовым (1968), Л.И.Ашлевой (1972) и др. Наиболее благоприятными для палеоэкологического анализа Р.Ф.Геккер считает окраинные участки платформенных внутренних морей, неглубоких водоемов, где условия осадконакопления быстро и часто менялись,

и где выжидали лишь те организмы, которые сумели приспособиться, а другие исчезали и появлялись вновь лишь при подходящих для них условиях. В этом отношении изучение фораминифер в условиях внутри-платформенного, иногда почти изолированного морского бассейна (Западная Сибирь, поздняя бра - неом) является благоприятным.

При палеоэкологических исследованиях следует учитывать периоды трансгрессивного и регрессивного этапов развития бассейнов. Усиленное формообразование, видовое и родовое разнообразие, количественное увеличение общего числа особей приурочено именно к этапам трансгрессий и сокращается в период регрессии (Раузер-Черноусова, Кулик, 1953). Подобное явление применительно к фауне фораминифер прослежено и на территории Западной Сибири.

Одним из наиболее чутких индикаторов смены условий жизнеобитания (и условий осадконакопления) являются мелкие беспозвоночные, в частности, бентосные фораминиферы. У фораминифер, как отмечает А.В.Фурсенко (1966), смена видов и их комплексов отражает не только ход филогенетического развития, но и их экологические особенности, а также и возможные миграции, при этом, стенофацциальные в начале своего развития формы могут в процессе приспособления стать более эврифацциальными (Раузер-Черноусова, Кулик, 1953).

Вопросам экологии и палеоэкологии фораминифер, взаимодействующей этики организмов с окружающей средой и влиянию на них последней посвящен ряд работ. По современным отложениям известны работы Н.А.Волошиновой и А.В.Петрова (1939), Э.Г.Шедриной (1966), - в основном, по дальневосточным и северным морям СССР, Х.И.Сидовой (1961) - по Тихому, Индийскому, Атлантическому океанам и прилегающим морям, Л.А.Дигао (1969) - по Баренцеву морю, А.В.Фурсенко, К.Ф.Фурсенко (1968, 1970) - по прибрежной лагуне Охотского моря. Не останавливаясь подробно на разборе каждой из работ, отметим следующие основные моменты, которые в них затронуты. В ряде работ выделены сообщества, соответствующие определенным глубинам и определенным, связанным с этими глубинами, условиям; рассматривается числовое соотношение популяций бентосных фораминифер, соотношение агглютинированных и секретивных форм; анализируется влияние глубины, температуры, солености, насыщенности кислородом, влияние грунтов, гидродинамического режима на состав комплексов; отмечается, что большее значение имеют не столько абсолютные показатели адиптической ореды, сколько амплитуды их сезонных и годовых колебаний, как считает Л.А.Дигао (1969). Многие авторы считают соленость одним из ведущих экологических факторов. По мнению некоторых

авторов, именно этот фактор может лимитировать приспособление организмов даже при благоприятном сочетании температуры, пищи, наличия кислорода, а соотношение аглотинирующих и секреторных фораминифер связывают в большей мере со степенью насыщенности среды обитания O_2 , чем с влиянием температуры. Интересно отметить, что фораминиферы могут зарываться в грунт до глубины 16 см, причем наиболее глубоко они проникают в грунт в грубозернистых осадках, что, по-видимому, связано со степенью обогащения осадка O_2 .

Применительно к нашим исследованиям (особенно раннемеловых бассейнов) особый интерес представляют исследования микрофаунистических сообществ в заливах, лагунах, полузакрытых бассейнах (Волошина, Петров, 1939; Фурсенко А.В. и Фурсенко К.Б., 1968, 1970).

Материал по палеоэкологии верхнеюрских и нижнемеловых фораминифер Западной Сибири частично освещен в работах В.А.Басова (1968), Ф.С.Путри (1972), В.И.Левиной (1968), С.П.Булдниковой (1969). В них анализируются комплексы фораминифер, их количественные и качественные соотношения, а также отдельные роды и виды, и на основании этих данных с учетом литологии и истории геологического развития региона делаются выводы о тех или иных условиях жизнеобитания фораминифер, об изменениях этих условий, уточняется палеобιοгеография и т.п.

Однако ни в одной из этих работ не привлекаются данные более тонких и точных геохимических исследований пород. Для палеоэкологических построений геохимические исследования привлечены впервые. Геохимические исследования позволяют установить многие важные элементы среды обитания фораминифер, которые не оставляют никаких следов в породах и не отражаются в фацесах, или по литологическим данным устанавливаются с трудом (Гольберт и др., 1968). Между тем, выявление тонких элементов среды обитания очень существенно, особенно в "немых" толщах, изучение которых, как подчеркивает Р.Ф.Геккер (1968), не менее важно, т.к. "они представляют определенные звенья фацисальных родов, характеризующие определенные отрезки времени". Геохимические исследования позволяют вскрыть причины изменения фаунистических сообществ в литологически однородных толщах в том случае, если, например, колебания солености не отразились на литологическом составе, но вызвали изменения в составе фауны. Данные геохимических исследований также могут служить основой для выделения эврибионтных и стенобионтных родов и видов.

В современных отложениях можно производить количественные замеры, характеризующие те или иные факторы абиотической среды. Непосредственно измеряется соленость современного водоема (в ‰), содержание CO_2 в придонной воде, pH осадка, температура, глубина и т.д. Такой возможности лишен исследователь, имеющий дело с древними осадками. Для определения важнейших факторов абиотической среды, в связи с палеоэкологическим фораминифер, для выяснения условий осадконакопления приходится пользоваться косвенными методами исследования. Полученные данные довольно сложно коррелировать с современными, т.к. при интерпретации данных геохимических исследований для древних водоемов необходимо учитывать следующие обстоятельства:

1) Порода в течение длительного геологического времени в большинстве случаев претерпевает диagenетические изменения, отражающиеся в какой-то степени на геохимических показателях, что исключает возможность прямой интерпретации от древних к современным осадкам. 2) Сопоставление с современными осадками затрудняется сложностью и даже невозможностью (как было показано на примере бора) привести единицы измерения каких-то показателей по древним толщам в соответствие с выражением того же фактора в других единицах для современных осадков. Прямая интерпретация грозит ошибкой, способной перечеркнуть рациональное зерно в исследованиях. Поэтому лучше пользоваться не абсолютными значениями, например солености — в промиллях (‰), а выражать ее через содержание бора в породе, пользуясь относительными величинами изменения солености для древних водоемов, установленных в конкретных случаях для конкретных разрезов. Как показал анализ литературного материала и наши исследования, приходится крайне осторожно переходить к попыткам выражения солености древних водоемов в промиллях (‰). Это же касается и определения газового режима, который нами косвенно восстанавливается по окислительно-восстановительной обстановке в осадке. Непосредственные же измерения в породе pH и других показателей, позволяющих восстановить газовый режим древних водоемов, как показали исследования М.Ф. Стадука (1968), пока не дали положительных результатов.

Результаты геохимического исследования породы и данные палеоэкологического анализа фораминифер взаимно контролируются, однако и здесь есть определенные сложности, которые необходимо учитывать.

Довольно часто палеонтологи, интерпретируя результаты исследования сообществ фораминифер с точки зрения восстановления условий их жизнеобитания, в большей или меньшей степени опираются на данные, характеризующие среду обитания в современных водоемах, и переносят эти данные о ныне живущих родственных формах на древние бассейны. Такое непосредственное перенесение условий обитания современных на близкие по составу ископаемые комплексы является, как считает В.А.Басов (1968), методологически неверным. На ошибочность подобных интерполяций для палеогена Ферганы указывает Р.Ф.Геккер (1968). Он считает, что необходимо при применении метода актуализма "введение соответствующих поправок в связи с конкретной средой обитания и сравнения с данными, полученными для разных моментов той же эпохи в той же и других частях бассейна". К подобным выводам пришли и З.И.Кулатова, А.И.Горбовец и др. (1967), которые пишут, что в современных морях почти не наблюдаются сохранившиеся мезозойские реликты фораминифер. Со временем могли меняться глубины и температуры экологических ячеек. На подобной же точке зрения стоит и Е.Сигаль (1967), который отмечает, что представителям сем. *Lagenidae*, например, в юрское время в Западной Европе обитали в бассейнах менее глубоководных, чем современные.

Таким образом, как отмечает Л.Г.Дайн (1971), применять метод актуализма, перенося данные об условиях обитания тех или иных современных родов или видов фораминифер на морфологически близкие древние формы, следует с большой осторожностью, а для меловых и тем более юрских фораминифер этот способ непригоден. В таком случае геохимические исследования, с помощью которых восстанавливаются абиотические факторы среды обитания фораминифер, могут, в свою очередь, явиться контролем.

В настоящей главе рассматриваются некоторые абиотические факторы, выявленные на основании геохимических исследований, — палеосоленость, газовый, гидродинамический режим, температура, — определяется их роль и место в ряду абиотических факторов, оказывающих влияние на состав комплексов фораминифер. Результаты воздействия других факторов на данном этапе исследования распознаются недостаточно четко.

Для определения палеосолености древних водоемов в связи с палеоэкологией фораминифер наиболее удачным нам представляется метод, основанный на использовании бора в качестве индикатора палеосолености. В меньшей степени пригоден, по-видимому, для

палеозоологического анализа метад, связанный с определением состава поглощенных натриев, в условиях Западно-Сибирской низменности.

ФАКТОРЫ, ВЛИЮЩИЕ НА СОСТАВ И РАСПРОСТРАНЕНИЕ ФОРМИНИФЕР

Палеосоленость

Нами проанализировано 235 образцов (по содержанию бора в породе и по характеристике комплекса фораминифер), причем две трети от общего числа исследований на бор и на микрофауну производилось из одних и тех же образцов (остальные из одного интервала, из литологически одинаковых разностей). В основном, использованы палеонтологические определения сотрудников ИГиРТИ — по верхней мре — Е.А.Гофман, по нижнему мелу — М.К.Родимова. Широко привлекались также данные микробиологических определений сотрудников сибирских научно-исследовательских институтов и производственных организаций — палеонтологов ЗапсибПИИ и Главтментагеологии Е.Д.Богомиловой, Н.А.Белюсовой, Г.Е.Рыльской (по нижнему мелу), Н.И.Вирговец, В.Г.Комиссаренко, В.И.Левинной, К.Ф.Тыльиной (по верхней мре).

Применительно к изменению содержания бора в породе, характеризующего палеосоленость бассейнов, анализировались количественный и качественный состав комплексов фораминифер, пространственное размещение, изменение общего числа особей, соотношение агглютинированных и секретионных форм в комплексе. Рассматривались также отдельные наиболее распространенные роды и группы видов фораминифер, объединенные Е.А.Гофман, М.К.Родимовой по морфологическим признакам, с точки зрения обитания их в условиях водоемов различной солености.

Количество особей в комплексе. Оно, как правило, возрастает с улучшением условий обитания. В позднерских и неокомских бассейнах Западной Сибири, при прочих равных условиях, наибольшее количество особей (при разнообразии видов) наблюдается в образцах, где содержание бора составляет более $65 \cdot 10^{-4}$ г (нормальноморской солевой режим) (рис.16,17).

Позднеюрские комплексы фораминифер богаче раннемеловых (березовских и раннеготервских), обитавших в относительно более опресненном по сравнению с позднеюрским бассейне.

Из сравнения однообразных (ранний готерв) пород Усть-Балтаской и Березовской площадей (рис.18,19) видно, что при прочих рав-

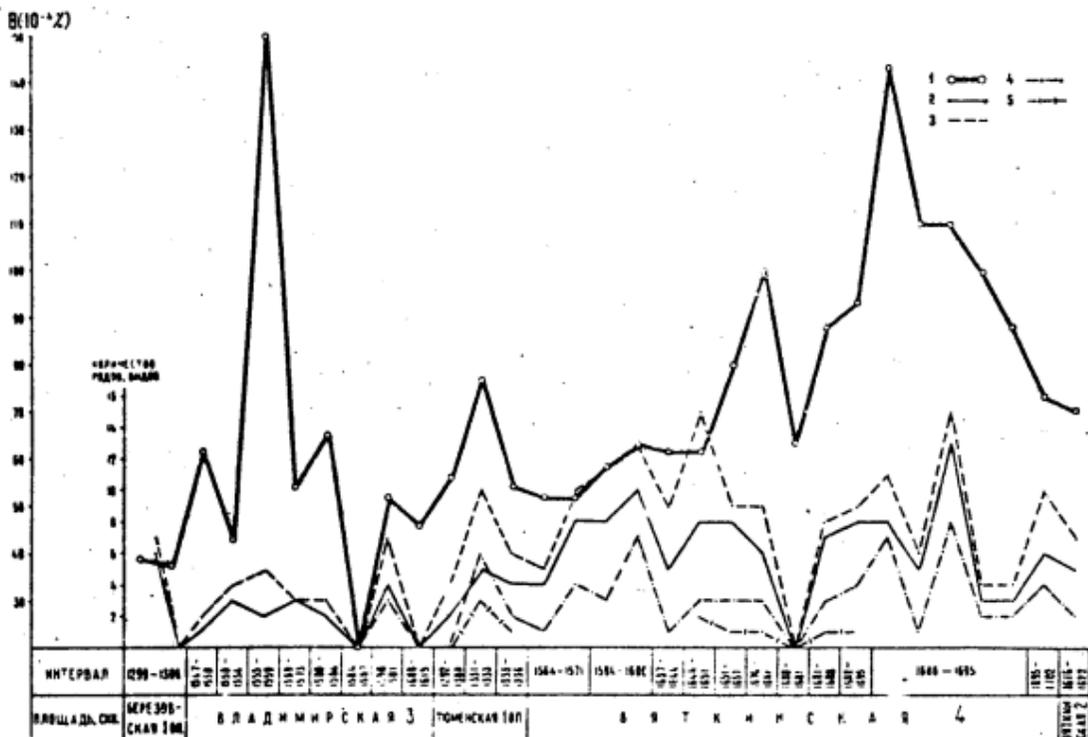


Рис. 16. Распределение бора и фораминифер в берриасских отложениях Западно-Либровской низменности

1 — бор; 2 — роды фораминифер.

Виды фораминифер: 3 — агглютилирующие; 4 — секреторные (кроме лентикюля); 5 — секреторные (лентикюля).

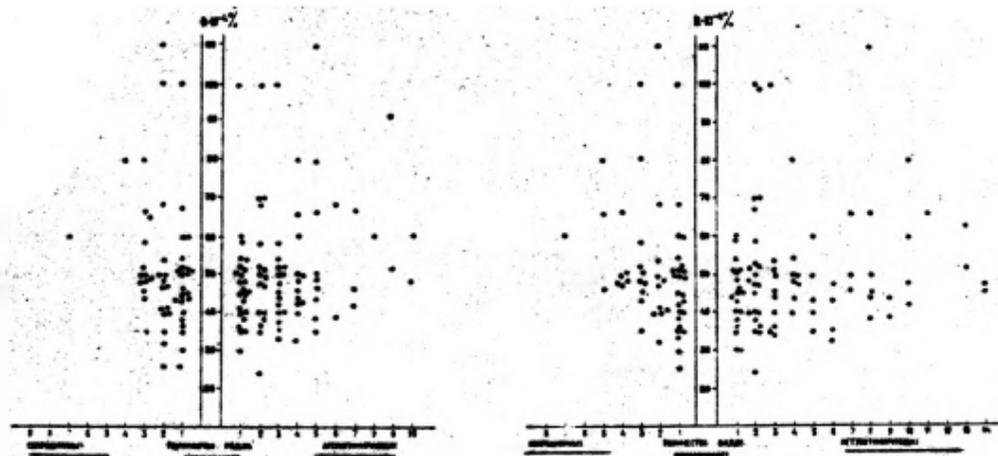


Рис.17. Соотношение количества родов и видов фораминифер и содержания бора в готскульских отложениях Западно-Сибирской низменности.

ных условиях наибольшее количество особей в разнообразном в видовом отношении комплексе отмечается в образцах из Березовской площади, где содержание бора больше. Последнее свидетельствует о существовании в морском бассейне этой площади благоприятного солевого режима. В позднерское время также прослежено увеличение численности фораминифер в соответствии с улучшением условий обитания (например - Тутровская площадь - от келловя к нижнему окофорду, Потапайская - от нижнего окофорда к верхнему и т.п.). Как известно, иногда наблюдается увеличение количества особей фораминифер в комплексе за счет массового развития представителей какого-либо одного или нескольких видов в специфических, неблагоприятных для остальных условиях вследствие отсутствия конкуренции. В отдельные периоды поздней вры и раннего мела, соответствующие более опресненному характеру бассейна (с чем свидетельствует относительное уменьшение содержания бора в породе), при отсутствии конкуренции со стороны других форм, развиваются в массовом количестве некоторые виды, способные переносить резкое ухудшение солевого режима (*Ammodiscus veterama* Kos., в позднелозское время; численность его достигает от 50 до 500 раковин в комплексе), а также значительное и сильное опреснение (*Saasamina* sp., в нижнеготеризском разрезе Березовской I оп. скв., *Trochammina* sp., лепешкообразная, мелкая; *Globulina praesacra* Mjatl. - в неоконском разрезе Среднего Приобья и Березовской площади).

Количество родов и видов агглютинирующих и секреторных фораминифер. Как показал анализ фактического материала для верхнерозских и неоконских отложений Западной Сибири, подтверждается мнение В.А. Басова (1968), А.В. Бурсенко и др. (1970), Х.М. Садовой (1961) о том, что при прочих равных условиях секреторные фораминиферы, как более высокоорганизованные, являются более стекательными и скорее реагируют на изменение солености, чем агглютинирующие. Отмечается резкое уменьшение количества родов и видов секреторных фораминифер, обитавших в более опресненном неоконском бассейне (особенно раннеготеризском) по сравнению с позднерским, где преобладали условия нормальной солености. В позднерское время (в целом) количество семейств, родов и видов секреторных фораминифер было выше, чем соответственно агглютинирующих, а в раннемеловом море (по данным Будянской, 1969), наоборот, преобладали агглютинирующие формы (агглютинирующие - 25 сем., 72 рода, 135 видов,

секретионных - 5 сем., 16 родов). Как видно на геолого-геохимических разрезах и кривых изменения геохимических показателей, состава и численности фораминифер, составленных для отдельных районов низменности (рис. 2, 18-20), и из рис. 16, увеличение родов и видов агглютинирующих и секреторионных фораминифер большей частью довольно точно следует за увеличением содержания бора в породе, а уменьшение солености бассейна влечет за собой соответственное уменьшение числа родов и видов. Прослежено (как для позднерского, так и для неокимского времени), что с уменьшением солености, при прочих благоприятных условиях (газовом режиме, температуре и т.п.) разнообразие секреторионных фораминифер уменьшается. Для агглютинирующих фораминифер в поздней юре и берриасе, где чаще встречаются стеногайдовые формы, прослежена прямая зависимость увеличения количества родов и видов от увеличения солености. Для верхнеюрских отложений, в целом, при содержании бора в породе $= 100-65 \cdot 10^{-4}\%$ (нормальноморские условия) наблюдается наибольшее количество видов (до 50) и родов (до 30) агглютинирующих фораминифер. При содержании бора в породе $= 65 - 45 \cdot 10^{-4}\%$ (слабоопресненный морской бассейн) количество видов агглютинирующих фораминифер редко достигает 10, чаще 5-6. При содержании бора в породе $45 \cdot 10^{-4}\%$ (сильно опресненный бассейн) фораминиферы большей частью отсутствуют или число их ограничивается 2-3 видами, принадлежащими к 1-2 родам. Подобная четкая зависимость также наблюдается и в берриасе.

Для агглютинирующих фораминифер раннего готерива, где большую часть составляют эвриталинные формы, такие, как *Trochammina* и *Harporhagmoides*, зависимость между содержанием бора и количеством родов в комплексе прослеживается менее четко (см. рис. 17). Возможно, на распространение и состав комплекса фораминифер в раннеготеривовом бассейне, помимо солености, при нормальном газовом режиме влиял и такой неблагоприятный фактор, как слишком активный гидродинамический режим (особенно, для Среднего Приобья), слишком сильное перемешивание осадка; при этом, более требовательные к чистой, незамученной воде и более хрупкие секреторионные фораминиферы не выжили или не сохранились. По-видимому, разнообразие комплекса фораминифер, если он представлен эвриталинными видами, еще не всегда свидетельствует о его образовании в условиях нормальной солености. Так, при слабом опреснении ($B=65-45 \cdot 10^{-4}\%$), а иногда даже значительном опреснении в отдельных случаях в келловее и раннем готериве отмечается разнообразие комплекса, представлен-

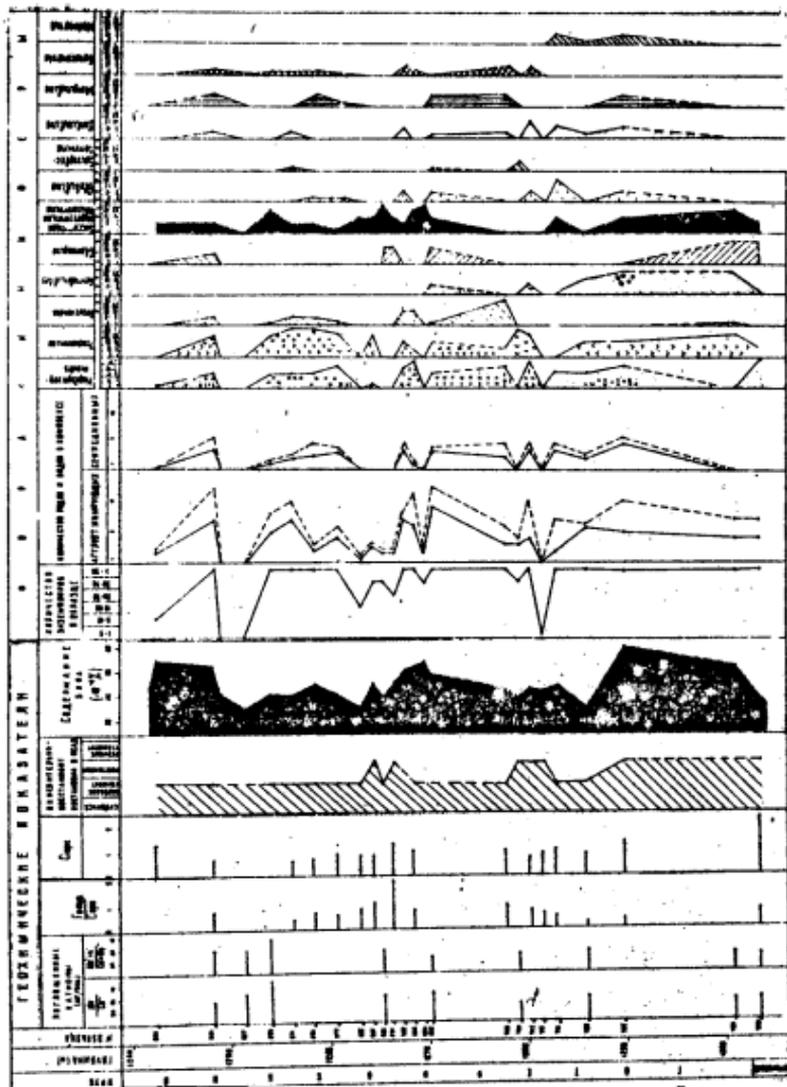


Рис. 20. Крайне изменения геохимических показателей и численности фораминифер по Герезовской I оп. скв. Условные обозначения см. на рис. 2.

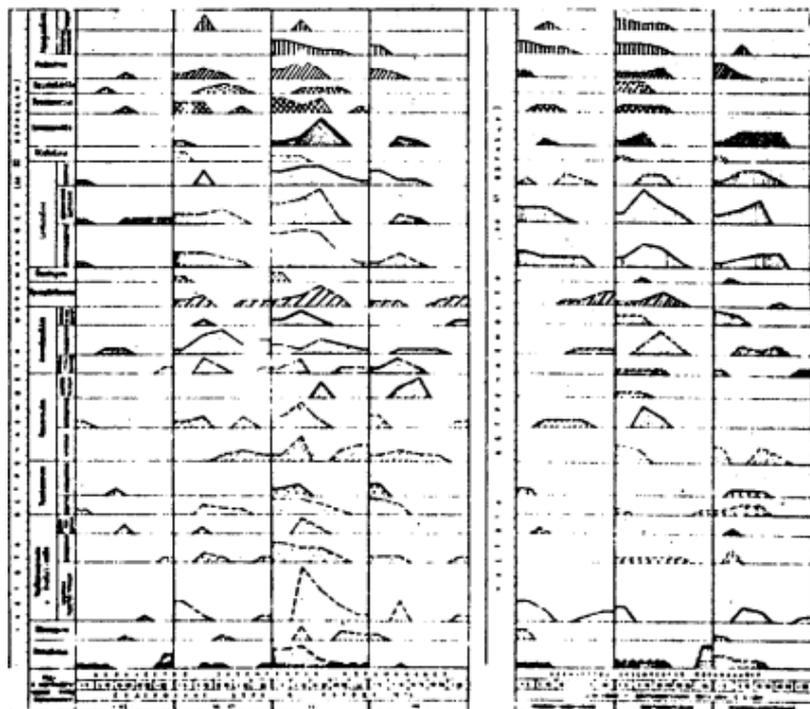
ного агглютинирующими фораминиферами.

Следует отметить также, что у фораминифер позднерского и берриас-раннеготеривского возраста (как с секреторной, так и с агглютинирующей раковиной) из рассматриваемых разрезов Западно-Сибирской низменности роды менее чутко реагируют на изменение солености, чем виды.

Распределение некоторых родов фораминифер в условиях различной солености. На основании имеющегося фактического материала по верхнерским и нижнемеловым (берриас-готеривским) отложениям Западно-Сибирской низменности нами сделана попытка проследить приуроченность некоторых родов (рис.21), а также отдельных видов, объединенных по морфологическим признакам в группы Е.А.Тюфмаев и К.Ф.Родюновой (табл.9), к условиям того или иного солевого режима (рис.22,23).

Род *Saccammina*. Представители этого рода (как и рассматриваемые вместе с ними *Nurragammina* и *Rhizammina*) являются, вероятно, эвригалинными формами. Они способны выдерживать сильные опреснения и развиваться в больших количествах при ухудшении солевого режима бассейна, вследствие отсутствия конкуренции со стороны других форм. Например, в отдельных образцах раннеготеривского возраста из Березовской I оп. скв. *Saccammina* sp. встречаются в большом количестве экземпляров (до 30 и более) при содержании бора $= 37 \cdot 10^{-4}\%$ и $43 \cdot 10^{-4}\%$. Подобные периоды их усиленного развития могли повторяться в течение определенного отрезка времени несколько раз, следуя за изменением солевого режима бассейна (см. рис.18). В верхнерских отложениях представители примитивных фораминифер встречены редко и в единичных количествах.

Род *Ammalibona*. Представители рода, в целом, являются эвригалинными формами, хотя чаще они отмечаются в отложениях нормальной солености (содержание бора в морде более $65 \cdot 10^{-4}\%$). В верхнерских отложениях они встречаются чаще, чем в нижнемеловых. По предварительным данным, различные позднерские виды, относящиеся к этому роду на рассматриваемой территории, по-разному реагировали на изменение солевого режима (*A.pseudolonga* G e r k e et S o e.), вероятно, предпочитали нормальноморскую соленость, а *A.vetozana* Kov. чаще встречались в условиях слабого и значительного опреснения.



УСЛОВИЯ ОБЪЕКТЫ

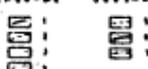


Рис. 21. График распространения некоторых родов позднерифмовых фораминифер в различных условиях (использованы палеонтологические данные В.А.Горман).

а) связь с солесностью бассейна: 1 - в бассейне с нормальной солесностью, 2 - преимущественно в бассейне с нормальной солесностью, реже - при слабом опреснении; 3 - преимущественно в слабоопресненном морском бассейне; 4 - в условиях различной солесности; б) связь с окислительно-восстановительной обстановкой в осадке: 5 - преимущественно восстановительная и резковосстановительная; 6 - преимущественно слабовосстановительная; 7 - обстановка в осадке от слабо- до резковосстановительной.

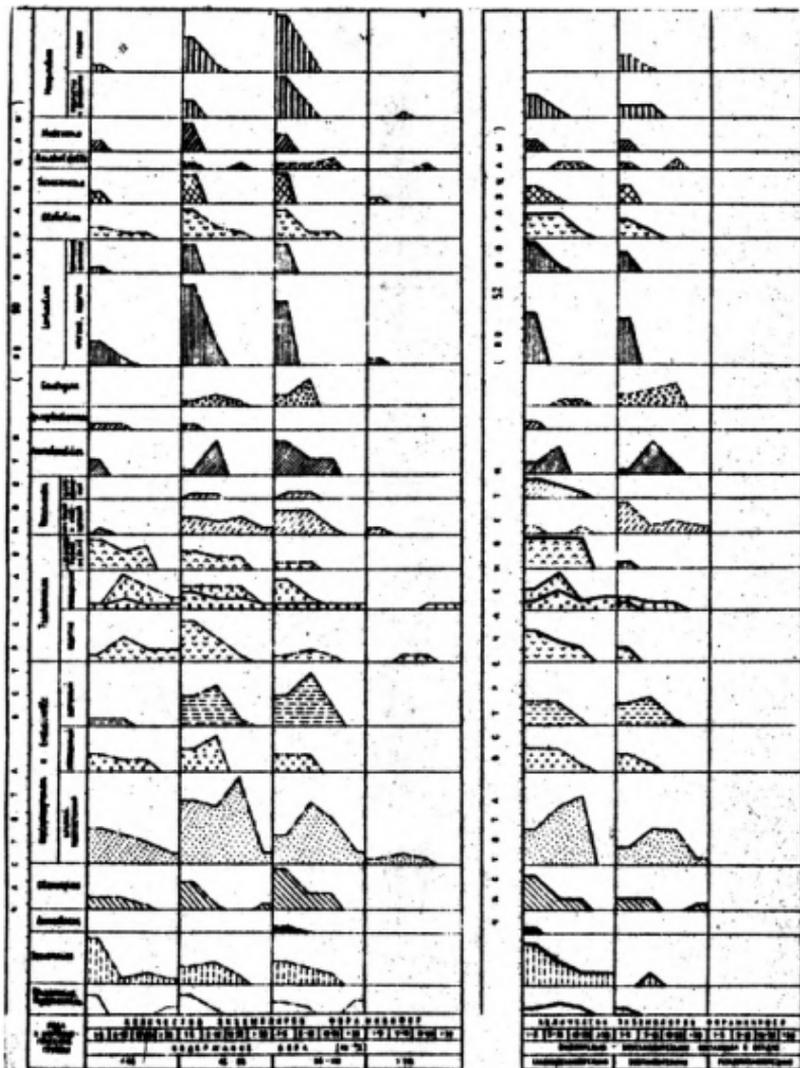


Рис.22. График распространения некоторых родов неоксомских форминифер в различных условиях (использованы палеонтологические данные К.Ф. Родионовой). Условные обозначения на рис.21.

Margulinia			Gaudryina				
Nodosaria			Emersonella				
Reinholdella			Spiroplectammina				
Saracenaria			Ammobaculites				
Stebulina			Recurvoides				
Lenticulina			Trachytrypa				
			Mastigoceras & Euvulvula sp.				
			Stenopora				
			Ammobaculites				
			Saccammina				
			Stenopora				

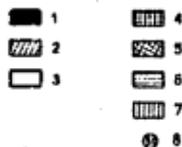


Рис. 23. Частота встречаемости фораминифер в зависимости от условий обитания.

Соленость: 1 - нормально-соленый морской бассейн; 2 - слабоопресненный морской бассейн; 3 - значительно опресненный бассейн.

Окислительно-восстановительная обстановка в осадке:

4 = резковосстановительная; 5 = восстановительная;

6 = слабовосстановительная; 7 - субокислительная;

8 - количество исследованных образцов.

Примечание: Использованы палеонтологические данные П.А. Бедусовой, Е.Д. Богомижковой, П.И. Вирроел, Е.А. Голман, В.И. Левиной, В.Г. Комиссаренко, К.Ф. Родионовой, Г.Е. Рыльковой, К.Ф. Тылькиной.

Таблица 9

Формы шифры, объединяемые в группы по морфологическим признакам

Р О Д Ы

Naerophragmooides	Trochammina	Recurvooides	Ammobaculites	Lenticulina
<p>1. <u>Кольчатый толстостенный</u> - H. canuiformis Dain., H. sakharoides Dain., H. infracallovienensis Dain., H. infracretaceous Mjatl., H. grandis Rom.</p> <p>2. <u>H. членистый</u> - H. magnus Bulyn., H. alternans Kos., H. emeljanzevi Schleifer., H. ex.gr.umbilicatubus Dain.</p> <p>3. <u>H. выгнутый</u> - H. doninae Bulyn., H. volgaeensis Mjatl., H. pokrovkaensis Kos.,</p>	<p>1. <u>Tr. sp. - (летучко- обезьянск. медведя).</u> Tr. sp. (плоская)</p> <p>2. <u>Tr. ВЕРТЯС</u> - Tr. rostovzevi Levi- na., Tr. gyci Tap- pan., Tr. kosyrevas Levina., Tr. minuti- sima Dain., Tr. inflata (Montagu), Tr. gyroidiniiformis Mjatl. Tr. neocomi- ana Mjatl., Tr. poli- mera Dubrovs.</p>	<p>1. <u>H. КРИВЫЙ</u> - R. canuigenensis (Tappan), R. Schor kalyensis Levina.</p> <p>2. <u>H. ТРОХОИДНЫЙ.</u> <u>ПРОДОЛЖИТЕЛЬ</u> - R. retrochus Dain., R. paucus Dubr., R. inflatus.</p> <p>3. <u>H. УЩЕЩЕННЫЙ</u> - R. obekensis Rom., R. disputabilis Dain., R. plamus Dain., R. sublustris Dain., R. dubrov-</p>	<p>1. <u>A. КРИВЫЙ.</u> <u>ПРОДОЛЖИТЕЛЬ</u> - A. labythangensis Dain., A. alasken- sis (Tappan), A. igrimensis Bulyn. et Levina., A. gracilis Dain., A. validus Beljaevsk. A. agglutinans (O'rbiguy), A. to- resus Loeblet Tappan., A. gerkei Schar.</p>	<p>1. <u>L. СЕРПЕНТИН.</u> <u>ВЕРТЯС</u> - L. tersa Beljaevsk., L. comanensis Dain., L. postrusiensis Mjatl., L. gerkei Dain., L. prolocu- lus Kos., L. helisi Dubrovs., L. sarapauleusis Dain., L. comaeor- mis Levina., L. rovnini Dain., L. wisniowskii Mjatl., L. oculus- avis Dain., L. initalibis Lasp., L. paulus Lasp., L. inwoolvens (Wish.), L. michailovi Dain., L. somipellucida Dain., L. lileri., L. tricaricuella Reuss., L. ex gr.</p>

H. tryssa Loeblich et
Tappan., H. volossatovi
Schar., H. nascens Kusina.,
H. kohidaensis Moroz.,
H. romanovae Bulyn.,
H. et gr. volebilis Rom.

3. Tr. YLHOEHEHNAE -
Tr. omskensis Kos.,
Tr. elevata Kos.,
Tr. oxfordiana
Schar.,
Tr. septentrionalis
Schar., Tr. aff.
gyroidiniformis
Mjatl (O KЛEEM)
Tr. ex gr. muquensis
Dain., Tr. rosace-
aformis Rom.,
Tr. ex gr. polimera
Dubrovak.

skala, H. transit-
orius Bulyn.

2. A. YLHOEHEHNAE -
A. haploparagmo-
ides Furs. et Pol.
A. multiformis
Dain., A. fontin-
ensis (Terg).
3. A. MEXИKИ,
YЛHOEHEHИCTA -
A. syndaskoensis
Schar., A. acruilian-
mina.
4. A. MEXИKИ,
MEKИKИ ЗEЛHИCTA -
A. toboscanaia
Levina.,
A. pungensis
Levina.,
A. subasper
Bulyn.

variabilis Rom.,
L. multiinvoluta
Lasp., P. Darbuella.

2. L. YLHOEHEHNAE,
YЛHOEHEHИCTA -
L. daschewskaja
Schar.,
L. subpolonica Gerke
et Schar., L. deco-
rata Schar.,
L. memorabilissima
G. et Schar.,
L. subalata Reuss.,
L. inflatiformis
Dain., L. infravol-
gensis Furs. et
Pol., L. unboss
Beljaevsk. u
3. L. ПЮCКAЯ -
L. praesula Schlei-
fer., L. praesibiri-
ensis Kos., L. limpi-
da Dain., P. Planu-
laria.

Род *Glyptovirga*. Представители этого рода являются эвриталинными формами. Их преимущественное нахождение в большом количестве экземпляров в комплексе может служить показателем некоторой опресненности водоема. Характерно в разрезе Березовской I оп. с.в. наличие гломоспир в разных частях разреза, в беррасской и готеривской, при содержании бора в породе = $37 \cdot 10^{-4}\%$, в массовом количестве, вместе с *Saossamina* или без них. Другие формы в таких случаях отсутствуют. В массовом количестве обнаружены также гломоспиры И.Н.Таначевой (1965) в разрезе Шухтунгортской с.в.333 (инт.1714-1720 м, В=40·10⁻⁴%).

Род *Nautilohalimoides*. Представители позднеюрских видов, объединенные по морфологическим признакам в группу "Н. крупный, толстостенный" (*N. canifrons* D a i n., *N. zakharoides* D a i n., *N. inflacollivensis* D a i n.), по-видимому, обитали в основном, в условиях нормальной солености, т.е. были стеногалинными. Представители раннемеловых видов *N. inflacretaceous* M j a t l., *N. gradis* R o m. хорошо развивались при любом солевом режиме, т.е. были эвриталинными. Фораминиферы, как позднеюрские, так и раннемеловые, относящиеся к группе "Н. выпуклый" (*N. kolchidaensis* M o r o z., *N. gomolova* B u l., *N. nasens* K u z i n a., *N. ex gr. volobilis* R o m.), предпочитали условия нормальносолевого морского бассейна, хотя встречались и при слабом опреснении.

Род *Trochammina*. Позднеюрские фораминиферы, относящиеся к этому роду, также, вероятно, предпочитали условия нормальносолевого морского бассейна, а раннемеловые, по-видимому, являлись эвриталинными. Однако такая форма, как выделенная М.К.Роднойковой, Тр.вр. (лепешкообразная мелкая), вероятно, хорошо развивалась при значительном опреснении (эта форма обычно является преобладающей в комплексе при содержании бора в породе менее $45 \cdot 10^{-4}\%$), а для развития Тр.aff.gyroidiniformis M j a t l. (о килем) более благоприятными, по-видимому, являлись условия некоторого относительного улучшения солевого режима.

Род *Resourvoidea*. Представители этого рода предпочитали к и пре и в мелу бассейн с нормальноморским солевым режимом. При уменьшении количества бора, что свидетельствует об ухудшении солевого режима в сторону опреснения, они встречаются в образцах в единичном количестве экземпляров. Род *Resourvoidea* распространена в отложениях позднеюрского возраста Западной Либри, часто встречается в беррассе. В валанжине, по мере нарастания регрессии,

заметно сокращается количество этих видов, затем в раннем готермие - вновь отмечается их разнообразие (С.П. Булыжников, 1969).

Род *Ammonoculina*. Позднеюрские и раннемеловые представители этого рода, в целом, обитали как в бассейне с нормальноморским соевым режимом, так и при слабом опреснении. Однако предварительно можно предположить, судя по анализу содержания бора в породе, что для позднеюрских видов, относящихся к морфологической группе "А. мелкий, мелкозернистый" (*A. rugulosa* L e v i n a, *A. subaeret* B u l y n.), наиболее благоприятными были условия нормальноморского бассейна (верхняя яра) или некоторого относительного улучшения соевого режима (нижний мел).

Род *Spirolectamina*. Фораминиферы, относящиеся к этому роду, преимущественно встречаются в верхах поздней юры. Они предпочитали условия нормальной солености, при снижении солености (уменьшение бора от $80 \cdot 10^{-4}\%$ до $50-60 \cdot 10^{-4}\%$) происходило уменьшение количества особей.

Род *Eodactyloidea*. Встречен только в отложениях позднеюрского возраста. По имеющимся данным, представители этого рода являются стеногаллиными, не выносящими, вероятно, даже слабого опреснения (очень редки находки представителей этого рода при содержании бора в породе менее $65 \cdot 10^{-4}\%$).

Род *Gaudyina*. Рассмотрен, преимущественно, по находкам в образцах из пород беринского возраста. Представители этого рода, в том числе, вероятно, и *Gaudyina getzei* V a s., по-видимому, предпочитали условия нормальносолевого морского бассейна, но в единичном количестве экземпляров довольно часто встречались при слабом опреснении. На юго-западе низменности (пл. Вяткинокал, Тименская и Владимирская) этот вид отмечен М.К. Родионовой преимущественно на Вяткинской площади, в тех образцах, где содержание бора более $65 \cdot 10^{-4}\%$.

Род *Globulina*. Фораминиферы из валанжинских (?) и готермиевских отложений Западно-Сибирской низменности, относимые палеонтологами к этому роду (точная их идентификация часто затруднена из-за плохой сохранности), отмечаются в образцах с разным содержанием бора, что, вероятно, свидетельствует об их эвригаллиности.

Род *Lenticulina*. Лентикулины в позднеюрское время, по-видимому, предпочитали условия нормальноморского соевого режима, тем не менее, довольно часто, в небольшом количестве экземпляров они встречаются в породах при содержании бора менее $65 \cdot 10^{-4}\%$, т.е. при слабом, а в единичных случаях и при значительном опрес-

ненки (Вяткинская окв. 4, В=31-36·10⁻⁴%), совместно с многочисленными остракодами. Такие формы, объединенные в морфологическую группу "L. плоская" (*L. praeculla* Schlieger, *L. praesibiriensis* Koss., *L. limpida* Dai n., *p. planularia*), отмечаются, по нашим данным, только в образцах с содержанием бора более 65·10⁻⁴% (нормальноморские условия). Раннемеловые ленткулины, которые в рассматриваемых образцах вообще встречаются, в основном в редком и единичном количестве экземпляров, по-видимому, обитали преимущественно в условиях слабоопресненного морского бассейна. Реже отмечены они при содержании бора в породе, характеризующем нормальноморские и значительно опресненные условия.

Род *Sagacenaria*. Представители верхнеюрских видов, вероятно, предпочитали условия нормальноморского осевого режима, хотя в количестве не более 10 экз. отмечены и при слабом опреснении. Как отмечается по небольшому количеству наблюдений, раннемеловые сарацинарии, представленные в единичном и редком количестве экземпляров в комплексе, встречаются при содержании бора в породе, характеризующем нормальноморские условия и слабое опреснение.

Род *Подозария*. В верхнеюрских отложениях отмечаются те же закономерности распространения в зависимости от солености, что и у представителей р. *Sagacenaria*. В отложениях берриасского и раннеготеривского возраста, где встречены единичные и редкие по количеству экземпляров находки подозарий в комплексе, наблюдается их преобладание в образцах, где содержание бора 45-65·10⁻⁴%, что отвечает слабому опреснению морского бассейна. Подозария, по С.П. Булыгиной (1969) встречается на юге Западно-Сибирской низменности вместе с остракодами, шпренями, харовыми водорослями.

Род *Maurinulites*. Как позднеюрские, так и раннемеловые формы (последние встречаются в небольшом количестве экземпляров в комплексе) преимущественно предпочитают условия нормальноморской солености.

Род *Reinholdella*. Представители этого рода, как позднеюрские, так и раннемеловые, встречены одинаково часто, в породах, где содержание бора составляет 45-65·10⁻⁴% или более 65·10⁻⁴%, что свидетельствует об обитании их в условиях слабоопресненного или нормальноморского бассейна.

Исходя из вышесказанного, для поздней юры и неокома Западной Сибири мы предварительно выделяем следующие эвригалльные и, преимущественно, стеногалльные формы.

К эвригаллиным относятся: представители родов *Saccamina*, *Ammodiscus* (разные виды предпочитают различные солевой режим), *Glomospira*, возможно, *Globulina* (некоторые виды), большинство раннемеловых родов, относящихся к р. *Harplophragmoidea*, *Trochammina*. К стеногаллиным, встречающимся только в условиях нормальноморского солевого режима или испытывающих расцвет в условиях нормальной солености ($B=65-120 \cdot 10^{-4}\%$), по-видимому, относятся: к первым - представители р. *Fornagsonella*, некоторые *Lenticulina* ("L. плоская"), *Marginulina* (позднерские виды); ко вторым - представители р. *Harplophragmoidea* (позднерские виды), *Trochammina* (позднерские виды), *Rescurvoidea*, некоторые *Ammodiscus* ("А. мелкий"), *Spiroplectammina*, *Gaudryina*, большинство позднерских видов, относящихся к родам *Lenticulina*, *Nodosaria*, раннемеловые виды, относящиеся к родам *Saracenaria*, *Reinholdella*, *Marginulina*. Кроме того, выделяются фораминиферы, чаще всего встречающиеся, вероятно, в условиях слабоопресненного бассейна ($B=65-45 \cdot 10^{-4}\%$). Это в основном раннемеловые виды, относящиеся к родам: *Lenticulina*, *Nodosaria*, представители вида *Trochammina aff. gyroidiniformis* M j a t l. (о килем), возможно, некоторые виды, принадлежащие к р. *Globulina*, а также некоторые позднерские виды, относящиеся к р. *Ammodiscus* ("А. уплощенный") - *A. harplophragmoidea* P u g a e. et P o l., *A. multiformis* B a i n, *A. fontinensis* T e r g g.).

Таким образом, на данном этапе исследований предварительно намечаются следующие палеозоологические закономерности, характерные для позднерской и раннемеловой эпох. В позднерское время (см. рис. 21) только в нормальноморских условиях, по-видимому, обитали фораминиферы, относящиеся к родам *Fornagsonella*, *Marginulina*, а также некоторые виды лентикуллин ("Lenticulina плоская"), т.е. эти формы были стеногаллинами. При слабом опреснении, вероятно, часто встречались представители р. *Ammodiscus* ("А. уплощенный"). В бассейнах с различным солевым режимом обитали представители эвригаллиного рода *Ammodiscus*, относимые к различным родам (*A. veteganus* K o s. - при слабом и значительном опреснении, а *A. pseudo-infimus* S e r k a e t K o s. - при нормальноморском режиме). Остальные вышерассматриваемые позднерские виды, относимые к родам *Harplophragmoidea*, *Trochammina*, *Rescurvoidea*, *Ammodiscus*, *Spiroplectammina*, *Gaudryina*, *Lenticulina*, *Saracenaria*, *Nodosaria*, *Reinholdella*, обитали преимущественно в условиях бассейна с нормальной соленостью, реже - при слабом опреснении, т.е. являлись в основном стеногаллинами.

В раннемеловое время (см. рис. 22, 23) количество эвригалиных родов, по сравнению с позднеэоценом, увеличилось. При любом солевом режиме, помимо примитивных саккамыи, ризомыи, гиперемии, вероятно, обитали *Globosera*, большинство *Harporhagmoides*, *Trochammina*, возможно, некоторые представители р. *Globulina*. Многие роды, представители которых в поздней крине, в основном, в условиях нормальноморской солености, в раннем мелу приспособились к более опресненному характеру бассейна этого времени и стали менее требовательными к солевому режиму. К таковым относятся: большинство раннемеловых видов, принадлежащих к родам *Harporhagmoides*, *Trochammina*, которые в раннем мелу стали эвригалиными, и *Lenticulina* и *Podocaria*, которые довольно часто фиксируются при слабом опреснении. Появились формы, массовое развитие которых часто наблюдается при значительно опресненном характере бассейна: *Saccammina* sp., *Trochammina* sp. (мелкая, лепешкообразная), возможно, некоторые глобулины. В то же время раннемеловые представители таких родов, как *Resurvoides*, *Ammodiscus*, *Gaudryina*, *Saccospongia*, *Marginulina*, вероятно, некоторые *Harporhagmoides* ("Н. выпуклый" *N. dolium* В у л у н., *N. volgensis* М ж а т л., *N. гомарзова* В у л у н., *N. палеон* К и з и н а) предпочитали, по-видимому, условия нормальноморского солевого режима, хотя часто встречались при слабом опреснении морского бассейна и, значительно реже, при сильном опреснении. Об относительном повышении солености в раннеготериевском бассейне, возможно, связано увеличение в комплексе количества экземпляров *Trochammina* aff. *guyoidiniformis* М ж а т л. (с килем).

Нами также сделана попытка на довольно ограниченном фактическом материале (от 4 до 26 наблюдений по каждому виду) проследить распространение отдельных руководящих видов фораминифер в зависимости от солевого режима (рис. 24). Имевшийся фактический материал не противоречит выводам, полученным на основании анализа распространения соответствующих родов в зависимости от палеосолености, и укладывается с представлениями об условиях образования ищущих отложений, полученным как по данным содержания бора в породе, так и с помощью других методов.

Так, такие позднеэоценовые виды, как *Harporhagmoides canuiformis* Д а и н., *Ammodiscus pseudoinfimus* Г е р к е т З о в., *Ammodiscus tobolskensis* Л а в., *Resurvoides scherkalynensis* Л е в., *R. disputabilis* Д а и н., *Comarconella parasconica* Л е в.,

Виды фораминифер	Частота встречаемости (%)
<i>Trochammina trochammina</i>	
<i>Uvulinarionella uvularionella</i>	
<i>Trochammina rotundata</i>	
<i>Schubertina schuberti</i>	
<i>Trochammina trochammina</i>	
<i>Ammodiscus rotundus</i>	
<i>Sphaerostomina vialovici</i>	
<i>Sphaerostoma rotundum</i>	
<i>Harporthis rotundus</i>	
<i>Recurvirostra recurvirostra</i>	
<i>Ammodiscus pseudorotundus</i>	
<i>Eponaxella eponaxella</i>	
<i>Ammodiscites rotundus</i>	
<i>Recurvirostra schuberti</i>	

Рис. 24. Частота встречаемости некоторых руководящих видов фораминифер в условиях различной солености.

1 - морской бассейн с нормальной соленостью; 2 - слабо опресненный морской бассейн; 3 - значительно опресненный бассейн; 4 - количество наблюдений.

Примечание: Использованы палеонтологические данные Н.А. Белоусовой, Э.Д. Богомоловой, Н.И. Выроден, Г.А. Гофман, В.И. Левиной, В.И. Комиссаренко, М.К. Родионовой, Г.Е. Рыльковой, К.Ф. Тышковой.

1 - 2 - 3 - 4 -

рениемеловые - *Gaudryina gerkei* V a. s. s., чаще встречаются в условиях нормальноморской солености, т.е. являются преимущественно стеногаллинами, *Ammodiscus vetegalis* K o s., - при значительном и остром опреснении морского бассейна, а также виды, как позднерские - *Saracenaria pravoslavlevi* F a r g a l e t P o l., *Spiroplectammina vicinalis* D a i n, раннемеловые - *Trochammina polineta* D u b r o v., *Tr. roasseaformis* R o s., *Globulina praelaetiva* M j a t l., обитали, по-видимому, в условиях различного солевого режима, т.е. являлись эвригаллинами.

Весьма ограниченное количество наблюдений не позволяет на данном этапе исследований делать какие-то определенные выводы, тем не менее такая попытка позволяет наметить пути использования данных по палеоэкологии фораминифер при стратиграфических построениях и уточнении стратиграфических схем.

Выявленная нами определенная связь, существующая между изменением содержания бора и комплексов фораминифер, позволяет использовать этот фактор для практического применения - детальной корреляции нижнетеривских отложений по Березовской, Усть-Балыкской и Уватской площадям.

В хорошо охарактеризованном палеонтологическом и геохимическом данными, детально изученном разрезе Березовской I скв. скважины выделяется 3 опорных горизонта, которые затем с различной степенью детальности прослежены в разрезах Усть-Балыкской (скв. 83 и 80) и Уватской (скв. I скв.) площадей. Опорные горизонты выделены по предварительно выявленной закономерности в относительном изменении содержания бора по разрезу (намечены пики его относительно повышенного содержания) и приуроченному к нему изменению комплексов фораминифер. Используются палеонтологические материалы М.К. Родионовой (Ровична, Родионова и др., 1971). При сопоставлении разрезов Усть-Балыкских скважин 80 и 83 принята стратиграфическая разбивка геологов ЗалСНИИГИ (Бульникова, 1969).

В разрезе Березовской I скв. (см. рис. 18; 20) пик повышенного содержания бора отмечается в образце 722 ($B=80 \cdot 10^{-4}$), что соответствует условиям нормальноморской солености. Выше- и нижележащие образцы характеризуются относительно пониженным содержанием бора ($65 \cdot 10^{-4}$ и $32 \cdot 10^{-4}$, соответственно) и обеднением комплексов фораминифер. Пику повышенного содержания бора соответствует богатый комплекс фораминифер (*Ammodiscus subalpinus*

В и л у н., *Qunguloculina* sp., *Harporhagoides* M j a t l., *Globulina pseudolacrima* M j a t l.: Следующему пикку относительного увеличения бора (до $60-65 \cdot 10^{-4}\%$) (верхи чуальской пачки, обр. 696, 692) соответствует богатый комплекс с многочисленными *Trochammina* ex gr. *magiensis* D a i n., *Tr. aff. gyroidiniformis* M j a t l. (с килем), *Tr. gyroidiniformis* M j a t l. и др. Выше- и нижележащие комплексы более обедненного состава. Следует отметить, что в период накопления рассматриваемой части разреза (обр. 694), по-видимому, произошло некоторое кратковременное ухудшение условий обитания (не отразившееся, однако, на содержании бора), что привело к развитию своеобразного комплекса фораминифер (массовое количество саккамии при отсутствии других форм). Выше по разрезу, в средней части устремской пачки (верхняя часть алясовской свиты) также отмечается повышение бора. Наблюдается увеличение содержания бора в породе с $37 \cdot 10^{-4}\%$ (обр. 682, в комплексе преимущественное развитие саккамии и гломоспир) до $50 \cdot 10^{-4}\%$, обр. 674, разнообразный комплекс фораминифер с преимущественным развитием *Trochammina aff. gyroidiniformis* M j a t l. (с килем) и *Tr. gyroidiniformis* M j a t l. В вышеуказанном образце 670 (содержание бора вновь снижается до $43 \cdot 10^{-4}\%$) комплекс фораминифер обедняется. Таким образом, в нижнегоризонтовом разрезе Березовской I оп. св. по относительному увеличению содержания бора в породе и соответствующему ему определенному комплексу фораминифер выделяются снизу вверх следующие опорные горизонты: I - с *Ammobaculites subaeret* В и л у н., *Harporhagoides infracretaceus* M j a t l., *Qunguloculina* sp. (в низах чуальской пачки), II - с *Trochammina magiensis* D a i n., *Tr. aff. gyroidiniformis* M j a t l. (с килем), *Tr. gyroidiniformis* M j a t l. (в верхах чуальской пачки), III - с *Trochammina aff. gyroidiniformis* M j a t l. (с килем), и *Tr. gyroidiniformis* M j a t l. (в середине устремской пачки).

Эти горизонты с меньшей степенью достоверности прослеживаются в разновозрастных отложениях Усть-Балкинской и Уватской площадей, менее охарактеризованных фауной и анализами бора.

На Усть-Балкинской площади I опорный горизонт прослеживается, по нашему мнению, над пластами BC_8 (св. 80), где содержание бора относительно повышено (до $60 \cdot 10^{-4}\%$). В нижележащем песчаном пласте содержание бора не определялось. II опорный горизонт выделяется над пластом BC_6 (св. 80), где, по-видимому, также наблюдается относительное улучшение солевого режима (хотя абсолютное

значение бора и составляет $43-45 \cdot 10^{-4} \%$, вероятно, оно же отражает наступившее относительное увеличение солености, т.к. в период накопления нижележащего песчаного пласта Б₃, как и пласта Б₂₋₃, возможность опреснения могла быть большей за счет более интенсивного материкового стока). III опорный горизонт также отмечается в разрезе скв. 33. Положение его в самых низах литской пачки соответствует начавшемуся этапу трансгрессии морского бассейна (содержание бора в породе - $46 \cdot 10^{-4} \%$).

На Уватской площади довольно отчетливо выделяется лишь нижний опорный горизонт, а два верхних прослеживаются с трудом. В интервале 2269-2275 м после относительно пониженного содержания бора наблюдается незначительное относительное повышение его до $50-55 \cdot 10^{-4} \%$. II опорный горизонт, соответствующий по положению в разрезе покровыше над БС_{VI} в Уватской I оп. скв. в интервале 2242-2246 м, как по палеонтологическим данным (вследствие отсутствия в нем *Trochammina arciensis* Dain.), так и по геохимическим данным (уменьшение бора отмечается лишь непосредственно в вышележащих образцах, а ниже рассматриваемого интервала не отмечается) выделяется менее отчетливо, с большей долей условности. III опорный горизонт, отвечающий подошве широкой пачки (лит. 2196-2101 м), выделяется по геохимическим данным - по относительному увеличению бора в породе с $40 \cdot 10^{-4} \%$ до $75 \cdot 10^{-4} \%$. Фораминиферы здесь не встречены.

Сопоставление данных по составу поглощенных катионов и комплексов фораминифер выявило, что: 1) в области нормальноморского бассейна и вблизи нее отмечается богатство и разнообразие комплексов фораминифер, которое уменьшается по мере удаления от морской области; 2) изменения качественного и количественного состава комплексов фораминифер в зависимости от фациальной принадлежности к области так называемой "Иа" - лагуны, "К" - лагуны или прибрежно-морской, временами опресняющейся области бассейна, не наблюдается. Проследить распределение отдельных родов в зависимости от фациальной принадлежности вмещающих отложений на данном этапе исследований не представляется возможным.

Газовый режим

Наряду с соленостью, температурой, субстратом, наличие значительного содержания растворенного в воде кислорода или его отсутствия (при сероводородном заражении), сильно влияет на развитие, состав и численность микрофаунистических сообществ фораминифер.

нифер.

Газовый режим, как упоминалось выше, для древних водоемов установить непосредственно невозможно. Ранее, в главе I нами рассматривались методы его реконструкции, применяемые в настоящей работе. В данном разделе рассматривается связь окислительно-восстановительной обстановки в осадке, созданной в результате действия того или иного газового, и в какой-то мере гидродинамического режима, существовавшего в бассейне осадконакопления и состава комплекса фораминифер.

Как известно, для современных фораминифер, нормально аэрируемая среда, содержащая значительное количество кислорода, обеспечивает присутствие разнообразных по количеству родов и видов и богатых по численности комплексов бентосных фораминифер (Сандова, 1961, 1963; Щедрина, 1956; Басов, 1963; Левина, 1968; Бульникова, 1969; Джас, 1969, и др.).

По В.А.Басову, основной причиной отсутствия или малого количества в комплексе секретионных фораминифер (при прочих благоприятных условиях, в частности, солености), является не температурный, а неблагоприятный газовый режим. Он подразумевает под этим отсутствие достаточного интенсивного газообмена осадка со средой, насыщенной кислородом. При застойном режиме, возникавшем в глубоком море или мелкой изолированной части бассейна, куда не проникали морские течения и волны, создавшие постоянную циркуляцию воды и нормальный газообмен, возникают неблагоприятные условия для жизни секретионных фораминифер, даже при нормальной морской солености. Секретионные фораминиферы, как более высокоорганизованные, являются и более требовательными к среде обитания, чем агглютинировавшие. Так, преимущественное развитие в поздневожжском бассейне с нормальной соленостью в глубокой части моря на территории Хатангской впадины комплекса фораминифер с преобладающим количеством эврибионтных форм — *Amaliscus veteralis* Козырева — при полном отсутствии секретионных фораминифер В.А.Басов объясняет застойным характером бассейна, неблагоприятным газовым режимом.

Газовый режим поздневожжских и неокочжских бассейнов на территории Западно-Сибирской низменности определялся нами косвенно, через посредство реконструкции окислительно-восстановительной обстановки в осадке. По отношению к кислороду (степени насыщенности им среды жизнеобитания фораминифер) нами сделана попытка предварительно выделить несколько групп.

I группа. К этой группе, возможно, относятся представители примитивных семейства и родов, такие, как *Sacoasthina* и *Alibonina*, предпочитающие условия интенсивного газообмена, хорошей аэрации субстрата и придонных слоев воды (т.е. также, при которых в осадке создается субокислительная и слабовосстановительная обстановка). Распространена эта группа, как видно, в отдельных частях разреза нижнего готерива в Березовской I оп. окв. и на Усть-Балыкской площади. К этой же группе относятся и лещинкообразные плоулки трохашины, выделенные на указанных площадях М.Н. Родионовой, а также представители родов *Glossosiphia*, *Globulina*, *Lenticulina*, большинство маргулли, шарообразный *Neosyringoides*.

II группа. В нее входят фораминиферы, обнаруженные в породе, где по формам серы и железа определена преимущественно восстановительная и редковосстановительная обстановка в осадке, т.е. - условия бассейна со спокойным гидродинамическим режимом, где существовала богатая органическая жизнь, давшая после своей гибели большее количество S_{org} . Газовый режим, по-видимому, также был благоприятным, достаточно интенсивно происходила аэрация придонных вод в той верхней пленке осадка, где жили фораминиферы. Таким образом, восстановительная и редковосстановительная обстановка в осадке в данном случае может свидетельствовать, с одной стороны, о богатстве органической жизни (развивавшейся в благоприятных условиях, в том числе, по-видимому, и благоприятном газовом режиме), а с другой стороны, о несоответствии газового режима в придонном слое воды и верхней толще осадка в период жизни фораминифер и той окислительно-восстановительной обстановки, которая фиксируется в настоящее время по формам серы и железа. По-видимому, в таком случае, как уже упоминалось ранее, окислительно-восстановительный развал проходит ниже того придонного слоя, где обитали бентосные фораминиферы, и окислительно-восстановительная обстановка в осадке не отражает полного газового режима в среде их жизнеобитания (хотя, по-видимому, косвенно и свидетельствует о благоприятном газовом режиме), а позволяет судить лишь о геохимических условиях раннего докембрия в осадке. Как отмечают В.А. Дасов (1968), Л.А. Дигар (1969), Х.М. Салдова (1961) и др., хорошую аэрацию, богатую кислородом среду, т.е. нормальный газовый режим предпочитали оксидирующие фораминиферы. Из рассмотренных нами форм к этой группе, вероятно, следует отнести верхнепротерозойские виды, принадлежавшие к родам *Reinholdella*, *Nodosaria*, большинство маргулли. Из аттрактивных в эту группу, вероятно, входят представители большинства

за родов верхнеюрских *Ammodiscus*, *Ammobaculites*, рода *Bohagaeonella*, утолщенные *Marlorhynchoides*, воздушные *Trochammina*, большинство верхнеюрских и нижнемеловых рекурвоклессов и гаудринов. Так, например, в нижне-средневожских отложениях из разреза Игримской скв. 117 (инт. 1610-1617 м) разнообразный комплекс фораминифер (с преобладанием преимущественно секреторных форм) свидетельствует о нормальном газовом режиме, хотя, судя по соотношению форм и железа, в породе существовала восстановительная обстановка. Подобная картина наблюдается в одноврастных отложениях в Мало-Сообывиной скв. 412, в инт. 1571-1576 м. В то же время восстановительная и резко восстановительная обстановка в осадке может характеризовать и условия затрудненного газообмена на дне бассейна, где живут фораминиферы. В таком случае, выходяют, по-видимому, определенные виды, такие, как *Ammodiscus vegetatus* Кош., *Trochammina polinega* Дубровская и др. Если агглютинирующие фораминиферы встречаются в комплексе совместно со значительным или большим количеством секреторных форм, то следует предположить возможное обитание первых в условиях нормального газового режима. Если же секреторных фораминифер в комплексе нет или они единичны, а присутствуют в основном агглютинирующие формы и если при этом остальные факторы — соленость, температура — были благоприятными для их существования, то, вероятно, присутствующие в комплексе агглютинирующие фораминиферы относятся к тем формам, которые хорошо переносят недостаток кислорода. Так, в раннекофундское время в условиях затрудненного газообмена на Киченной площади (скв. 21, инт. 336-340 м) Е.А. Гофман определен комплекс фораминифер (довольно плохой сохранности, но многочисленный по количеству особей) с *Ammobaculites tobolskensis* Левина, *Rescurvoidea scherkaluyensis* Левина, *Marlorhynchoides carniformis* Данина, *Trochammina kusei* Таррапа, *Bohagaeonella paracoenica* Левина. Такая же обстановка была в поздневожском бассейне в районах Ваткинской площади (скв. 4, инт. 1710-1716 м), Владимирской (скв. 3, инт. 1655-1620 м), где фораминиферы представлены большим количеством экземпляров *Ammodiscus vegetatus* Кош. и *Ammodiscus gazrelowae* Кош. Содержание FeO в породе достигает 4,53%, что свидетельствует об интенсивности биологической жизни в бассейне и возможном сероводородном заражении придонных вод. В Берриасское время условия затрудненного снабжения кислородом, ненормального газового режима существовали на Владимирской площади (скв. 3, интервалы 1555-1559 и 1597-1601), на Березовской площади (скв. 1 оп., инт. 1290-1306 м,

обр.726); При различном содержании бора в породах (от $36 \cdot 10^{-4}\%$ до $90 \cdot 10^{-4}\%$) и высоком содержании S_{org} . (1,78-2,06%) комплекс представлен исключительно агглютинирующими формами, такими, как *Trochammina polymera* D u b r o v., *Resucvoides obakiensis* B o s a n o v., а также крупными халлофрагмонидеями - *Harplophragmoides infrascetaceus* M j a t l., *H.glandia* R o m a n o v a.

Таким образом, исходя из имеющегося в нашем распоряжении фактического материала, можно предварительно предположить, что все упомянутые выше виды агглютинирующих фораминифер, за исключением крупных халлофрагмонидеесов, по-видимому, чаще обитали в условиях бассейна со спокойными или слабоперемешивавшимися водами, с затрудненным доступом кислорода. Такая более частая встречаемость их в подобных бассейнах, возможно, объясняется тем, что эти виды предпочитали условия бассейна со спокойным гидродинамическим режимом (т.к. они редко встречаются в условиях слабовосстановительной обстановки, связанной с активным перемешиванием водных масс и осадка на дне бассейна), а недостаток кислорода, по-видимому, им не вредит.

Остальные, относящиеся ко II группе агглютинирующие виды, входящие в состав комплексов фораминифер вместе с секреторными формами, вероятно, требуют более благоприятного газового режима. В качестве примера можно привести комплекс фораминифер из нижне-средневолокских отложений по Мало-Сообвинской скв. 412 (инт.1571-1576 м) и Игринской скв. 117 (инт.1610-1617 м), где при восстановительной обстановке в осадке в составе комплекса вместе с секреторными формами и агглютинирующими, которые встречаются как в условиях восстановительной и резковосстановительной, так и слабовосстановительной обстановки в осадке, найдены представители вида *Ambocaulites harplophragmoides* F u z e t P o l., которые не встречены в условиях слабовосстановительной обстановки в осадке.

III группа. К этой группе относятся фораминиферы, встречающиеся в породах, образовавшихся в условиях субокислительной и слабовосстановительной обстановки в осадке, а также восстановительной и резковосстановительной, т.е., по-видимому, обитавшие как в спокойных водах, так и при активном гидродинамическом режиме, способствовавшем хорошему перемешиванию осадка.

Среди секреторных это сарцанарии, большинство маргинулины, лентякулы, а также нодозарии, реихолдальи. Все эти секреторные формы, по-видимому, предпочитали нормальное снабжение кислородом, причем, вероятно, могли жить и в условиях довольно активного

гидродинамического режима.

Среди атлантизирующих к III группе относятся: крупный *Harpor-
bragmoides*, некоторые представители родов *Recurvovoides*,
Ammonoculites, а также *Spirorilestamina*, *Gaudryina*, *Trochammina*
(за исключением, по-видимому, *T. polimera* D u b r.).

Намеченная разбивка фораминифер на группы является весьма приближенной. Для многих родов и видов вследствие ограниченности фактического материала отнесение к той или иной группе является сугубо предварительным, представляет первую попытку в этом направлении и требует дальнейшей проверки на обширном фактическом материале.

Тем не менее уже на данном этапе исследований можно сделать следующие выводы:

1) Секретионные фораминиферы, по-видимому, предпочитали условия бассейна с нормальным газовым режимом и более или менее свободным доступом кислорода.

2) Среди атлантизирующих одни чаще встречались в условиях бассейна с хорошим кислородным обменом, другие, по-видимому, хорошо переносили затрудненный газообмен, третьи встречались как при нормальной, так и при затрудненной аэрации среды их жизнеобитания. При анализе распределения атлантизирующих фораминифер, в связи с газовым режимом, следует учитывать наличие в комплексе секреторионных фораминифер.

3) Определение окислительно-восстановительной обстановки в осадке (совместно с анализом качественного и количественного состава комплекса фораминифер) позволит косвенно реконструировать не только газовый, но, по-видимому, в какой-то мере и гидродинамический режим бассейна.

Гидродинамический режим

На распределение фораминифер гидродинамический режим может оказать двойное действие. С одной стороны, повышенная активность гидродинамического режима (сильные течения, интенсивные волно-прибойные движения) создает слабую устойчивость грунта, происходят перетирание тонких, хрупких раковин фораминифер. Повышенная активность гидродинамического режима, даже при наличии других, благоприятных для жизнеобитания фораминифер факторов, приводит к обеднению комплексов фораминифер. Сравнение данных по нижнеготеривским отложениям Березовской и Усть-Балыкской площадей показало, что при прочих равных условиях (содержание бора в породе, одинако-

век окислительно-восстановительная обстановка в осадке) более богаты и разнообразные комплексы наблюдаются на Березовской площади (запад низменности), где по литологическим данным отмечается менее активный гидродинамический режим, чем на Усть-Балыкской площади (Среднее Приобье). С другой стороны, гидродинамический режим является одним из факторов, который определяет наличие той или иной окислительно-восстановительной обстановки в осадке. Если в бассейне создаются предпосылки для накопления массы органического вещества, то действительное его накопление и создание восстановительной или разквосстановительной обстановки в осадке может произойти лишь в спокойной среде. При усилении премешивании толщи воды и осадка, свободной циркуляции кислорода даже при первоначально большом количестве органического вещества происходит его окисление, в результате чего в осадке создается слабовосстановительная и окислительная обстановка. Таким образом, гидродинамический режим следует учитывать при интерпретации данных по содержанию форм серы и железа для воссоздания газового режима палеобассейна.

Температура

Температурный режим является одним из факторов, влияющих на развитие сообществ простейших. Однако, как показали исследования В.А.Басова (1969), Л.А.Дигас (1969) и В.М.Мазур, Е.А.Гофман и др. (1971), по-видимому, он не имеет первостепенного значения. Тем не менее, действие его определенным образом сказывается на потепление (при прочих благоприятных условиях) приводит к расцвету фауны. Особенно наглядно действие температурного фактора проявляется в позднеюрское время. Так, наблюдается уменьшение родового и видового разнообразия при значительном количестве экземпляров секреторных форм в южной части низменности. Наряду с некоторым уменьшением разнообразия агглютинирующих к северу в позднем окофорде-раннем кимеридже также отмечается их уменьшение, и изменение состава комплексов в различные века позднеюрской эпохи (максимум развития секреторных фораминифер в наиболее теплое - 21,4 - 21,8° ранне-средневолокское время).

Таким образом, на распределение позднеюрских и раннемеловых (берриаских, валанжинских и раннеготерийских) фораминифер Западно-Сибирского бассейна, по-видимому, основное влияние оказали солевой и газовый режимы бассейна, в меньшей степени - температурный. Не исключено, однако, что влияние других факторов на данном этапе исследований выдвигается еще недостаточно четко.

Г Л А В А IV

ОСОБЕННОСТИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ПОЗДНЕМРСКИХ И РАННЕМЕРСКИХ (БЕРРИАС-БАРРЕМСКИХ) БАССЕЙНАХ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Вопросы, связанные с восстановлением условий осадконакопления на территории северо-западных, западных и юго-западных областей Западно-Сибирской низменности, а также Среднего Приобья, рассматриваются во многих работах (Гурари, 1961; Гурова, Трушкова, 1969, 1971; Прозорович, Рудкевич, 1967; Саркисян, Корж и др., 1967; Гольберг, Маркова и др., 1968; Саркисян, Процветалова и др., 1972; Якович, 1972; Булыникова, Бредучан и др. 1972; Гурари, Микуленко и др., 1969, Колтына, 1970; Колтына и др., 1971; Карогодин, 1970; Зоян, Филиппа, 1971; Попова, 1971; Прозорович, 1972; Сорокина, Мазур, 1972 и др.).

Геохимические исследования в связи с выяснением палеогеографических особенностей производились И.А.Рудкевичем (1962), Б.А.Лебедевым (1966), А.В.Гольбергом (1968), И.Н.Ушатинским (1970), А.Н.Петровской и др. (1972), Гуровой и др. (1962), В.М.Мазур (1971), Г.В.Прозоровичем (1972) и др. В качестве геохимических показателей, характеризующих палеогидрохимию древних водоемов, применялись: величина восстановительной емкости (Рудкевич), отношение пиритного железа к органическому углероду (Гольберг), малые элементы (Лебедев, Мазур, Ушатинский), состав поглощенных катионов (Мазур, Ушатинский).

Основное внимание мы уделяем особенностям осадконакопления, выявленным на основании анализа содержания бора в породе, состава поглощенных катионов, характеристики окислительно-восстановительной обстановки в осадке (по формам серы и железа), с привлечением данных о распространении и изменении состава комплексов фораминифер по площади и по разрезу. Для характеристики некоторых типов разрезов по основным структурным элементам Западно-Сибирской плиты на рассматриваемой территории Западно-Сибирской низменности составлен ряд геолого-геохимических разрезов, где отражены основные геохимические показатели и состав комплексов фораминифер (см. рис.2, 18-20).

Позднеюрская эпоха

Нами рассматриваются условия осадконакопления, начиная со времени установления морского режима на большей части Западно-Сибирской низменности, которое произошло в начале верхней юры, в калловое, хотя по данным Ф.Г.Грари, К.Н.Микуленко и др. (1969), М.Д.Поплавской (1971), еще в конце средней юры в период накопления тименской свиты по отдельным прогнутым элементам рельефа море проникало в глубь низменности. Имевшиеся в нашем распоряжении отдельные определения бора ($65 \cdot 10^{-4}\%$) из отложений тименской свиты также подтверждают возможность таких временных локальных морских трансгрессий.

К е л л о в е й с к и й в е к. Из анализа распределения бора по площади (в пределах изучаемой территории Западно-Сибирской низменности) вытекает, что морские условия в это время существовали на севере, в районе Нового Порта, на отдельных площадях Шапского метавала (северо-западное его окончание, Даниловская пл.). К востоку на территории Красноленинского свода, также в течение калловейского времени существовал преимущественно морской бассейн ($B_{\text{ср.}} = 70 \cdot 10^{-4}\%$), но в отдельные периоды, по-видимому, происходило некоторое его опреснение - до слабого и значительного ($B = 40 - 54 \cdot 10^{-4}\%$). Слабоопресненный морской бассейн ($B = 48 - 50 \cdot 10^{-4}\%$) существовал в калловейское время на юго-западе низменности (Тюменская пл.), на территории Среднего Приобья, где временами, вероятно, происходило значительное опреснение (среднее содержание бора составляет $52 \cdot 10^{-4}\%$ при колебаниях $20 - 38 \cdot 10^{-4}\%$). В осевой части Шапс. м. метавала (Муртылья-Тетеревская группа неостороженский) также существовал опресненный бассейн. Состав поглощенных катионов (см. рис.3) свидетельствует о том, что осадконакопление происходило в основном, в условиях морского переменно-режимного, часто в полузамкнутых участках бассейна, в разной степени опреснявшихся. Калловейские отложения, относящиеся к нижней части марьяновской свиты на западе (северо-западное окончание Шапского метавала), образовались в нормально-морском бассейне ($B = 34 \cdot 10^{-4}\%$), а на юге (Тюменская пл.) - в слабоопресненном морском бассейне. Породы, относящиеся к низам абалаковской и васигской свит, в калловейское время в Среднем Приобье накапливались в условиях слабоопресненного морского бассейна и неустойчивого морского ре-

жина (среднее содержание бора $43 \cdot 10^{-4}\%$ и $50 \cdot 10^{-4}\%$, при колебаниях от $20-38 \cdot 10^{-4}\%$ до $58-70 \cdot 10^{-4}\%$), за исключением абалакской овиты на Красноленинском своде, где осадконакопление происходило в нормальноморском бассейне. Окислительно-восстановительная обстановка в осадке была преимущественно резковосстановительной (пл. Мульмя, Каменная, Елизаровская) и восстановительной (пл. Тутровская, Сальмская, Средне-Балннская), иногда слабовосстановительной (пл. Мелнионская, Комсомольская). В комплексах калловейских фораминифер на рассматриваемых площадях преобладают агглютинирующие виды (до 9-12 по сравнению с 5 секретионными). Разнообразие видов наблюдалось как при содержании бора, отвечающем условиям нормальной морской солености, так и при слабом опреснении ($B = 57 \cdot 10^{-4}\%$, возможно, преимущественно, звригалинные виды).

О к о ф о р д с к и й в е к. В оxfordское время произошло дальнейшее расширение морской трансгрессии - на отдельных участках (пл. Тутровская), на западе низменности слабоопресненный морской режим сменился нормальноморским с некоторыми периодами, по-видимому, кратковременного слабого опреснения (пл. Потанайская, Каменная, бор составляет $56 \cdot 10^{-4}\%$ - $65 \cdot 10^{-4}\%$, соответственно). В начале века нормальноморские условия сохранились на севере, в районе Нового Порта, на западе низменности, на территории большей части Березово-Игритского района (пл. Комсомольская, Шухтунгорская), на некоторых площадях Шамского мегавала и его обрамления (пл. Мортья-Тетеревская, Потанайская, Даниловская) и к востоку от него - на Красноленинском своде. Слабоопресненный морской бассейн в это время продолжал существовать на юго-западе (Тименская пл.) и в центре низменности - в Среднем Приобье (пл. Нижневартовская, Советская).

Во второй половине оxfordского века море, по-видимому, еще более расширяет свои границы. Данные по бору показывают, что нормальноморские условия наступили на юго-западе низменности (Тименская площадь, где в начале века еще сохранилось слабое опреснение), на западе Среднего Приобья (Сальмская площадь, $B=80-130 \cdot 10^{-4}\%$), продолжали существовать на западе - на Красноленинском своде и на участке бассейна в районе Тутровской и Даниловской площадей, на севере, в Новом Порту. В то же время на других изученных северных площадях - Шутинской и Воймарской - участки бассейна были, по-видимому, значительно опреснены - $B=35 \cdot 10^{-4}\%$ - $42 \cdot 10^{-4}\%$. В конце века в связи с происходящим опусканием

нием территории уменьшается влияние пресных вод в осевой части Павловского мегавала, что отразилось на повышении содержания бора в рассматриваемых породах по сравнению с келловейскими отложениями. Содержание бора в породах средней части марьяновской и асалакской свит (окофордская часть разреза) позволяет предположить, что накопление их происходило преимущественно в условиях южноморского солевого режима. Среднее содержание бора в породах нижнеабалакской подовиты составляет $93 \cdot 10^{-4}\%$.

Состав поглощенных катионов окофордского времени в целом (см. рис. 3) также свидетельствует о некотором относительном расширении площади морского бассейна по сравнению с келловеем.

Окислительно-восстановительная обстановка в осадке в раннем окофорде на западе низменности была преимущественно редокс-восстановительная (пл. Тутровская, Даниловская, Каменная), что (при наличии разнообразной донной фауны) свидетельствует о богатстве органической жизни и спокойном гидродинамическом режиме в период накопления осадков. На Тюменской площади зафиксирована слабовосстановительная обстановка, что, вероятно, связано с более мелким морем и активным гидродинамическим режимом. В позднем окофорде редокс-восстановительная и восстановительная обстановка в осадке отмечается на юге низменности (пл. Тюменская, Вяткинская) и в районе Салма, а на Даниловской и Тутровской площадях преобладает слабовосстановительная и субокислительная, что свидетельствует о хорошем газообмене.

Фораминиферы в раннем окофорде на западе низменности в тех участках окофордского бассейна, где солевой режим был благоприятным (пл. Комсомольская, Тухунгорская, Тутровская, Даниловская), представлены богато и разнообразно, а в периоды слабого опреснения морского бассейна уменьшается разнообразие видов, сокращается количество секретионных форм в комплексе.

В позднем окофорде комплекс фораминифер представлен преимущественно разнообразными видами (до 25 агглютинированных и до 25 секретионных). По данным В. И. Левинной (1963), во вторую половину позднего окофорда родовой и видовой состав фораминифер обновляется, и фауна имеет много общих черт с кизеридской.

Таким образом, как по геохимическим показателям, так и по изменению состава комплексов фораминифер во второй половине окофордского века отмечается расширение границ морского бассейна на северо-западе, западе и юго-западе низменности. Однако на этом фоне, вероятно, происходила активизация тектонических движений:

на отдельных участках, приводящая к местным перерывам в осадконакоплении (Ноплавская, 1971; Трушкова, 1971). В Среднем Приобье происходит опесчанывание разреза (верхневазгалская свита), на Сальмской пл. II по данным К.Ф.Тышковой (1971), на породы, датруемые (по форминиферам) низами позднего оофорда, непосредственно ложатся фаунистически охарактеризованные отложения кимериджского возраста.

К и м е р и д ж с к и й в е к. В первой половине века продолжалось расширение границ морского бассейна на северо-западе, в районе Липинской площади ($B=68 \cdot 10^{-4}\%$ по сравнению с $B=38 \cdot 10^{-4}\%$ в раннем оофорде). Море продолжало существовать на юго-западе низменности (пл.Тименская, Тобольская, Владмирская), на западе (большая часть Березово-Игримского района), востоке (на территории Красноленинского свода) и в центральной части низменности (в районе Ханты-Мансийска). Лишь в районе Сарышауля (Приполярный Урал) происходило слабое опреснение бассейна реками с Урала ($B=46-60 \cdot 10^{-4}\%$). В районе Войнарского выступа (север-северо-запад низменности) существовал значительно опресненный бассейн ($B=32-39 \cdot 10^{-4}\%$). Во второй половине кимериджского века, вероятно, судя по относительному уменьшению содержания бора в породе, на отдельных краевых участках бассейна, на западе и юго-западе низменности (пл.Комсомольская, Вяткинская) произошло слабое опреснение, усилившееся, по-видимому, к концу века, возможно, в связи с некоторым сокращением площади морского бассейна за счет подъема территории.

Содержание бора в породах марьяновской свиты (кимериджская часть разреза) свидетельствует о накоплении их в условиях нормальноморской солености на юго-западе низменности ($B=93 \cdot 10^{-4}\%$) и при слабом опреснении - на севере ($B=50 \cdot 10^{-4}\%$). Породы, относящиеся к верхней части абалакской свиты, отлагались в относительно более опресненном бассейне ($B=57 \cdot 10^{-4}\%$ по сравнению с нижнеабалакской подсвитой, где $B=93 \cdot 10^{-4}\%$). Анализ данных по составу поглощенных катионов (см. рис.5) в Березово-Игримской районе (точка 22), а также в центре низменности и на юго-западе (пл.Тименская, Тобольская, Владмирская, точка 50,203,27) свидетельствует о накоплении осадков, преимущественно в области морского бассейна, хотя в отдельные периоды, по-видимому, наступало кратковременное опреснение (точка 52). На территории Мульдянской площади к концу века, вероятно, произошла некоторая

неполная изоляция и опреснение участка бассейна - точка 72 лежит в области так называемой "Ба"-лагуны.

Опоясательно-восстановительная обстановка в осадке была в течение кимериджа преимущественно восстановительной и резко восстановительной и к концу века существенно не изменилась.

Благоприятные условия обитания в кимериджском веке, особенно в первой его половине, создавали предпосылки для развития фауны. Фораминиферы в это время в целом испытывают расцвет, комплекс их отличается богатством особей и разнообразием родового и видового состава. К концу кимериджа в связи с ухудшением условий обитания происходит изменение количественного и качественного состава комплекса фораминифер. Сметно уменьшаются по количеству особей, вплоть до полного исчезновения, многие формы, существовавшие на тех же участках бассейна в начале века; иногда массового развития достигает один вид, например, аммобакулигеса на Комсомольской площади. Отмечались (Поплавская, 1971) в начале века разнообразные аммониты с крупными раковинами, белемниты, пеллаципиды к концу века значительно сократились в количестве или исчезли (аммониты). В отложениях позднекимериджского возраста на Вяткинской площади встречены обильные остракоды.

На территории Среднего Приобья в кимериджский век происходило накопление пород георгиевской свиты. Единичные замеры бора свидетельствуют об имевшем здесь место слабоопресненном, участками значительно опресненном морском бассейне, что не противоречит данным Л.Я.Трушковой (1971) о возможных перерывах и разрывах на отдельных поднятиях Сургутского и Нижневартовского сводов.

В о л ж с к и й в е к. В ранне-средневожское время после некоторого окрашения площади морского бассейна в конце кимериджа в западной и юго-западной частях низменности, вероятно, вновь произошло увеличение территории, занятой морем. В это время нормальноморские условия, судя по содержанию бора (рис.25), существовали на западе низменности - на большей части Шамского мегавала, на некоторых блоадах Березово-Ирвинского района (Комсомольская, Сыктонсыбинская) и северо-западе низменности (Липицкий мегапрогиб). На юго-западе Западно-Сибирской низменности, на территории Владимирской площади также существовал нормальноморской бассейн, а на Вяткинской в рассматриваемое время отмечается более опресненный характер бассейна.

Состав поглощенных катионов (см.рис.5) свидетельствует о

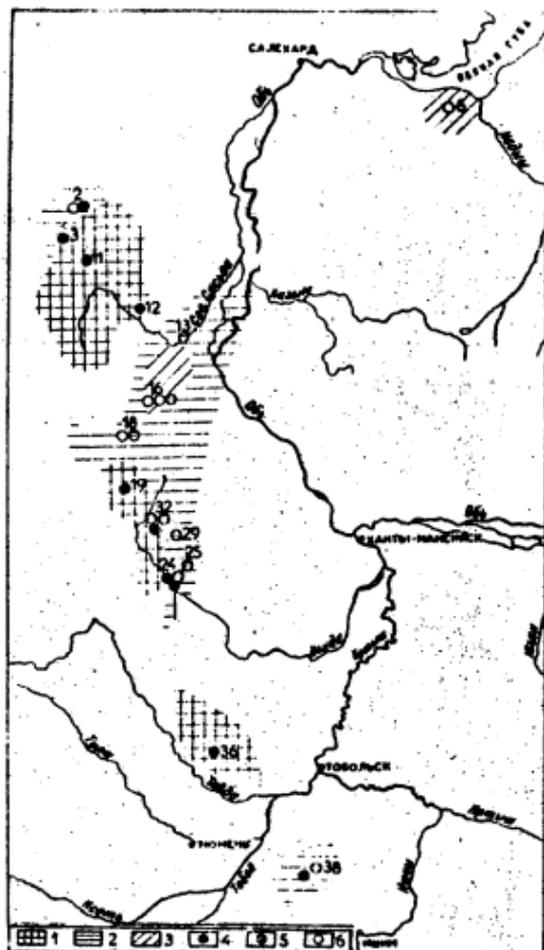


Рис. 25. Схема распределения палеосолености в раннесредневожском бассейне.

Показана преобладающая соленость в течение века:
 1 - морской бассейн с нормальной соленостью;
 2 - слабоопресненный морской бассейн; 3 - значительно опресненный бассейн. Содержание бора в породе:
 4 - $130-65 \cdot 10^{-4}\%$; 5 - $65-45 \cdot 10^{-4}\%$; 6 - $< 45 \cdot 10^{-4}\%$.

том, что гидрохимические условия на участке бассейна в районе Нового Порта (точка 3 с) отвечали нормальноморским, также и на некоторых площадях Шамского мегавала (точка 4 м). Чаще же (на западе и юго-западе низменности) — это условия морского бассейна с переменным режимом: Мало-Сооьвинская площадь (точка 7 м), Александровская и Моршаньинская (точки 73,76), Даниловская (точки 82, 81, 80), Владимирская (точка 49). На Вяткинской площади (точка 47) существовал опресненный участок бассейна.

Судя по соотношению форм серы и железа в породе, окислительно-восстановительная обстановка в осадке в это время была преимущественно восстановительной и резко восстановительной, в отдельные периоды — слабовосстановительной.

Анализ фораминифер ранне-средневожского возраста показывает, что наиболее богаты по количеству особей и разнообразию видов комплексы приурочены к участкам бассейна с нормальноморским режимом (пл. Мушаньинская, Моршаньинская, Даниловская, Комсомольская, Владимирская и др. — до 15-45 аттлютинидущих видов и до 8 секрещионных); реже они встречаются в условиях слабоопресненного морского бассейна. Увеличение содержания секретрионных форм в комплексе на юге низменности, возможно, связано с повышением температуры вод бассейна. По особенностям состава и обилию комплекса фораминифер, широкому развитию секретрионных форм. В.И. Левина (1968) предполагает расширение трансгрессии в это время, широкую связь морского бассейна с Русской платформой. По данным М.Д. Поплавской (1968, 1971), в средневожском море широко распространены аммониты, богато представлена фауна двустворчатых, брахиопод, гастропод. В то же время в ряде районов довольно часто встречается ихтиодетрит, листья, иногда пригиздрованные плоды растений, что является показателем близости глубин опресненного седиментационного бассейна.

К концу вожского века (рис. 26), вероятно, намечается ретрессия бассейна. На западе и юго-западе низменности происходит относительное опреснение тех участков, на территории которых в ранне-средневожское время существовал нормальноморской солевой режим (пл. Мушаньинская, Даниловская, Владимирская) или слабоопресненный морской солевой режим (пл. Вяткинская). Среднее содержание серы в Вяткинском районе составляет $50 \cdot 10^{-4}\%$, на юго-западе низменности — $48 \cdot 10^{-4}\%$ (при колебаниях от $31 \cdot 10^{-4}\%$ до $70 \cdot 10^{-4}\%$). В поздневожское время происходит резкое изменение состава комплекса фораминифер, выразившееся в преимущественном развитии одного вида — *Ammodiscus*

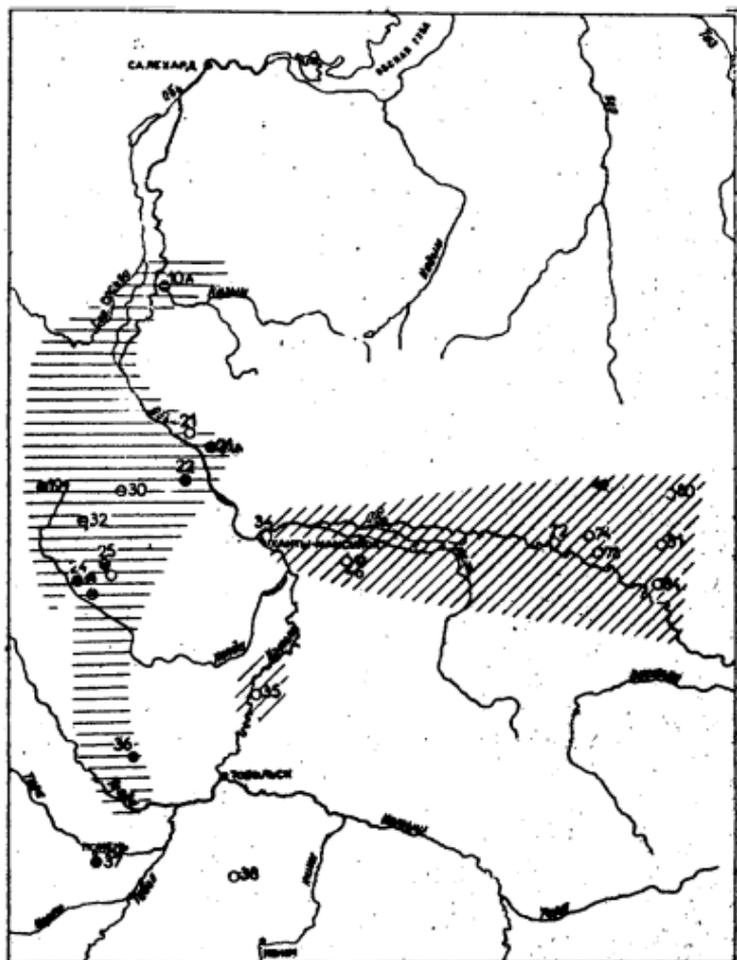


Рис.26. Схема распределения палеосолености в Поволжском бассейне. Условные обозначения на рис.1 и 25.

vegetanus К о в., полном исчезновении оксидационных форм, что, по мнению Ф.В. Цури (1972), связано с регрессией позднеловского бассейна и (по нашему мнению) с наступившим относительно его опреснением.

На территории Среднего Приобья в волжское время отлагались битуминозные толокнопученные аргиллиты, относимые к баженовской свите. В настоящее время эти отложения большинством геологов, работавших на территории Западно-Сибирской низменности, относятся к образованиям наиболее прогнутой глубоководной части морского бассейна (с сероводородным заражением морских вод), накопившихся в спокойной тектонической обстановке, в условиях некомпенсированного прогибания. По данным геохимических исследований (содержание бора и состав поглощенных катионов), образование битуминозных аргиллитов баженовской свиты происходило, вероятно, в условиях мелководного участка морского бассейна, значительно опресненного.

Преимущественное содержание бора в битуминозных аргиллитах баженовской свиты составляет менее $45 \cdot 10^{-4}\%$ (среднее значение - $30 \cdot 10^{-4}\%$, при колебании от $10-14 \cdot 10^{-4}\%$ до $45-60 \cdot 10^{-4}\%$ - по 22 замерам на 12 площадях Среднего Приобья), что при отсутствии факторов, влияющих на снижение его величины, свидетельствует, вероятно, об опресненном характере участка бассейна. Каких-либо закономерных изменений в содержании бора по разрезу баженовской свиты не наблюдается. Отдельные замеры бора, составляющие более $45 \cdot 10^{-4}\%$, чаще приурочены к западной части территории Среднего Приобья.

Данные по составу поглощенных катионов в аргиллитах баженовской свиты, на первый взгляд, не соответствуют с представлениями об опресненном характере бассейна в волжское время, т.к. состав поглощенных катионов указывает на его морской характер. Однако здесь может наблюдаться искажение истинной картины за счет диagenетических преобразований в связи с высоким содержанием органического вещества сапропелитового состава, преимущественно планктонного генезиса (C_{org} , в среднем составляет 10-14%, иногда - до 20%). Диagenез направлен на увеличение в составе поглощенных катионов щелочных элементов, особенно Na. Если учесть влияние диagenетических преобразований, то состав поглощенных катионов, вероятно, укажет на преобразование породы в бассейне, претерпевшем влияние пресных вод.

Волжский бассейн в период образования баженовской свиты на территории Среднего Приобья был, по-видимому, мелким, не более

40-60 м, на что указывает и обилие водорослеподобных зерен (до 99%, в среднем 68-90%, частые остатки светлосливых водорослей типа бурых, рода *Lamilarites*). На небольшой глубине свидетельствует о наличии кокколитофоридов, которые местами являются породообразующим элементом. Оптимальное развитие их обычно наблюдается в теплых водах на глубине 20-80 м.

Литологический состав пород баженовской свиты также не противоречит нашим выводам. Присутствие ромбидров доломита и многочисленных включений пирита в битуминозных аргиллитах баженовской свиты не исключает опресненного характера бассейна седиментации. Образование этих минералов может происходить при определенных условиях и в мелких слабосоленых водоемах (Родимова и др., 1960). Тонкоотмученные черные битуминозные аргиллиты, имеющие сходство с глубоководными осадками, по мнению Л.Е. Рухина (1959), могут образовываться и в мелких водоемах при пологом рельефе дна, сохраняя в этих условиях свой облик в пределах обширных площадей. Образование тонкозернистых осадков, таким образом, связано не столько с глубиной, сколько с меньшей подвижностью вод; повышенная битуминозность их - функция не глубины, а затрудненного газообмена (Рухин, 1959; Вебер, Горюкая и др., 1960; Петерсон, Хайт, 1972).

Характер фаунистических остатков также не противоречит предположению об опреснении данного участка бассейна седиментации, так как свободно плавающие аммониты, радиолярии, двусторонние или раковины могли быть перенесены в прижизненном состоянии или после их гибели на этот участок водоема из мест обитания. Раковины головоногих моллюсков, как показали наблюдения Р.А. Реймента (1961) над раковинами современных наутилусов и моделими раковин древних головоногих, способны переноситься на большие расстояния. Облик и характер захоронения фауны редких мелких аммонитов, чаще встречаемых в виде отпечатков, пелешюид рода *Ancella* с вдавненными друг в друга створками, сильно пригнетизированными, захороненными параллельно напластованию, свидетельствует, по мнению М.Д. Нолла (1971), о неблагоприятных условиях обитания, о мелководности бассейна, возможно, заросшего водорослями. Весьма характерным для бассейна, существовавшего в период формирования аргиллитов баженовской свиты, является отсутствие донной фауны, в частности фораминифер, комплексов *Ammodiscus* ветвисторочно распространяемого в разновозрастных породах по окраинам низменности, там, где содержание бора в породе свидетельствует о менее опресненном характере

бассейна. Вряд ли отсутствие комплекса с *Ammodiscus veterinus* можно объяснить только сероводородным заражением придонных вод. По наблюдениям В.А. Басова (1968), в Хатангской впадине, на севере Средней Сибири, представители этого вида в поздневожское время выдерживали в условиях востойного режима резкое кислородное голодание. Судя по литологическим особенностям пород тутлейвской свиты и по повышенному содержанию в ней S_{org} (до 4-5%), вероятно, она также накапливалась в условиях сероводородного заражения, однако в породах тутлейвской свиты встречается *A. veterinus* К о в. Таким образом, отсутствие бентосной фауны фораминифер на территории распространения баженовской свиты, по нашему мнению, вероятно, связано не с большей глубиной бассейна и не с сероводородным заражением придонных вод, а скорее - со значительно опресненным характером водоема.

Литологически породы верхневожского возраста, объединенные в различные свиты на территории Среднего Приобья и западных районов низменности, по существу, очень сходны и отличаются друг от друга лишь степенью битуминозности. Такое сходство легко объяснить, исходя из условий их образования. Снос в поздневожский бассейн происходил с сильно переделенной суши, а преобладание в это время в области денудации химического выветривания предопределило между размерность частиц, преимущественный глинистый снос материала. Своеобразие обстановки в бассейне создало определенные условия, что отразилось на образовании осадка разной степени битуминозности.

Исходя из комплексного анализа геохимических, палеонтологических и геологических "зрых условий" осадконакопления битуминозных аргиллитов баженовской свиты можно представить себе следующий образ.

В конце кимериджского, начале вожского веков на всей территории Западно-Сибирской низменности произошло возмание, отразившееся в отсутствии или возможном разрыве отложений этого возраста на большей части низменности, в частности, на территории Среднего Приобья, где также не встречены фаунистически охарактеризованные отложения позднекимеридж - ранневожского возраста. Перерыв в конце кимериджа отмечается рядом исследователей (Тружкова, 1969, 1971; Гурари и др., 1969, Ясевич, 1972). В последующее затем средневожское время западная, юго-западная и южная части низменности вновь опустылились; тем отлагались осадки нормальноморского бассейна, что подтверждается и данными по бору (среднее значение $B=65-91 \cdot 10^{-4}\%$).

В бассейне обитала многочисленная и разнообразная фауна аммонитов, пелеципод, фораминифер. Область же Среднего Приобья, вероятно, оставалась приподнятой. Микрофауна ранне-средневожского возраста также не обнаружена. В поздневожское время, видимо, вновь происходит некоторое поднятие Западно-Сибирской изгибности и сокращение акватории морского бассейна. На регрессивный характер обмелевшего, утратившего режим открытого моря, ставшего более изолированным бассейна указывает, по мнению Ф.С.Путря (1972), и анализ микрофаунистических комплексов фораминифер, представленных в поздневожское время очень однообразными агглютинирующими, относительно примитивными формами, в большом количестве экземпляров, в то время как секреторные фораминиферы, более требовательные к биологическим условиям, полностью исчезли. Сокращение и однообразие комплекса характерно именно для регрессивной стадии развития бассейна (Раузер-Черноусова, 1949, 1953; Путря, 1972).

С опереждавшее регрессию поднятие, вероятно, привело на территории Среднего Приобья к образованию очень мелкого участка бассейна, который, возможно, продолжал существовать на этой территории (особенно в ее восточной части) какое-то время и позже, в самом начале берриаса (Локосовский, пл., В=42·10⁻⁴). Опреснение обширного мелководного бассейна на территории Среднего Приобья, вероятно, происходило за счет речного стока, возможно, с восточного или юго-восточного обрамления низменности. Мелководность бассейна способствовала опреснению громадной территории. Не исключается также возможность опреснения этого мелководного участка бассейна за счет обильных атмосферных осадков, которые, вероятно, имели место в обстановке теплого гумидного климата в вожское время. Отдельные единичные замеры бора выше 45·10⁻⁴, приуроченные к различным частям разреза баженовской свиты на некоторых площадях Самынского куполовидного воднятия, и в северной части Нижневартовского свода (Северо-Варьеганская св.27), свидетельствуют о том, что опреснение, по-видимому, было неравномерным.

Таким образом, комплекс геологических, литологических, палеонтологических и геохимических данных позволяет, по нашему мнению, предварительно предположить на данном этапе исследований, что образование битуминозных аргиллитов баженовской свиты произошло в условиях мелководного, значительно опресненного участка бассейна.

Ранне меловая эпоха

(Берриас-баррем)

Более подробно нами рассматриваются особенности осадконакопления в основном в берриасское и раннеготеривское время, т.к. отложения берриаса и раннего готерива наиболее полно охарактеризованы геохимическими и палеонтологическими данными. В соответствии с имеющимся фактическим материалом рассматриваются особенности осадконакопления в берриасское время на юго-западных площадях Западно-Сибирской низменности и в Среднем Приобье, в валанжиянокое - в Среднем Приобье, в раннеготеривское - в Среднем Приобье и на Березовской площади (западная часть низменности) и в позднеготеривское - барремское время - в Среднем Приобье.

Берриасский век. На юго-западе низменности нормальноморские условия существовали на участке бассейна на территории Вяткинской площади (св.4, лит.1716-1651 м, содержание бора преимущественно $80-100 \cdot 10^{-4}\%$) и в отдельные периоды на Тюменской площади, а на территории Владимирской площади, видимо, имело место слабое опреснение ($B=43-65 \cdot 10^{-3}\%$, рю.27). Эти выводы подтверждаются данными по составу поглощенных катионов (см. рю.6) - положением точек 45 и 206 (Вяткинская пл.) на генетической диаграмме вблизи морской области, в то время как положение точки 201 (Владимирская пл.) свидетельствует об отклонении солевого режима от нормальноморского.

Окислительно-восстановительная обстановка в осадке в берриасское время была преимущественно восстановительной, редко-слабовосстановительной, как в отдельные периоды берриасского века - на Вяткинской пл.

Комплекс фораминифер, по данным К.Ф.Родионовой, в разрезах Вяткинской площади (см. рю.2) богат и разнообразен, преобладают агглютинирующие формы с крупной раковинкой. Из секреторных почти во всех образцах встречаются единичные, но разнообразные лагениды, иногда глобулины, изредка - райнхолделлы. При снижении содержания бора до $64 \cdot 10^{-4}\%$ (обр.754) в комплексе отмечены лишь единичные халифрагмониды. Также довольно разнообразны комплексы и на Тюменской площади. На Владимирской площади состав комплекса однообразный, представлен преимущественно крупными,

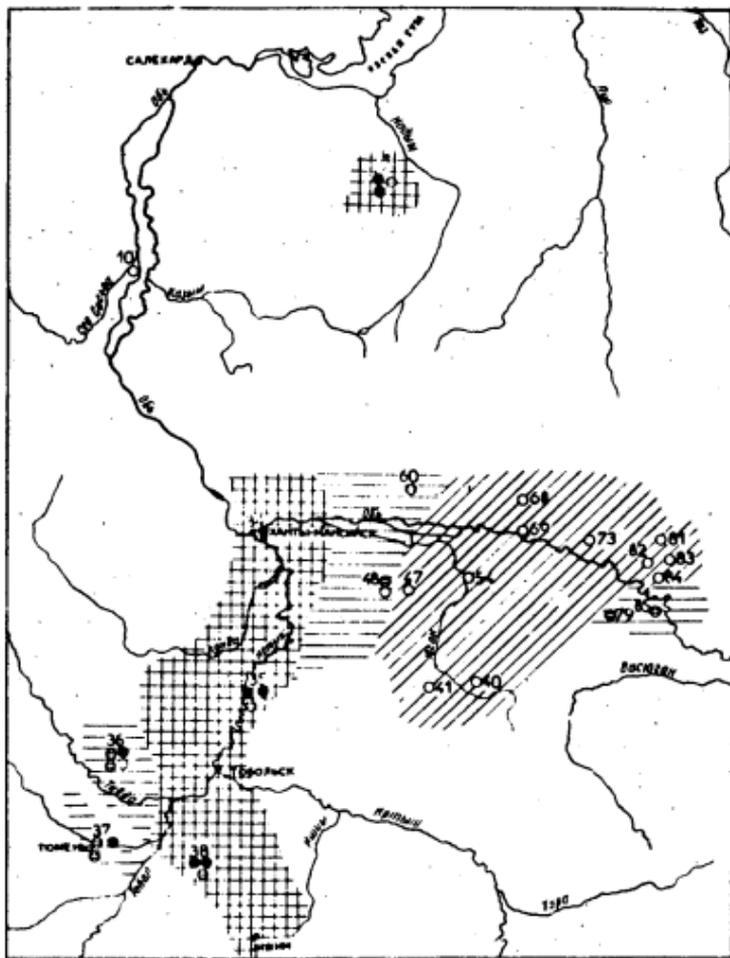


Рис. 27. Схема распределения палеосолености в бердюзжском бассейне. Головные обозначения на рис. 1 и 25.

толстостенными каллобразмодесами и рекурводдесами: гаудрины, широко распространенные на Вяткинской площади, здесь отсутствуют.

К концу берриасского века (возможно, берриао-валаанжина, по данным Родионовой), на юго-западе низменности, вероятно, происходило некоторое опреснение, отразившееся в уменьшении содержания бора вверх по разрезу Вяткинской св. 4 до $64-52 \cdot 10^{-4}\%$, что подтверждается и положением точек 205, 204 на диаграмме поглощенного комплекса в области "Na" - лагуны (см. рис. 6)*. На территории Среднего Приобья в берриасское время (кровля берриаса, как уже отмечалось, проводится по кровле ачимовской толщи) наиболее опресненный участок бассейна существовал на территории Александровского ($B=38 \cdot 10^{-4}\%$) и Нижневартовского ($B=41 \cdot 10^{-4}\%$) сводов, и к западу от них влияние пресных вод уменьшилось, и осадконакопление происходило, преимущественно, в условиях слабоопресненного морского бассейна (Сургутский свод, $B=45 \cdot 10^{-4}\%$). Средние величины бора в берриасских отложениях Среднего Приобья значительно ниже, чем те, которые отмечаются в однообразных отложениях на юго-западе низменности. Данные по составу поглощенных катионов (см. рис. 6) на Сургутском своде свидетельствуют об осадконакоплении либо в условиях значительного опреснения, либо в прибрежной части бассейна с переменным режимом. Осадконакопление в Среднем Приобье в рассматриваемое время происходило, преимущественно, в условиях слабовосстановительной обстановки в осадке. Характер распределения фауны контролировался соевым режимом бассейна. На Нижневартовском своде морские отложения замечаются прибрежно-мелководными, возможно, лагунными. Обеднение комплекса и скудость фауны фораминифер, плохая сохранность фораминифер, а также спор и пыльцы, наличие в препаратах крупных обугленных растительных тканей - все это указывает на прибрежный характер бассейна.

В алаанжинский век. Присутствие отложений валаанжина в Среднем Приобье является спорным; его возрастные границы, как уже отмечалось выше, неясны. Согласно существующей стратиграфической схеме, с учетом данных К.Ф. Родионовой и Е.М. Мочаловой (1971), в Среднем Приобье валаанжином датированы отложения, относящиеся к части разреза от кровли ачимовской толщи до подошвы чеускинской пачки и ее аналогов на Нижневартовском и Александровском сво. к.

* Не исключено, впрочем, как это было показано ранее, что в данном случае имели место диagenетические преобразования пористых вод, оказавшие влияние на состав поглощенных катионов.

В ранневалайкинское время осадконакопление на территории Сургутского свода происходило так же, как и в Берриасе, преимущественно в условиях слабоопресненного морского бассейна, но относительная степень опреснения в валайкине была выше ($B=48 \cdot 10^{-4}\%$), что характеризует соленость бассейна, приближающегося к условиям значительного опреснения. Не исключается, однако, что в отдельные периоды в валайкине устанавливались условия, близкие к нормальноморским, что подтверждается и составом поглощенных катионов.

К востоку от Сургутского свода на Нижневартовском и Александровском сводах существовали еще более опресненные участки бассейна ($B=40 \cdot 10^{-4}\%$), где значительное опреснение сказалось на обеднении комплекса фораминифер или проявилось в их полном отсутствии.

Р а н н и й г о т е р и в. В первой половине века условия наиболее близкие к нормальноморским существовали в западной, наиболее погруженной части низменности (Березовская площадь). В отдельные отрезки времени происходило то слабое, то значительное опреснение этого участка бассейна (рис.28). Судя по тому, что обстановка в бассейне была то слабосостановительной, то восстановительной, кислородный обмен осадка со средой происходил с разной степенью интенсивности. Качественный и количественный состав комплекса фораминифер, по данным К.Ф.Родионовой, изменялся в соответствии с изменением солевого и газового режима бассейна. В Среднем Приобье, где к раннему готериву относятся отложения, выделенные в составе нижней части вартовской свиты (нижневартовская подсвита, куда входят нефтеносные пласты группы "Б"), наиболее опресненный участок бассейна сохранился, начиная с Берриаса, на территории Нижневартовского и Александровского сводов, а западнее их Сургутском своде для раннего готерива отмечаются условия менее опресненного морского бассейна. В отдельные отрезки раннеготеривского времени солевой режим бассейна влево претерпевал значительные колебания. Наиболее приближаясь к морским условиям бассейна в период образования отложений чаускинской и пимской чашек (рис.29). Нижнеготеривская часть разреза Сургутского свода по сравнению с Нижневартовским в общем виде в большей степени охарактеризована фауной фораминифер. В разрезах Сургутского свода наиболее охарактеризованы микрофауной (определения К.Ф.Родионовой) и геохимическими данными (определения

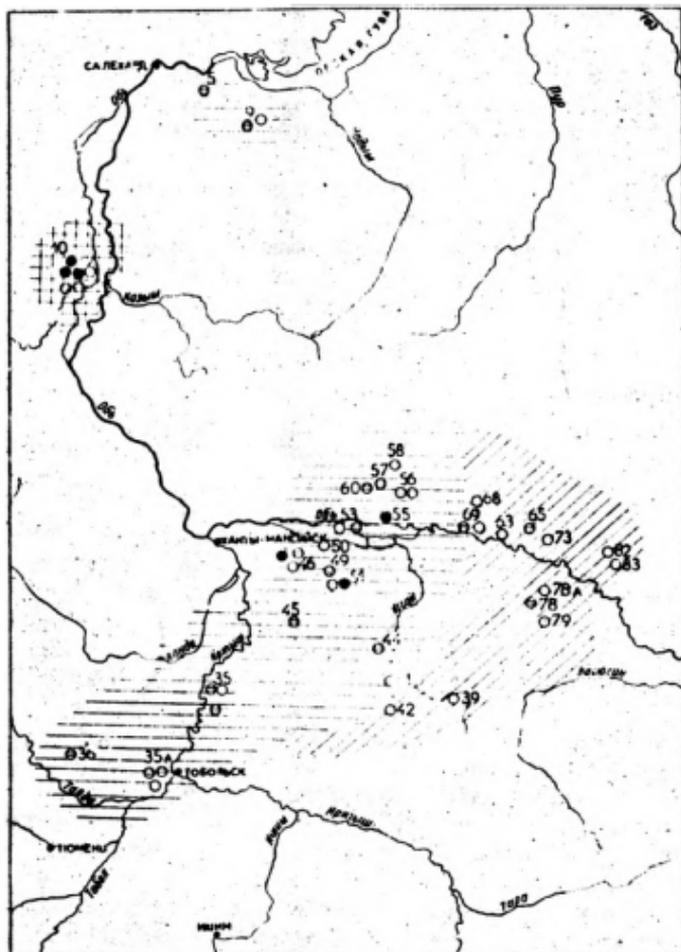


Рис. 28. Схема распределения палеосолености в раннетерциарном бассейне. Условные обозначения на рис. I и 25.

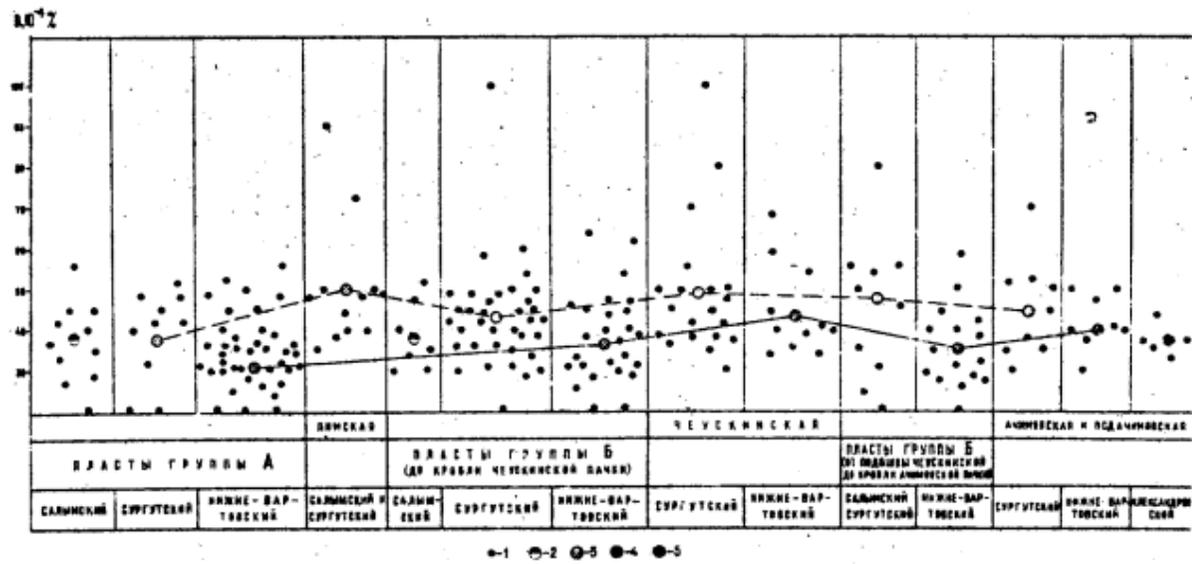


Рис.29. Распределение бора в глинистых породах нижнемелового возраста (Широтно-Приобье):
 1 - единичные замеры бора по скважинам. Среднеарифметические значения бора: 2 - Салымский район; 3 - Сургутский район; 4 - Нижневартовский район; 5 - Александровский район.

бора) территориально Усть-Балыкская площадь, а по возрасту - отложения низов пшмокой пачки и глинистые покрывки над песчаными пластами BC_8 и BC_6 , в меньшей степени - чеускинская пачка.

Анализ данных по составу поглощенных катионов в Среднем Приобье показывает, что глинистая часть разреза, заключенная между подошвой чеускинской и кровлей ашмоковой пачек, образовалась в условиях, относительно наиболее приближенных к морскому солевому режиму (точки: 9_B , 10_B , $6I$, 34). Чеускинская пачка также образовалась в условиях бассейна, близкого к нормальноморскому, но здесь чаще встречались отклонения в сторону переменного режима (точки: 270 , 231). Глинистая покрывка и глинистые прослоки в части разреза между чеускинской и шмокой пачками на Сургутском своде и их аналоги на Нижневартовском отлагались в условиях мелкой прибрежной части моря, с переменным режимом, а в некоторых случаях (точки 63 , 55) в значительно опресненном участке водоема. В целом, точки, характеризующие эту часть разреза, более удалены от морской области, чем вышеописанные. Пшмокая пачка представлена небольшим количеством образцов, тем не менее, на диаграмме видно, что образование ее происходило как в условиях нормального морского бассейна или близких к нему (точки: 288 , 5_B), так и в условиях переменного режима, в прибрежной части моря (точки: 275 , 272). Из сравнительного анализа данных по составу поглощенных катионов (см. рис. 7, 8) в разновозрастных раннеготеривских отложениях на Березовской площади и площадях Сургутского свода видно, что в целом, точки, соответствующие Березовскому разрезу, расположены ближе к морской области, чем точки, характеризующие разновозрастные отложения Сургутского свода.

Более благоприятный солевой режим, имевший место в раннем готериве на участке бассейна на Березовской площади (по сравнению с территорией Среднего Приобья вообще, и Сургутского свода в частности), что отмечается как по содержанию бора, так и по составу поглощенных катионов, способствовал, вероятно, относительно большому разнообразию и богатству комплексов фораминифер на Березовской площади.

Поздний готерив-баррем. Отложения этого временного интервала соответствуют части разреза, отвечающей верхам вартовской свиты - верхневартовской подсвите, в которой выделяются нефтегазоносные пласты группы "А". В течение позднего готерива-баррема осадконакопление на всей территории Среднего

Прибыль происходила в условиях значительно или сильно опресненных водоемов, причем, сильное опреснение продвинулось к западу и захватило участок Сургутского свода (среднее значение бора на Нижневартовском своде составляет $30 \cdot 10^{-4}\%$, на Сургутском — $40 \cdot 10^{-4}\%$). Изменение солевого режима в сторону опреснения от раннего готерива к позднему готериву—баррему подтверждается составом поглощенного големкоа в отложенных верхневартовской подовиты, которые были значительно удалены от морской области и образовались в условиях относительно более опресненного бассейна, чем отложения нижневартовской подовиты, и очень редкой встречаемостью фораминифер (при их плохой сохранности, развитии специфических родов или видов, представленных массовым числом особей), а также полным отсутствием фуды, особенно на востоке рассматриваемой территории.

Таким образом, особенности распределения бора и состава поглощенных катионов, а также характер распределения фуды в берриасо-готеривское время на рассматриваемой территории позволяют сделать следующие выводы.

1. В Среднем Прибыле на фоне общей регрессии бассейна от берриаса к готериву—баррему осадконакопление происходило в условиях слабого и значительного опреснения, но в то же время отмечались периоды временной трансгрессии, связанной с опусканием территории (время накопления чеускинской и широкой пачек на Сургутском своде и их аналогов на Нижневартовском, отдельные периоды в течение накопления пластов группы "А" на Салдымском своде и т.д.). Большая степень опресненности бассейна на территории Нижневартовского свода по сравнению с Сургутским на протяжении всего времени накопления берриасо-готеривских осадков, вероятно, может быть связана как с возможным приближением этого участка к источникам сноса, причем для Сургутского и Нижневартовского сводов могли существовать различные источники сноса, а на Нижневартовский свод особое влияние мог оказывать близкий северный источник сноса (по Гурову, 1961; Гуровой и др., 1962), так и с относительно большей приподнятостью восточной части Среднего Прибыля.

2. Из сравнения геохимических и палеонтологических данных по юго-западным районам низменности (пл. Вяткинокал, Владычирокая, Тменская), центральным (Среднее Прибылье) и северо-западным (Березовская площадь) видно, что берриасские отложения на юго-западе низменности накапливались преимущественно в условиях нормальноморского бассейна, в то время как в районе Среднего Прибыля

и, вероятно, Березовской площади морской бассейн был значительно более опресненным. Но уже в верхах берриас-валанжинского разреза на юго-западе началось некоторое опреснение, по-видимому, в связи с поднятием этой части территории и регрессии морского бассейна, продолжавшейся затем в готериве. На Березовской площади морской бассейн существовал и в раннем готериве, причем, по-видимому, в течение гораздо более длительного времени, по сравнению со Средним Приобьем, хотя и здесь имели место кратковременные периоды сильного опреснения, что связано с тектоническими подвижками, носящими, вероятно, региональный характер. Однако, как свидетельствуют геохимические данные и анализ фауны фораминифер, участок бассейна в готеривское время на территории Березовской площади в целом был менее опреснен, чем на территории Среднего Приобья. Все эти данные свидетельствуют о несколько различных путях геологического развития районов Западно-Сибирской низменности в течение рассматриваемого периода и хорошо согласуются с выводами А.В. Гольберта (1968) об особенностях геологического развития различных частей низменности, начиная с берриаса и кончая готерив-барремом: наиболее ранним проявлением регрессии на юге низменности (уже в низях валанжина), последовательным сокращением морской акватории, перемещением береговой линии с востока на запад, приближением зоны максимальных глубин бассейна в готериве к Уралу.

Геохимические исследования позволили также выявить или уточнить некоторые фациальные особенности нефтегазоносных толщ и покрышек в поздней пре и неоконе, что может быть использовано при оценке коллекторских и экранизирующих свойств пород, характере распространения нефтегазоносных толщ и покрышек, характеристике исходного органического вещества (нефтепроизводящие комплексы), прогнозировании размещения нефтяных и газовых залежей.

Образование покрышек нефтегазоносных пластов в Среднем Приобье — чеускинской и пимской пачек на территории Сургутского свода — происходило в условиях слабоопресненного морского бассейна в условиях относительно наиболее приближенных к морским, а их аналогов на территории Нижневартовского свода — в условиях значительного опреснения. Пимская пачка, судя по содержанию бора и составу поглощенных катионов на территории своего распространения, неоднородна по генезису. Предлагается иное толкование условий образования бажановской свиты, являющейся покрышкой для пласта D₁, который, по нашим данным, отлагался на территории Среднего Приобья в мелководном бассейне, в основном, в условиях значитель-

ного опреснения. По данным содержания бора и состава поглощенных катионов уточнены условия образования марьяновской и абалакской свит. Для пород, входящих в состав поглощенных катионов, уточнены условия образования марьяновской и абалакской свит. Породы, входящие в состав марьяновской свиты, образовались в различных по солевому режиму участках повднепрского бассейна. То же частично отмечается и для абалакской свиты. Нефтеносные пласты группы "Б" и их глинистые покрывки (нижневартовская подсвита) на территории Сургутского свода образовались в основном, в слабоопресненном морском бассейне, а на территории Нижневартовского и Александровского сводов - в условиях значительного опреснения. Нефтеносные пласты группы "А" и их покрывки (верхневартовская подсвита) на территории всей изученной территории Среднего Приобья накапливались при сильном или значительном опреснении. По содержанию бора в породе, составу поглощенных катионов и изменению комплекса фореминайдер для Среднего Приобья отмечается увеличение степени опреснения бассейна от раннеготерийского (нижневартовская подсвита, пласты группы "Б") к позднеготерийско-сарремскому (верхневартовская подсвита, пласты группы "А") времени.

По относительному уменьшению содержания бора предполагается, что на площади южной и юго-западной части Сургутского свода (Сальмовская I свт., Средне-Гальская 66 свт., Западно-Сургутская 44 свт., В=20; 31; 34·10⁻⁴%, соответственно) в период образования пласта Б₁₀₋₁₂ существовал значительно более опресненный участок бассейна по сравнению с другими участками Сургутского и Нижневартовского сводов, что объясняется возможным подъемом территории.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате анализа извлекаемого фактического материала можно сделать следующие выводы:

1. Детальное изучение содержания бора и поглощенного комплекса катионов в отложениях кри и мела изученных регионов позволило установить относительное изменение солевого режима мезозойского бассейна на отдельных этапах его развития. В связи с этим выделены стеногаллины (представители родов *Stenogalleria*, *Marginula*, некоторые виды рода *Lenticulina* и др.) и эвригаллины (некоторые виды родов *Zagacerasia*, *Trochammina*, *Globulina* и др.) как комплексы организмов в составе позднеюрских и раннемеловых фораминифер Западной Сибири.

Установлено, что на распределение позднеюрских и раннемеловых фораминифер Западно-Сибирского бассейна, по-видимому, основное влияние оказывали солевой и газовый режим бассейна, в меньшей степени - температурный.

2. По результатам изучения состава углерода карбонатов (по тяжелым изотопам углерода C^{13}), отношения MgO/MgO и формы серы и железа в осадке выявлено, что карбонаты, характеризующие положительной величиной δC^{13} , осаждались в бассейне с хорошей аэрацией.

3. Впервые по соотношению изотопов O^{18}/O^{16} в кальцитах ростров белемнитов установлены абсолютные значения палеотемператур меловых бассейнов юго-восточного окончания Большого Кавказа. Предварительный анализ полученных данных позволяет говорить о смене сравнительно теплого берриас-барремского времени температурным минимумом в аптском веке. Минимум температур в позднем мелу падает на границу между кочпаном и маастрихтом. Некоторое повышение температуры в позднем маастрихте, по сравнению с ранним маастрихтом, устанавливается для территории юго-восточного окончания Большого Кавказа, хорошо соотносится с данными по другим регионам альпийской зоны юга СССР.

Определение температур по Ca/Mg отношению в карбонатах ростров позднеюрских белемнитов Западно-Сибирской низменности показало, что максимальные значения температур, равные $21,4-21,8^{\circ}C$, на территории Западной Сибири отмечаются в ранне-предневолокское время. Минимум температур ($14,5^{\circ}C$) отмечается в позднемеловое время. Еще более низкая температура установлена в рострах белемнитов неокомских бассейнов. Так, в берриасе - $14,4^{\circ}C$, а в ранневолокское время - $10,2^{\circ}C$.

4. Сопоставление химического элементного состава ростров меловых белемнитов Азербайджана позволило установить неодинаковое содержание одного и того же элемента как в пределах различных видов и родов, отобранных из одного и того же слоя, так и одинаковых видов, обитавших в разных участках бассейна. Установлен генетический контроль в концентрировании микроэлементов меловыми белемнитами на уровне семейства. В частности, белемнителлиды по сравнению с белемнитидами наиболее чувствительны к алюминиевой обмену. Также различие выявлено также в отношении содержания железа, магния, марганца и др. элементов между видами и родами этих двух семейств. Индивиды, имеющие сравнительно короткий жизненный цикл, обладают сравнительно меньшим содержанием железа. Юные же особи, наоборот, характеризуются несколько повышенной концентрацией марганца и цинка.

5. Сравнительный анализ химического элементного состава различных участков ростров показал, что высокое количественное содержание железа, никеля, меди, марганца, цинка и кремния обычно характерно для приальвеолярных частей ростров.

6. Установлено, что, в целом, химический элементарный состав меловых белемнитов (в пределах изученных элементов) соответствует прижизненному их содержанию.

7. Комплекс геологических, литологических, палеонтологических и геохимических данных позволяет в определенной мере восстановить палеоэпидральные условия осадконакопления в позднемеловых и раннемеловых бассейнах Западной Сибири. Указанное может быть с успехом использовано при оценке коллекторских и «экранирующих» свойств пород, характеристике исходного органического вещества (процессоразводящие комплексы) и прогнозировании размещения нефтяны и газопыи залежей.

ЛИТЕРАТУРА

Алиев М.М., Гофман Е.А., Дубровская Е.Н., Зильцова Н.Н., Мазур В.М. и др. Стратиграфия меловых и прских отложений Западно-Сибирской низменности. Окончательный отчет. Фонды ИГиРТИ, М., 1968.

Алиев М.М., Мазур В.М. Газовый режим как один из экологических факторов жизнеобитания бентосных фораминифер (на примере позднеюрских и раннемеловых бассейнов Западно-Сибирской низменности). "Изв. АН Азерб. ССР, серия наук о Земле", 1974, № 3.

Алиев М.М., Гофман Е.А., Мазур В.М., Родионова М.К. Распределение некоторых родов и видов бентосных фораминифер в условиях различной солености. "Изв. АН СССР, серия геол.", 1975, № 12.

Алиева Л.И. Палеоэкологическая характеристика моллюсковой фауны акчагыльского яруса Западного Азербайджана. Автореф. канд. дисс. Баку, 1972.

Али-Заде Ак.А. Меловые белемниты Азербайджана. М., "Недра", 1972.

Али-Заде Ак.А., Алиев С.А. Изотопные палеотемпературы алтских бассейнов юго-восточного Кавказа. "Теххимия", 1975, № 10.

Акульшина Е.П. Вещественный состав глинистой части пород палеозоя Сибирской и Русской платформ и его эволюция. М., "Наука", 1971.

Барсков И.С. О строении ростров белемнитид. "Палеонт. журн.", 1970, № 4.

Басов В.А. Фораминиферы волжского и берриасского ярусов Хатангской впадины и их стратиграфическое значение. Автореф. канд. дисс. Л., 1968.

Берлин Т.С., Хабаков А.В. Ультро-аналитические определения отношения кальция и магния в рострах белемнитид как метод оценки температур среды обитания в морях мелового периода СССР. "Теххимия", 1966, № II.

Берлин Т.С., Хабаков А.В. Кв-просу о минералогическом составе ростров верхнемеловых белемнитов. "Теххимия", 1966, № 12.

Берлин Т.С., Киприкова Е.Л. и др. Некоторые проблемы палеотемпературного анализа. "Геология и геофизика", 1970, № 4.

Берлин Т.С., Хабаков А.В. Результаты сравнения Са/Mg отношений и температур по изотопам O^{18}/O^{16} в рострах верхних и нижнемеловых белемнитов. "Теххимия", 1970, № 8.

Боуэн Р. Палеотемпературный анализ. Л., "Недра", 1969.

Будников В.И. Отношение пиритного железа к органическому углероду в породах как показатель условий осадконакопления. "Геология и геофизика", 1962, № 6.

Булатова З.И., Горбовец А.И. и др. К палеонтологии поздне меловых и палеогеновых фораминифер и радиолярий Западно-Сибирской низменности. Тр. СНИИТИ. За, вып. 55, 1967.

Булыникова С.П. Развитие литологид в нескоем Западно-Сибирской низменности и их биостратиграфическое значение. Автореф. канд. дисс. Новосибирск, 1969.

Булыникова А.А., Брудчан Ю.В., Киприянова Ф.В. и др. Стратиграфо-палеонтологическая основа детальной корреляции нефтегазоносных отложений Западно-Сибирской низменности. Тр. ЗапСибНИТИ, вып. 46, 1972.

Валашко М.Г. Некоторые черты геохимии бора. Об. "Химия боратов". Изд. АН Латв. ССР, 1953.

Вебер В.В., Горская А.И., Глебовская Е.А. Битумообразование в четвертичных осадках и генезис нефти. М., Гостонтехиздат, 1960.

Виноградов А.П. Химический элементарный состав организмов моря. Тр. биогеохимической лаб. АН СССР, т. IV, 1937; т. VI, 1944.

Виноградов А.П. Введение в геохимию океана. М., "Наука", 1967.

Вировец А.В., Зенкин М.Ф. О средних содержаниях бора в осадочных породах Средней Азии. Об. "Вопросы минералогии, геохимии и технологии минерального сырья", Ташкент, "ФАН", 1966.

Волошина Н.А., Петров А.В. Фораминиферы из залывов Охотского моря. Тр. ВНИИГи, сер.А, вып.125, 1939.

Гачимов Э.М. Геохимия стабильных изотопов углерода. М., "Недра", 1968.

Галимов Э.М., Мачур В.М. Связь изотопного состава углерода сидеритов с фациальной характеристикой отложений и условиями существования фауны (на примере верхнеюрских и нижнемеловых пород Западной Сибири). "Изв. вузов, Геология и разведка", 1972, № 10.

Геккер Р.Ф. Экологический аспект в палеонтологии и экологическая систематика. Сб. "Проблемы палеонтологии", Тр.ВШ, М., "Наука", 1968.

Гольберг А.В., Маркова Л.Г. и др. Палеоландшафты Западной Сибири в кре. мелу и палеогене. М., "Наука", 1968.

Гольдшмит В.П., Петеро К. К геохимии бора. Сб. статей по геохимии редких элементов. ОНТИ, 1938.

Грамберг И.С., Спиро Н.С. Палеогидрохимия севера Средней Сибири в позднем палеозое. Тр. ИЭГА, т.142, 1965.

Гуляева Л.А. Распространение бора в современных органических осадках. "ДАН СССР", т.37, 1942, № 1.

Гуляева Л.А. О содержании бора в современных морских млах. "ДАН СССР", т.60, 1948, № 5.

Гуляева Л.А. Геохимические показатели окислительно-восстановительных обстановок осадочнонакопления терригенных отложений. "ДАН СССР", т.98, 1954, № 6.

Гуляева Л.А. Геохимические фации, окислительно-восстановительная обстановка и органическое вещество осадочных пород. "Сов. геология", 1955, № 47.

Гуляева Л.А. Геохимия доломитовых отложений Волго-Уральской обл. Изд. АН СССР, 1961.

Гуляева Л.А., Дигалова В.И. Бор в нижнемеловых отложениях Западно-Туржменской впадины. Сб. "Микроэлементы в магматитах и глинистых породах". М., "Наука", 1965.

Гурарн Ф.Г. К палеогеографии Западно-Сибирской низменности в креко-неокомское время. Тр. ИЭГТМС, вы.14, 1961.

Гурари Ф.Г., Микуженко К.И., Трушкова Л.Я. О региональных разрывах в мезозойских отложениях Сибири. Тр. СНИИТГИС, вып.89, 1969.

Гурогов Т.П., Казаринов В.П. Литология и палеогеография Западно-Сибирской низменности в связи с нефтегазосностью. Гостоптехиздат, 1962.

Гурский Ю.И. Закономерности распределения бора и йода в системе осадков - иловая вода при диагенезе современных морских областей (Черное море), и роль органического вещества в этом процессе. Автореф. канд. дисс. М., 1969.

Давыд Л.Г. Распределение комплексов фораминифер в Западной Сибири. Тр. ВНИГГи, т.104, 1971.

Дегенко Э.Т. Геология осадочных образований. М., "Мир", 1967.

Дигаев Л.И. Распределение фораминифер в современных осадках Баренцева моря и пограничных с ним участков гренландско-норвежского бассейна. Автореф. канд. дисс., Саратов, 1969.

Ежова А.В. Литология, условия формирования в коллекторские свойства верхнемеловых газоносных отложений Надим-Пурского междуречья (западная Сибирь). Автореф. канд. дисс. Новосибирск, 1971.

Жаймина Р.Б. Распределение бора в одях и доонных отложениях водоемов Казахстана. Автореф. канд. дисс. Алма-Ата, 1966.

Жижченко Л.П. Микропалеонтологические методы стратиграфических построений в нефтегазоносных областях. М., "Недра", 1968.

Захаров Ю.Д., Худоложкин В.А. Некоторые результаты химико-минералогического исследования раковин мезозойских цефалопод Арктической Сибири и Дальнего Востока. "Палеонт. журн.", 1969, № 3.

Зонин М.С., Филиппа С.И. Верхнемелово-нижнемеловая региональная глинистая покрывка Западно-Сибирской низменности. Об. "Геол. и разр. нефтяных и газовых м-лий", М., 1971.

Ивановская А.В. Литология мезозойских отложений бассейна нижнего течения р.Лены. М., "Наука", 1967.

Каза́ринов В.В. Геохимические критерии оценки перолевитив нефтегазоносности мезозойских отложений Вильейской синеклизы. Автореф. канд. дисс., 1970.

Ка́рогодина Б.И. Ритмичность осадконакопления мезозойско-кайнозойских отложений Западной Сибири и планетарные колебательные движения. Сб. "Мат-лы по геол., геоф. и полезн. иск. Сибири", Новосибирск, 1970.

Кейт Л.Л., Дегено Э.Т. Геохимические индикаторы морских и пресноводных осадков. Сб. "Геохим. исследования", 1961.

Козлова Л.Е., Радостев И.Н., Симонова В.И. О вещественном составе ростров тоарских белемнитов в связи с их распределением и условиями обитания. В кн.: "Палеобιοгеография севера Евразии в мезозое". Новосибирск, "Наука", 1974.

Колгина Л.П. Литологические закономерности формирования и размещения пород-коллекторов в мезозое Западно-Сибирской низменности. Автореф. докт. дисс. М., 1970.

Колгина Л.П. и др. Литология пород-коллекторов мела Сургут-Усть-Балыкского нефтеносного региона Западной Сибири. М., "Наука", 1971.

Конторович А.Э., Берман Е.М., Богородская Л.И., Вимокур Б.Г. и др. Геохимия юрских и нижнемеловых отложений Западно-Сибирской низменности. Тр. СВНТИМС, вып. 36, М., "Недра", 1971.

Королев Ю.М., Мазур В.М. Исследования глинистых минералов с помощью дифрактометрического метода для выяснения условий осадконакопления. "Изв. вузов, Геология и разведка", 1972, № 3.

Ландергрем С. О распределении бора в морских глинистых отложениях. Сб. "Рельеф и геология дна океанов", М., "Прогресс", 1964.

Лебедев Б.А. Использование малых химических элементов для изучения условий образования юрских и нижнемеловых отложений северо-запада Западно-Сибирской низменности и востока Примосийской впадины. Автореф. канд. дисс. Л., 1966.

Лебедев Б.А. Сопоставление морских и пресноводных глин по содержанию малых химических элементов. "Геохимия", 1967, № 8.

Левина В.М. Позднеюрские фораминиферы запада Западно-Сибирской низменности и их роль в стратиграфии и палеогеографии. Автореф. канд. дисс. Томск, 1968.

Мазур В.М. Изучение условий осадконакопления по составу поглощенного комплекса на примере верхнеюрских и меловых отложений Западно-Сибирской низменности. Уч. записки НИИГА, Региональная геология, вып. 16, 1969.

Мазур В.М., Гофман Е.А., Ровнина Л.В. Температурный режим позднеюрских бассейнов Западно-Сибирской низменности. "ДАН СССР", т. 198, 1971, № 1.

Мазур В.М. Бор как индикатор палеосолености древних водоемов. Об. "Биос ратиграфия мезозойских и палеозойских отложений нефтегазоносных областей Средней Азии, Западной Сибири и Русской платформы", М., 1971.

Мазур В.М. Верхнеюрские и неокимские отложения Западно-Сибирской низменности (фациальная характеристика по данным геохимических исследований и палеоэкологии фораминифер). Автореф. канд. дисс. М., 1973.

Максимова С.В., Осипова А.И. Опыт палеоэкологического исследования верхнепалеозойских терригенных толщ Урала. Тр. ИГи АН ССР, т. 30, 1950.

Макарова Л.Н. Малые элементы как индикаторы условий осадконакопления (на примере мезо-кайнозойских нефтегазоносных отложений Мангышлака и Ферганской впадины). Автореф. канд. дисс. М., 1971.

Найдин Д.П., Теис Р.В., Чупахин М.Г. Определение климатических условий некоторых районов СССР в верхнемеловую эпоху методом изотопной палеотермометрии. "Геохимия", 1956, № 6.

Найдин Д.П., Теис Р.В., Задорожный И.К. Некоторые новые данные о температурах маастрихтских бассейнов Русской платформы и сопредельных областей по изотопному составу кислорода в рострах белезитов. "Геохимия", 1964, № 10.

Найдия Д.П., Тейе Р.В., Задорожний И.К. Источники палеотемпературы верхнего мела Русской платформы и других районов СССР. "Геохимия", 1966, № II.

Найдия Д.П. Морфология и палеобиология верхнемеловых белемнитов. Изд. МГУ, 1969.

Петерсон Дж.А., Хайт Р.Дж. Пенсильванские авторито-карбонатные циклы и их взаимосвязь с залежами (распространение нефти в южной части Скалистых гор). Об. "Соленаккумуляция и соленосные отложения осадочных бассейнов", М., "Недра", 1972.

Петровская А.Н., Вазерская Н.А. Малые элементы в отложенных мелнионской свиты (валангин) Мамонтовского месторождения. Тр. ВНИИ, вып. 43, 1972.

Поделько Е.Я. Бор в верхнемеловых битуминозных отложениях Баргойской и Онойской впадин Забайкалья. Об. "Микроэлементы в каустобиолитах и осадочных породах". М., "Наука", 1965.

Поплавская М.Д. О верхневолжских отложениях Шаимского района. Тр. Тюменского индустр. ин-та, вып. I, 1968.

Поплавская М.Д. Биостратиграфия и аммониты верхней юры западной части Западно-Сибирской низменности. Автореф. канд. дисс. Томск, 1971.

Прозорович Г.Э., Рудкевич М.Я. Об условиях образования продуктивных пластов в неокомских отложениях Сургутского свода (Западная Сибирь). "Нефтегазовая геология и геофизика", 1967, № 10.

Прозорович Г.Э., Покрышки залежей нефти и газа. Тр. ЗапСибНИПИИ, вып. 49, 1972.

Путря Ф.С. Лентикюлины черноморских отложений Западно-Сибирской низменности. М., "Недра", 1972.

Раузер-Черноусова Л.М., Кулик Е.А. Об отношении фаций, лиад и фаций и о периодичности их развития. "Изв. АН СССР, серия геол.", 1949, № 6.

Раузер-Черноусова Л.М. и др. Периодичность в развитии фораминифер верхнего палеозоя и ее значение для расчленения и сопоставления разрезов. Мат-лы палеонт. совещ. по палеозою. Изд. АН СССР, 1963.

Реймент Р.А. Факторы, определявшие распространение головоногих в прошлом. "Палеонт. журн.", 1961, № 4.

Родионова К.Ф., Мочалова Е.М. Обменные основания глинистых пород продуктивной толщи девона Татарии и Башкирии как возможный показатель солености вод девонского бассейна. Тр. ВНИИ, вып. 3, 1960.

Родионова К.Ф. Геохимия рассеянного органического вещества и нефтематеринские породы девонских отложений Волго-Уральской нефтегазоносной области. Тр. ВНИИПИ, вып. 53, 1967.

Рухин Л.Б. Основы общей палеогеографии. Гостоптехиздат, 1959.

Сайдова Х.М. Экология фораминифер и палеогеография дальневосточных морей СССР и северо-западной части Тихого океана. Изд. АН СССР, 1961.

Сакс В.Н., Ровкина З.З. и др. Стратиграфия пробок в меловых системах севера СССР, 1963.

Сако В.Н., Налъяева Т.И. Верхнекрюк и нижне-меловые белемниты севера СССР. Роды *Cylindroteuthis* и *Lagonibelus*. М., "Наука", 1964.

Сако В.Н., Налъяева Т.И. Верхнекрюк и нижне-меловые белемниты севера СССР. Роды *Fachyteuthis* и *Aegroteuthis*. М., "Наука", 1966.

Самсонов Г.В., Валяшко М.Г. и др. Бор, его соединения и сплавы. Киев, Изд. АН УССР, 1960.

Саркисян С.Г., Корж М.В. и др. Западная Сибирь в пролом периоде. М., 1967.

Саркисян С.Г., Процветалова Т.Н., Лагутенкова Н.С., Власова Л.В., Сорокина И.Э. Основные этапы содноконкопления отложений неокена Западно-Сибирской низменности (на примере Широкого Приобья). Об. "Литолого-геохимические методы корреляции разрезов осадочных толщ Сибири", Новосибирск, 1972.

Сорокина И.Э., Мазур В.М. Перспективы поисков литолого-стратиграфических залежей в пластах БС¹⁰⁻¹² Салымского и Южно-Балыкского районов. Нефтегазовая геол. и геофизика. Экспресс-информация, 1972, № 22.

Спиро Н.С., Бонч-Осмоловская К.С. Состав поглощенного комплекса глины для случаев равновесия с растворами типа морской воды (экспериментальные исследования). Тр.НИИГА т.86, 1956.

Спиро Н.С., Грамберг И.С., Повк Ц.Л. Об использовании марганца для реконструкции окислительно-восстановительного потенциала в период осадконакопления. Тр.НИИГА, т.98, 1969.

Спиро Н.С. Поглощенный комплекс морских отложений. Тр. НИИГА, т.161, 1969.

Стацук М.И. Проблемы окислительно-восстановительного потенциала в геологии. М., "Недра", 1968.

Страхов Н.М., Залманзон Э.С. Распределение аутигенно-минералогических форм железа в породах и его значение для литологии. "Изв. АН СССР, серия геол.", 1955, № 1.

Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. т.1 и II. Изд. АН СССР, 1962.

Султанов К.М., Ахундов Ю.А., Халифа-Заде Ч.М. Некоторые данные о минералогическом составе современных и древних беспозвоночных Азербайджана. "Уч. зап. АГУ, серия геол.-геогр. наук", 1968, № 6.

Сухоруков А.В., Емельянова Е.М. Бор в доменных осадках северо-восточной части бассейна Атлантического океана. "ДАН СССР", т.197, 1969, № .

Тейс Р.В. Метод изотопной палеотермометрии. "Успехи химии", 1955, т.24, вып.2.

Тейс Р.В., Чупахин М.С., Найдин Д.П. Определение палеотемператур по изотопному составу кислорода в кальците раковин некоторых меловых ископаемых Крыма. "Геохимия", 1957, № 4.

Тейс Р.В., Чупахин М.С., Найдин Д.П. Определение палеотемператур по изотопному составу кислорода органического кальцита. Докл.советских геологов на XXI сессии Международн. геол.конгресса в Колонгагене. Проблема I, 1960.

Тейс Р.В., Найдин Д.П., Задорожний И.К. Определение верхнемеловых температур Русской платформы и некоторых других областей СССР по изотопному составу кислорода органического кальция. В кн. "Проблемы геологии", М., "Наука", 1965.

Тейс Р.В., Найдин Д.П., Сако В.И. Определение позднекреновых и раннемеловых палеотемператур по изотопному составу кислорода в рострах белемнитов. Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып.48, 1968.

Тейс Р.В., Найдин Д.П., Задорожний И.К. Изотопный состав кислорода CaCO_3 ростров верхнемеловых белемнитов и вмещающих пород. "Геохимия", 1969, № 1.

Тейс Р.В., Найдин Д.П. Палеотермометрия и изотопный состав кислорода органических карбонатов. М., "Наука", 1973.

Трушкова Л.Я. Особенности строения продуктивной толщи неокма Обь-Иртышского междуречья. Тр. СНИИТГИСа, вып.94, Новосибирск, 1969.

Трушкова Л.Я. О перерывах в отложениях иры и неокма Обь-Иртышского междуречья. "Геология и геофизика", 1971, № 3.

Ушатинский И.Н. Методика и результаты изучения минералогии глин продуктивных отложений Западно-Сибирской низменности в связи с их нефтегазоносностью. Тр. ЗапСибНИГМ, вып.35, 1970.

Ушатинский И.Н. Минералогия и геохимия глинистого материала нефтегазоносных отложений Западной Сибири. Автореф. докт. дисс., Новосибирск, 1973.

Фейбридж Р.В. Значение известняков и их Ca/Mg отношения для палеоклиматологии. Проблемы палеоклиматологии. М., "Мир", 1968.

Фурсенко А.В., Фурсенко К.Б. Экологические наблюдения над фораминиферами лагуны Буосе (о.Сахалин). "ДАН СССР", т.180, 1968, № 5.

Фурсенко А.В., Фурсенко К.Б. О фораминиферах лагуны Буосе и условиях их существования. Об. "Общие вопросы изучения микрофауны Сибири, Дальнего Востока и др. районов". Новосибирск, 1970.

Хардер Г. Геохимия бора. М., "Недра", 1965.

Щедрин В.Г. Итоги изучения фауны фораминифер морей СССР. "Вопросы микропалеонтологии", 1966, № 1.

Юдовни Я.Г. Условия формирования верхневолжских и неокомских чорских отложений Хатангской впадины. Автореф. канд. дисс. Л., 1970

Юркевич И.А. К изучению фашиально-геохимических закономерностей в толще мезо-кайнозойских отложений Западно-Сибирской низменности. Сб. "Геохимия карбонатных и их месторождений", Изд. АН СССР, М., 1962.

Ясаманов И.А. Некоторые данные по распределению палеотемператур в бассейне сенманского моря Западной Грузии. "Изв. АН СССР, серия геол.", 1969, № 3.

Ясаманов И.А. Температуры среды обитания трюх и меловых брахиопод, головоногих и двустворчатых моллюсков в бассейне Зап. Закавказья. "Геохимия", 1973, № 5.

Ясаманов И.А. Новые данные о температурных условиях раннемелового бассейна Зап. Закавказья. "Изв. АН СССР, серия геол.", 1973, № 7.

Ясоич Г.С. Основные типы несогласий в трюхих и меловых отложениях Западно-Сибирской низменности. Тр. ЗапСибИИГиЛ, вып. 60, 1972.

Ястребова Т.А. Применение количественного спектрального анализа для целей палеогеографии и литолого-фашиального анализа (Новопортовское месторождение). Сб. "Палеогеограф. и литолого-фашиальные исследования в СССР", Л., 1969.

Бегнер R.A. Diagenesis of carbonate sediments; interaction of magnesium in sea water with mineral grains. Science, 1966, 153, N 3732.

Бегнер R.A. Chemical diagenesis of some modern carbonate sediments. Amer.J.Sci., 1966, 264, N 1.

Висхофф J.L. Kinetics of calcite nucleation: magnesium ion inhibition and ionic strength catalysis. J.Geophys. Res., 1968, 73, N 10.

Bischoff J.L., Pyfe W.S., Catalysis, inhibition, and the calcite-aragonite problem. I. The aragonite-calcite transformation. Amer.J.Sci., 1968, 266, N 2.

Brown R. Measurement of paleotemperatures of the Upper Aptian of Mozambique, Africa, and Middle Cretaceous Paleoclimatology. Amer.J.Sci., 1963b, 261, N 6.

Clayton R.N., Stevens G.R. Paleotemperatures of New Zealand and Jurassic and Cretaceous. Tuatara, 1968, N 1.

Deecke W. Die Fossilisation. Berlin, 1923.

Degens E.T., Williams E.O., Keit M.L. Environmental studies of carboniferous sediments. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. v.4, 1957, N 1.

Doran F.H. Oxygen isotope paleotemperature measurements on Australian fossils. Trans.Roy.Soc. Victoria, 1959b, 71.

Eagar R.M.C., Spears D.A. Boron content in relation to organic carbon and to palaeosalinity in certain British Carboniferous sediments. "Nature" (Engl.), v.209, 1966, N 5019.

Fabricius F., Friedrichsen H., Jacobshagen V. Paläotemperaturen und Paläoklima in Obertrias und Lias der Alpen. Geol.Rundschau, 1970a, 59, N 2.

Fabricius F., Friedrichsen H., Jacobshagen V. Zur Methodik der Paläotemperatur-Ermittlung in Obertrias und Lias der Alpen und benachbarter Mediterran-Gebiete. Verh. Geol.Bundesanst., 1970b, N 4.

Goldberg E.D. Marine geochemistry, 1, Chemical scavengers of the sea. Journ. Geol., 62, 1954.

Grandjean F. Le siphon der Ammonites et des Belemnites. "Bull. Soc.Geol.France", 1970, 4 ser., 13, fasc.6.

Grandjean J., Gregoire C., Lutts A. On the mineral components and the remnants of organic structures in shell of fossil molluscs. Bull. Acad.roy. Belgique, 1964, 30, N 50.

Hallam A., Price N.B. Environmental and biochemical control of strontium in shells of Cardium edule. Geochim.et cosmochim.acta, 1968, 32, N 3.

H e l i n g D. Die salinitäts fasies von keupersedimenten auf Grund von Borgehaltsbestimmungen sedimentology, v.8, 1967, N 1.

H e l m s J. Donnerkeile oder fossile Thermometer, Urania (DGB), 1970, N 3.

J a a n u s s o n V. Fossil brachiopods with probable aragonite shell, Geol. Foren. Stockholm Forhandl., 1966, 88(2).

J o r d a n R., S t a h l W. Isotopische Paläotemperatur-Bestimmungen an jurassischen Ammoniten und grundsätzliche Voraussetzungen für diese Methode, Geol. Jahrb., 1970, 89.

K a l t e n e g g e r W. Paläotemperaturbestimmungen an aragonitischen Dibranchiaten rostrum der Trias. Naturwissenschaften, 1967, 54, N 19.

K r a u s k o p f K.B. Sedimentary deposits of rare metals, Ecol., 50th Anniv, Vol. 1905-1955, 1955.

K u l p J.L., T u r e k i a n K.K., B o y d D.W. Sr content of limestones and fossils. Bull. Geol. Soc. Am., 1952, 63.

L a n g e r g r e n S., M a n n h e i m E.T. Über die Abhängigkeit der Verteilung von Schwermetallen von der Fazies. Fortsch. Geol. Rheinland und Westf. 10 okt. 1963.

L e r m a n A. Strontium and magnesium in water and in Crassostrea calcite. Sci., 150, N 3697, 1965.

L e v i n s o n A.A., L y u d w i c k J.C. Speculation on the incorporation of boron into argillaceous sediments. Geochim et Cosmochimica Acta, v.30, 1966, N 9.

L o w e n s t a m H.A., E p s t e i n S. Paleotemperatures of the Post-Aptian Cretaceous as determined by the oxygen isotope method. J. Geol., 1954a, 62, N 3.

M ü l l e r A.H. Diagenetische Untersuchungen in der Oberen Senon Schreibkreide von Rugen. Abhandl. Geol. Dienstes, N.F., Hf.228, Berlin, 1951.

M ü l l e r - S t o l l H. Beiträge zur Anatomie der Belemniten. Nova Acta Leopoldina, Halle, 1936. N.F., Bd.4, Nr.20.

O d u m H.T. Biochemical deposition of strontium,

Texas Univ., Inst. Marine Sci., 4, 1977b.

P i l k e y O.H., H o w e r J. The effect of environment on the concentration of skeletal magnesium and strontium in *Dendroaster*. *J.Geol.*, 1960, 68, N 2.

P i l k e y O.H., G o o d e l H.G. Comparison of the composition of fossil and Recent mollusk shells. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 75, 1964.

P o r r e n g a D.U. Boron content of core samples from Alliance-28, Surinam, as a indicator of palaeosalinity. *Geologie en mijnbouw*, 48, 1969, N 2.

P o t t e r R.H., S h i m p N.F., W i t t e r s J. Trace elements in marine and fresh-water argillaceous sediments. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, v.27, 1963, N 6.

S i e g e l F.R. The effect of strontium on the aragonite/calcite ratios of Pleistocene corals. *J. Sediment. Petrol.*, 30, 1960.

S h i m p N.F., W i t t e r s G. e.a. Distinguishing Marine and freshwater muds. *J.Geol.*, v.77, 1969, N 5.

S p a e t s Chr. Aragonitische und calcitische Primärstrukturen im Schalenbau eines Belemniten aus der englischen Unterkreide. *Palaontol. J.*, 1971, 45, N.1-2.

T a n P.C., H u d s o n J.D., K e i t h M.L. Jurassic (Callovian) paleotemperatures from Scotland. *Earth Planet. Sci. Letters*, 1970, 9.

T a f t W.H., H a r b a u g h J.W. Modern carbonate sediments of southern Florida, Bahamas, and Espiritu Santo Island, Baja California: a comparison of their mineralogy and chemistry. *Stanford Univ. Publ., Univ.Ser., Geol. Sci.*, 1964, 8.

T a f t W.H. Cation influence on the recrystallization of metastable carbonates, aragonite and high-magnesium calcite. *Geol. Soc. Am. Spec. Papers*, 152 A, 1963, N 73.

T a f t W.H. Physical chemistry of formation of carbonates, in: G.V.Chilnigar, H.J.Bissell, R.W.Psirrbride (Eds), *Carbonate rocks*, B.Elcevier, Amsterdam, 1967.

T u r e k i a n K.K. Paleocological significance of the strontium-calcium in fossils and sediments. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1955, 66, N 1.

Turekian K.K., Armstrong P.L. Chemical and mineralogical composition of fossil molluscan shells from the Fox Hills Formation, South Dakota. Bull. Geol. Soc. Am., 72, 1961.

Urey H.C. The thermodynamic properties of isotopic substances. J. Chem. Soc., London, 1947. Перевод в сб. "Химия изотопов", # I, XII, 1948.

Vetter U. "Röntgenographische Gefügeuntersuchungen an Calcit einiger Belemnitenrohren. Neues Jahrb. Mineral Abhandl., 1968, 109, H.3.

Walker C.T. Depositional environment of Furbeck Formation. Geolog. Magazine, 1964, 101, N 2.

Walker C.T. Evaluation of boron as paleosalinity indicator and its application to of shore prospects. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 52, 1968, N 5.

Weber J.N. The incorporation of magnesium into the skeletal calcites of echinoderms. Amer. J. Sci., 1969, 267, N 5.

Wicheer C.A. Mikropaläontologische Beobachtungen in der höheren borealen Oberkreide, besonders im maastricht. Geol. Jahrb., 1953, 68.

Zeller B.J., Wray J. Factors influencing precipitation of calcium carbonate. Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., 40, 1956.

О Т Л А В Л Е Н И Е

ВВЕДЕНИЕ		3
ГЛАВА I. МЕТОДИЧЕСКИЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ		5
ОПРЕДЕЛЕНИЕ СОЛЕНОСТИ		5
Соленость меловых бассейнов юго-восточного окончания Большого Кавказа		14
Соленость позднеэоценовых и раннемеловых (берриас-барремских) бассейнов Западной Сибири		16
ВОССТАНОВЛЕНИЕ ПАЛЕОТЕМПЕРАТУР И ДРЕННЫХ ВОДОЕМОВ ПО СОСТАВУ ПОГЛОЩЕННЫХ КАТИОНОВ		24
ОПРЕДЕЛЕНИЕ ГАЗОВОГО РЕЖИМА		36
Газовый режим меловых бассейнов юго-восточного окончания Большого Кавказа по формам серы и железа		43
Газовый режим позднеэоценовых и раннемеловых (берриас-барремских) бассейнов Западной Сибири по формам серы и железа		43
ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПАЛЕОТЕМПЕРАТУР		49
Юго-восточное окончание Большого Кавказа		49
Западная Сибирь		59
ГЛАВА II. ГЕОХИМИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ МЕЛОВЫХ БЕДЕНТИТОВ АЗЕРБАЙДЖАНА		62
Сравнение химического элементарного состава рудов и вмещающих их пород		74
О вторичных изменениях вещественного состава рудов		74
ГЛАВА III. ПАЛЕОСКОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ФОРМИРОВАНИЯ В СВЯЗИ С АБИОТИЧЕСКОЙ СРЕДОЙ ИХ ОБИТАНИЯ (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)		83
ФАКТОРЫ, ВЛИЯЮЩИЕ НА СОСТАВ И РАСПРОСТРАНЕНИЕ ФОРМИРОВАНИЯ		88
Палеосоленость		88
Газовый режим		110
Гидродинамический режим		115
Температура		116
ГЛАВА IV. ОСОБЕННОСТИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ПОЗДНЕЭОЦЕНОВЫХ И РАННЕМЕЛОВЫХ (БЕРРИАС-БАРРЕМСКИХ) БАСЕЙНАХ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ		117
Позднеэоценовая эпоха		118
Раннемеловая эпоха (берриас-баррем)		130
ЗАКЛЮЧЕНИЕ		140
ЛИТЕРАТУРА		142

Владимир Чусовитин, Александр Анисимов

Адрес: Москва, ул. ...

Адрес: Москва, ул. ...
/Булварная, 100/

/ул. .../

Редактор издательства С.Ермошенко

Художественный редактор Ф.С.Сафаров

ИБ № 329

Подписано к печати 18/У 1979 г. Формат бумаги 60x84^I

Печ. лист. 9,40. Уч.-изд. лист. 10,0. ФГ 21140.

Заказ 320. Тираж 500. Цена 1 руб. 55 коп.

Издательство "Знак"

370143 Баку-143, проспект Нарманова, 31,
Академгородок, Главное здание

Типография АИ Азербайджанской ССР. Баку,
проспект Нарманова, 31

1 р. 55 к.

10251

ИЗДАТЕЛЬСТВО

