

ISSN 0024-497X

ЖУРНАЛ "ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ"

• НАУКА •



ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

1

1993

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1963 ГОДУ
ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД
МОСКВА

1

ЯНВАРЬ-ФЕВРАЛЬ

1993

СОДЕРЖАНИЕ

Дмитриевский А.Н. Системный подход в литологии: исходные предпосылки, возможности, перспективы. Сообщение 1. Теоретические и методологические основы системно-литологических исследований.....	3
Золотарев Б.П., Брошеев-Шак В.А., Федоров П.И. Вторичные изменения меловых базальтов вулканогенно-осадочных комплексов юга Корякского нагорья.....	17
Борисенко Л.Ф. Перспективные типы галлийсодержащих месторождений.....	35
Махнач А.А., Гулис Л.Ф. Желваковые кремни в карбонатных отложениях девона и мела Беларуси. Сообщение 1. Петрография и минералогия.....	49
Покровский Б.Г., Герцев Д.О. Верхнедевонские карбонаты с аномально легким изотопным составом углерода (юг Средней Сибири).....	64
Ушатинская Г.Т., Хераскова Т.Н. Обстановки седиментации в раннем и среднем кембрии в окрестностях горы Сладкие Коренья.....	81
Глушанкова Н.И. Строение новейших отложений и палеогеография внеледниковой области Среднего Поволжья.....	91
Эпштейн О.Г., Гатауллин В.Н. Литология и условия образования четвертичных отложений в восточной (приновоземельской) части Баренцева моря.....	110

Краткие сообщения

Усенков С.М. Гранулометрия прибрежно-морских осадков северо-востока Сахалина.....	125
Станкевич Е.Ф., Баталин Ю.В., Чайкин В.Г. Минералы содоносных осадочных и вулканогенно-осадочных формаций.....	131
Мудренко Л.М., Орлеанский В.К., Крылов И.Н. Лабораторное моделирование образования онколитов группы Osagia.....	134
Голубовская Е.В. О проблеме глауконита в керченских железных рудах.....	140

LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
MINISTRY OF GEOLOGY OF THE USSR

1
JANUARY-FEBRUARY
1993

CONTENTS

<i>Dmitrievsky A.N.</i> System approach in lithology: initial prerequisites, possibilities, prospects. Contribution 1. Theoretical and methodological background of lithological system investigations	3
<i>Zolotaryov B.P., Yeroshchev-Shak V.A., Fedorov P.I.</i> Secondary alterations of Cretaceous basalts in volcanic-sedimentary complexes of the Koryak Upland southern part	17
<i>Borisenko L.F.</i> Prospective types of gallium-bearing deposits	35
<i>Makhnach A.A., Gulis L.F.</i> Nodular silicons in Devonian and Cretaceous deposits of Byelorussia'. Contribution 1. Petrography and Mineralogy	49
<i>Pokrovsky B.G., Gertsev D.O.</i> Upper Precambrian carbonates with anomalously light isotopic composition of carbon (Central Siberia southern part)	54
<i>Ushatinskaya G.T., Kheraskova T.N.</i> Sedimentation setting in the early and middle Cambrian in the surroundings of the Sladkie Koren'ya mountain	81
<i>Glushankova N.I.</i> Structure of recent deposits and paleogeography of non-glacial region in Middle Povolzhye	91
<i>Epshtein O.G., Gataullin V.N.</i> Lithology and formation conditions of Quaternary deposits in the eastern (close to Novaya Zemlya) part of the Barents Sea	110
<i>In Brief</i>	
<i>Usenkov S.M.</i> Granulometry of marien coastal sediments in Northeast Sakhalin	125
<i>Stankevich Ye.F., Batalin Yu.V., Chaykin V.G.</i> Minerals of soda-bearing sedimentary and volcanic sedimentary formations	131
<i>Mudrenko L.M., Orleansky V.K., Krylov I.N.</i> Laboratory modelling of the formation of Osagia onkolites	134
<i>Golubovskaya Ye.V.</i> Glauconite problem in the Kerch iron ores	140

УДК 552.08:552.5

© 1993 **Дмитриевский А.Н.**

СИСТЕМНЫЙ ПОДХОД В ЛИТОЛОГИИ: ИСХОДНЫЕ ПРЕДПОСЫЛКИ, ВОЗМОЖНОСТИ, ПЕРСПЕКТИВЫ.

Сообщение 1. Теоретические и методологические основы системно-литологических исследований

Даны понятия о геологической системе и основных системных принципах, рассмотрены возможности использования системного подхода в геологии и литологии, обоснованы теоретические и методологические основы системно-литологических исследований, изложены основные положения седиментационной трансляции, приведены примеры качественного и количественного прогнозирования коллекторских свойств горных пород, показаны перспективы использования системного подхода в литологии.

ВВЕДЕНИЕ В СИСТЕМНЫЙ АНАЛИЗ

Системный анализ (системный подход) – закономерный этап развития исследовательских методов и средств и эффективный способ познания и преобразования объективного мира. Он возник как реакция на постоянно усложняющуюся научно-познавательную и практическую деятельность, которая вызывает необходимость создания новых способов решения сложных проблем, анализа реальных объектов, методов проектирования, конструирования и управления.

Системный анализ часто рассматривается как "формализованный здравый смысл" или "просвещенный здравый смысл, на службу которому поставлены математические модели" [15]. Однако он предполагает широкое использование качественных методов, что делает его особенно ценным для геологии.

Стремление при проведении системного анализа отразить "здравый смысл", широкое использование эвристических методов часто приводит исследователей к заключению о схожести традиционных методов с методами системных исследований, к выводу: "а мы всегда так делали". На самом деле системное строение окружающего мира "заставляло" ученых интуитивно использовать некоторые принципы системных исследований. Одна из основных задач системного анализа – ввести эти принципы в повседневный арсенал средств научного исследования.

Основоположителем системной идеологии считается австрийский биолог Людвиг фон Берталанфи, который в 40-е годы опубликовал "Общую теорию систем". Однако в 1878 г. американский ученый Ричард Маттесич обратил внимание на сходство основных положений общей теории систем Л. Берталанфи с идеями, высказанными А.А. Богдановым в его книге "Тектология", первая часть которой была опубликована в 1912 г. на немецком языке.

Системность – всеобщая закономерность строения материального мира. Но это не означает, что реальная действительность состоит из естественных систем,

которые "соположены" друг с другом. Это означает, что формированием материальных тел управляют природные силы (гравитационные, магнитные, электрические и т.п.), разноплановое действие которых определяет специфику реальных объектов. В тех случаях, когда преобладает действие какой-либо одной силы, образуются целостные природные тела с достаточно четкими границами (звезды, планеты, кристаллы, атомы и т.п.). Однако большей частью образование природных тел происходит в результате действия многих сил. В этих случаях чрезвычайно трудно отличить природные образования, возникшие под действием тех или иных сил. Границы этих образований часто пересекаются, что и находит отражение в строении реального объекта. В то же время действие природных сил подчиняется определенным закономерностям. Каждая из них "стремится" привести системность в строение тех природных образований, формированием которых она управляет.

ОСОБЕННОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ СИСТЕМНОГО ПОДХОДА В ГЕОЛОГИИ

Геология – сфера научной и практической деятельности, в которой эффективное использование системного подхода подготовлено как предыдущей историей развития, так и спецификой объектов геологической науки и практики.

Такие объекты геологии, как кристалл, минерал, горная порода, платформа, геосинклиналь еще многие десятилетия назад интуитивно рассматривались как целостные природные образования, состоящие из элементов. Понятия целостности и элементности (элементарности) использовались в трудах многих геологов.

Начало системным исследованиям в геологии положили работы В.И. Вернадского. Новый импульс системным исследованиям дали работы Ю.А. Косыгина и В.А. Соколова [9].

Геология является чрезвычайно адаптивной наукой и активно вбирает в себя все передовые прогрессивные методы. Так было на всех этапах развития геологии. Исторически геологические знания формировались под влиянием передовых идей в философии, математике, физике, химии. Всем ходом своей истории геология подготовлена для активного восприятия идей системного подхода. Более того, геология является той научной дисциплиной, которая успешно разрабатывает свои методы и принципы использования системного подхода.

Степенью развития естественных наук является уровень их математизации. В то же время многие разделы геологии носят описательный характер, широко используют качественные методы, трудно поддаются математизации. И это является не признаком отсталости геологии, а скорее отражением специфики, ее объективной сложности. Многие разделы геологии должны оставаться описательными с преобладанием содержательных методов исследований. Задача этих геологических дисциплин – накопление информации описательного, качественного характера.

Системный подход позволяет геологии преодолеть этот навязываемый ей "комплекс отсталости", так как предполагает широкое использование как качественных, так и количественных методов исследований. Именно эта особенность системного подхода наиболее привлекательна и обуславливает широкие перспективы его использования в геологии.

Другой особенностью развития геологии является комплексный характер проводимых исследований, когда один и тот же объект изучается геологическими, геофизическими, геохимическими и другими методами.

Таким образом, уже в исходных предпосылках геологических исследований отмечается четко выраженная системная ситуация, а именно: предметом исследования геологических дисциплин являются сложные природные образования;

изучение этих сложных геологических объектов осуществляется комплексом методов.

Здесь необходимо подчеркнуть разницу между комплексными и системными исследованиями. Последние предполагают иерархическое подразделение изучаемого объекта, выделение подсистем и элементов, каждый из которых может изучаться комплексом методов. Следовательно, отличие системных исследований состоит в большей деятельности, упорядоченности, возможности более эффективного изучения и систематизации результатов работы. Системный подход характеризуется своей структурой исследования. Здесь происходит "сборка" и "разборка" объекта, сочетание анализа и синтеза, что создает условия для эффективного изучения сложных природных геологических образований. Особую важность для геологии представляет то, что системный подход предполагает использование качественных характеристик объекта и, следовательно, широко развитых в геологии содержательных методов исследования.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СИСТЕМА И ОСНОВНЫЕ СИСТЕМНЫЕ ПРИНЦИПЫ

Предлагается в основу определения системы положить понятие целостности и элементности (элементарности). Во-первых, эти системные принципы являются основными при проведении геологических исследований и, во-вторых, целостность и элементность – это те компоненты, которые интуитивно выделялись при изучении сложных геологических образований. Подобный подход к определению системы позволяет активно ввести системные принципы в практику геологических исследований, обеспечивает сохранение традиций геологической науки и дает возможность при проведении системных исследований использовать методы, разрабатываемые и развиваемые многими поколениями геологов.

В связи с этим системой предполагается считать целостную совокупность элементов.

Давая близкое определение системы как "комплекса взаимосвязанных элементов, образующих некоторую целостность", Д.М. Гвишиани [4] отмечает, что при таком понимании системы не накладывается никаких ограничений ни на характер входящих в нее элементов (они могут быть материальными объектами или идеальными конструкциями), ни на тип образуемой системной целостности.

Целостность предполагает качественные изменения при переходе от целого к элементам. Выделение подсистем и элементов позволяет разделить процесс исследования объекта на отдельные этапы и последовательно приближаться к его познанию. Объединение же элементов в подсистемы и подсистем в целое дает возможность установить особенности целостности изучаемого объекта. В геологии имеется достаточное число объектов, особенности строения которых более эффективно можно установить при объединении элементов в подсистемы. При этом необходимо иметь в виду, что подсистема должна иметь свои элементы и свою целостность. Именно этим она отличается от простой совокупности элементов. Следует также помнить, что любая система может быть подразделена на множество подсистем и элементов; отдельные элементы в зависимости от целей исследования могут рассматриваться как система и в свою очередь расчленяться на подсистемы и элементы.

Например, при изучении нефтегазоносности осадочных бассейнов выделяют нефтегазоносные комплексы, которые рассматриваются как системы. Это материальные системы, которые имеют свои эмерджентные свойства, заключающиеся в том, что они могут генерировать и аккумулировать углеводороды, и состоят из элементов: пород-коллекторов, пород-флюидоупоров и нефтегазоматеринских отложений. Изучение осадочного бассейна обычно начинается с установления в разрезе положения коллекторов и покрывшек. Для уверенной

идентификации нефтегазоматеринских отложений требуется провести детальный комплекс геохимических исследований, что обычно выполняется на более поздних этапах изучения бассейна. В этих случаях целесообразно выделить подсистему "природный резервуар", состоящую из двух элементов пород-коллекторов и пород-флюидоупоров, имеющую свою целостность и эмергентность, заключающиеся в способности аккумулировать и удерживать углеводороды от рассеяния.

На этом примере можно объяснить степень детализации исследования, установить предел членения элементов. В том случае, если природный резервуар рассматривается как система (или подсистема) с морфологическими позициями, элементами этой системы следует считать составляющие его слои горных пород, так как дальнейшее их членение не принесет новой информации для морфологической характеристики объекта. Если же природный резервуар рассматривать с позиции условий аккумуляции нефти и газа, тогда породы-коллекторы и породы-флюидоупоры следует считать подсистемами и выделять элементы (минеральный состав, обломочные зерна, цемент и т.п.), которые обеспечивают в своей совокупности аккумуляцию углеводородов и удерживают их от рассеяния.

Таким образом, приведенное выше определение системы как целостной совокупности элементов является "стартовым". Оно предполагает, что для введения системных исследований в геологию необходимо выдержать как минимум два системных принципа – целостность и элементность с качественной характеристикой их взаимосвязи, учитывающей историко-геологическую общность элементов.

Многие ученые отмечают эффективность введения в научные исследования этих системных принципов. Явление объективной действительности, рассмотренное с позиций закономерностей системного целого и взаимодействия составляющих его частей, образует особую "гносеологическую призму", или особое "измерение" реальности [10].

Остальные системные принципы, такие, как структурность, взаимосвязь системы и окружающей среды и др. последовательно используются при проведении системно-геологических исследований. Подобное введение системных принципов отражает, во-первых, специфику геологических объектов, когда некоторые из них из-за недостатка данных (особенно на начальных этапах проведения геологических исследований) не могут быть охарактеризованы, и, во-вторых, обеспечивает при наличии данных последовательное углубление в системной проработке материала.

Ценность системного подхода для геологии в том и состоит, что, получив принципиально важную информацию уже в самом начале изучения объекта, можно правильно ориентировать весь ход исследований и последовательно приближаться к более полному познанию сложных геологических объектов, вводить качественные характеристики объекта, которые впоследствии (если это вообще возможно) могут быть заменены количественными данными, эффективно сочетать формальные и содержательные методы, широко использовать интуицию и опыт исследователя.

3. ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ СИСТЕМНО-ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Литология является той геологической дисциплиной, в которой использование системного подхода может оказаться наиболее результативным с точки зрения адекватного и полного изучения специфических объектов литологии и обобщения материалов исследования.

Системно-литологическими предлагается называть такие исследования, кото-

рые проводятся на литологическом материале и базируются на методологии системного подхода.

Одна из основных задач системно-литологических исследований – изучение условий формирования осадочных тел, а применительно к задачам нефтегазовой геологии особенностей формирования и преобразования пород-коллекторов и пород-флюидопоров, разработка критериев прогнозирования коллекторских и экранирующих свойств природных резервуаров нефти и газа.

В системных исследованиях важная роль принадлежит среде, которая определяет условия образования, существования (бытия), функционирования и развития системы.

Для большинства реальных систем среда образования и среда бытия часто совпадают, и задача исследователя состоит в выделении системы, установлении ее границ, отделения системы от среды. Эти проблемы являются общими для естественных наук и приемы отделения системы от среды достаточно хорошо разработаны. При системном исследовании геологических объектов задачи усложняются, так как среда образования и среда бытия отделены друг от друга во времени и пространстве. Вот почему в дальнейшем главное внимание уделено изучению влияния среды образования на формирование геологической системы.

Одним из свойств образующейся системы, в том числе формирующегося геологического тела, является его постоянное взаимодействие со средой. При этом, формируя свои свойства, система отражает особенности внешней среды. Это положение достаточно широко используется в геологии: по литологическим, палеонтологическим и другим особенностям осадочных пород восстанавливаются условия их образования.

В работе [2] приведена обобщенная системная схема факторов воспроизводства биологических видов, из которой следует, что реализация биовидов – результат действия двух подсистем – видового генетического кода и случайных, в основном внешних факторов (среди последних – главную роль играют факторы среды).

По мнению А.Ф. Белоусова, подобную схему можно распространять на все природные образования, возникающие под контролем независимых программирующих механизмов, и переносить ее на объекты неживой природы. Отличительной чертой этой схемы в случае небιологических природных образований является то, что "генетический код", управляющий механизмом их возникновения, не так совершенен в смысле независимости от внешних условий.

Этот вывод имеет важное значение, особенно для изучения осадочных образований. По-видимому, какого-либо иного "генетического кода", управляющего в обобщенном виде механизмом образования осадочных тел, кроме среды осадкообразования в природе не существует.

В процессе осадконакопления в конечном водоеме стока можно выделить три фазы, объясняющие механизм формирования элементарного осадочного тела и его целостность. Первая фаза возникает, когда силы взаимодействия между частичками, попавшими в водоем, еще малы и не оказывают существенного влияния на их поведение. Вторая фаза наступает при определенной плотности частиц и сопровождается формированием ансамбля частиц в результате отчетливо выраженного влияния сил взаимодействия между ними.

Далее исследуемый процесс проходит на фоне действия гравитационных, гидродинамических, электромагнитных и электрохимических сил. Увеличение плотности однородных частиц приводит к усилению их взаимодействия, что сопровождается формированием своеобразного солитоноподобного образования – жидкого облака частиц, устойчивость которого определяется внутренними силами (для частиц пелитовой и алевроитовой размерностей). Такое образова-

ние можно считать "жидким геологическим телом", которое, если не будет далее разбито другими процессами, или слито с другими аналогичными телами, выпадет в осадок (третья фаза), что приведет к образованию элементарного осадочного тела.

Особенности формирующегося осадочного тела зависят безусловно от характера среды осадкообразования, размерности и минерального состава попавших в водоем частиц. Механизм формирования целостности определяется внутренними силами взаимодействия в облаке частиц, которые обусловлены действием природных сил. В зависимости от состава и размера частиц будут преобладать гравитационные, электромагнитные или электрохимические силы. Отмечено преобладание электрохимического взаимодействия для пелитовых частиц и гравитационного для частиц псаммитовой размерности.

Гидродинамическая активность водной среды может как разрушить ансамбль частиц, так и обеспечить относительно длительное существование "жидкого геологического тела". В этом случае ансамбль частиц в результате действия гидродинамических сил как бы "отталкивается" от дна, что определяет относительные устойчивость, самостоятельность и целостность "жидкого геологического тела".

В каждой природной системе имеются структурные связи как присущие этой системе, т.е. обусловленные природой системы, так и обязанные своим возникновением внешней среде. В осадочных образованиях главная роль принадлежит структурным связям, которые возникают при формировании осадочного тела и отражают особенности среды.

Подразумевая подобную связь осадка и среды, Н.М. Страхов [16] обосновал геотектонические основы сравнительно-литологического метода. Установленные закономерности связи свойств осадка с различными параметрами среды используются затем для реконструкции условий и механизма образования пород.

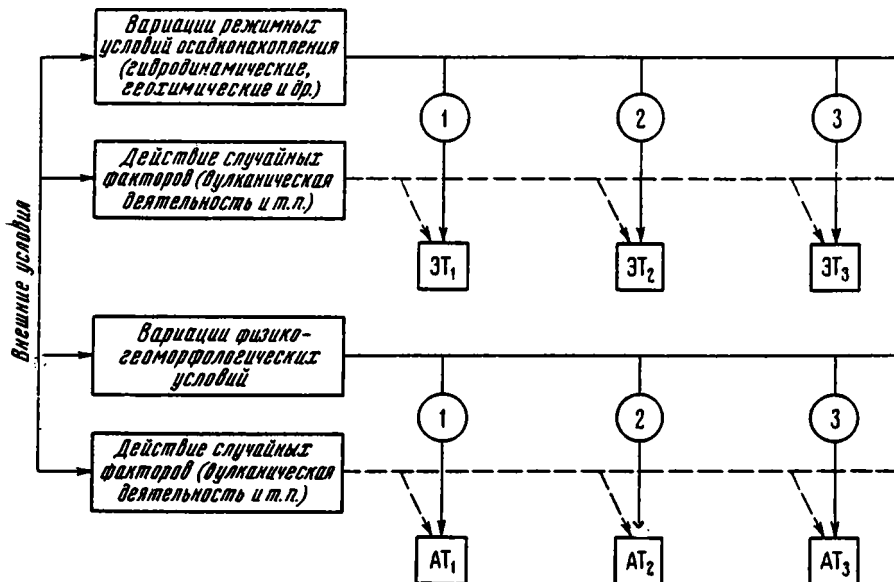
Признание среды как главного механизма, формирующего целостность осадочных тел, помогает понять в каждом конкретном случае роль, место и структурные связи каждого элемента системы, участвующего в формировании целостности.

Основываясь на изложенном, следует учитывать стабильность и масштабность воздействия среды на формирующиеся осадки и в связи с этим различать локальную, зональную и региональную физико-геоморфологические и глобальную ландшафтно-климатическую обстановки осадконакопления.

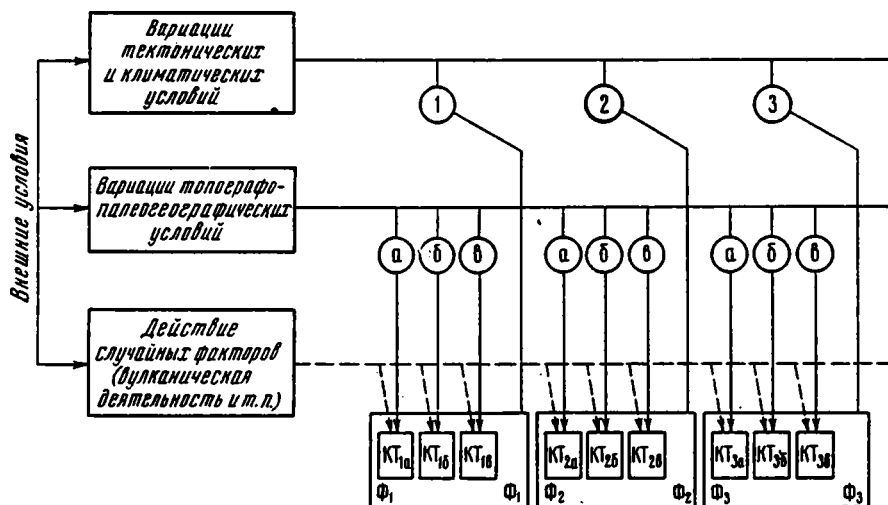
Ландшафтно-климатическая обстановка определяется геотектоническими условиями и климатом [16]. Физико-геоморфологическая обстановка является элементом, составной частью ландшафтно-климатической обстановки и характеризуется различными палеогеографическими и фациальными условиями осадконакопления.

По-видимому, целесообразно различать стабильную и нестабильную физико-геоморфологические обстановки осадконакопления. Локальная физико-геоморфологическая обстановка характеризуется обычно частой сменой гидродинамического, гидрохимического и других условий осадконакопления, что обуславливает ее многовариантность. Нестабильная физико-геоморфологическая обстановка осадконакопления приводит к формированию элементарных тел-осадков, имеющих однотипный состав и, как правило, сравнительно небольшие размеры. Стабильные зональная и региональная физико-геоморфологические обстановки осадконакопления приводят к формированию осадочных тел, которые, безусловно, характеризуются большими размерами.

Действие тектонических и климатических факторов носит долговременный характер и ландшафтно-климатическая обстановка может сохраняться практически без значительных изменений на протяжении нескольких геологических периодов [16]. Следует подчеркнуть, что одни и те же тектонические и климати-



Фиг. 1. Схема образования элементарных осадочных тел (ЭТ) и ассоциаций осадочных тел (АТ)



Фиг. 2. Схема образования комплексов осадочных тел (КТ) и формаций (Ф). Вариации: 1-3 - тектонических и климатических условий, а-в - топографо-палеогеографических условий

ческие условия по-разному могут отражаться в образующихся осадках в зависимости от топографо-палеогеографической обстановки.

На фиг. 1 и 2 показаны принципиальные схемы формирования осадочных тел различных масштабов. Образование тел осуществляется в результате действия как стабильных факторов, присущих обстановке осадконакопления данного масштаба, так и возможных случайных факторов, среди которых наиболее распространена вулканическая деятельность.

Принципы выделения разномасштабных осадочных тел будут изложены в следующем сообщении.

Природная система характеризуется относительной устойчивостью, что обуславливает ее целостность и автономность в окружающей среде (среде бытия). Длительная эволюция системы, стремление сохранить равновесие, стабильность, устойчивость отражаются на особенностях связей между элементами и характере взаимоотношений системы с соседними системами и внешней средой. Закономерное развитие ее направлено на сохранение элементов и установившихся между элементами связей, которые сформировались в результате длительной эволюции. Основные особенности системы "осадочное тело" формируются в седиментогенезе.

Как отмечается в работе [3], в ряду всех стадий осадочного породообразования, всех этапов литогенеза решающее значение для развития нефтегазообразования имеет стадия седиментогенеза, т.е. рождение (генезис) того или иного осадка. Он может быть (стать) нефтематеринской породой, хорошим или плохим коллектором или флюидоупором. Диа-, ката-, мета- и гипергенетические изменения во многом зависят от начального типа осадка.

Ответы на вопросы, в какой мере параметры и особенности, приобретенные осадком на стадии седиментогенеза, оказывают влияние на коллекторские и экранирующие свойства пород, какие из седиментационных параметров проходят через катагенетические преобразования почти без изменения и какие из них изменяются кардинальным образом или вовсе исчезают, в какой мере седиментационные параметры определяют направленность катагенетических преобразований, имеют важное практическое значение для прогнозирования коллекторских и экранирующих свойств на больших глубинах и в древних толщах по условиям седиментогенеза и седиментационным признакам.

Для характеристики этих процессов вводится понятие *седиментационной трансляции*. Под трансляцией седиментационных параметров на глубину, или седиментационной трансляцией, понимается наследование породой исходного материала, признаков и особенностей осадков.

Основные положения седиментационной трансляции представляют собой систематизацию эмпирически установленных и в большинстве своем широко известных факторов, отражающих особенности постседиментационных преобразований пород. Особое внимание (в связи с целью исследования) обращается на параметры, факторы и процессы, которые формируют коллекторские и экранирующие свойства осадочных пород.

Основные положения седиментационной трансляции формулируются следующим образом:

среда осадконакопления, приводящая к формированию разномасштабных осадочных тел — систем, отражается в этих телах в виде седиментационных признаков;

седиментационные признаки во многом определяют коллекторские и экранирующие параметры системы;

образовавшаяся система "стремится" сохранить при постседиментационных преобразованиях свою автономность и свои элементы;

устойчивость и автономность системы определяются ее структурой и составом и зависят от условий недр (температуры, давления и т.п.) осадочного бассейна;

направленность постседиментационных преобразований во многом определяется седиментационными признаками и параметрами;

в сохранении и преобразовании седиментационных параметров и признаков устанавливается зональность (по разрезу осадочного бассейна);

с глубиной и с возрастом отмечается уменьшение влияния седиментационных параметров на коллекторские и экранирующие свойства;

глубина, до которой сохраняются седиментационные признаки, зависит в значительной мере от типа осадочного бассейна.

Положения седиментационной трансляции являются развитием закона о физико-химической наследственности осадочных пород [14].

Таким образом, физико-геоморфологическая и ландшафтно-климатическая обстановки осадконакопления приводят к формированию совокупности разномасштабных осадочных тел, слагающих осадочный бассейн. Среда осадконакопления отражается в формирующихся телах набором седиментационных признаков, определяющих их индивидуальность и принадлежность к данной среде седиментации.

Характер и направленность тектонических движений, рельеф, климат, состав материнских пород, тип бассейна седиментации, физико-геоморфологическая и ландшафтно-климатическая обстановки осадконакопления определяют литологический состав, соотношение и мощность осадочных тел, однородность их строения, выдержанность литологического состава по разрезу и по площади.

В процессах выветривания, транспортировки и седиментогенеза закладываются и такие параметры, определяющие коллекторские и экранирующие свойства, как размер и форма обломочных зерен, минеральный состав и т.п.

Не все седиментационные признаки устойчивы, и, конечно, степень их влияния на коллекторские и экранирующие параметры неодинакова.

Многочисленными исследованиями установлена зависимость между проницаемостью и распределением зерен по размеру, между пористостью и формой зерен. В работе [18] приведены результаты изучения корреляционных связей между литологическими параметрами (сортировкой, средним диаметром, характером упаковки, содержанием цемента) и коллекторскими свойствами пород.

При постседиментационных преобразованиях отмечается уменьшение толщин осадочных тел и изменение их соотношений в результате неравномерности уплотнения осадков и осадочных пород.

В последние годы появилось много публикаций, показывающих влияние условий осадконакопления на коллекторские и экранирующие параметры. В ряде работ показано, что это влияние сохраняется на значительных глубинах и в древних отложениях.

Устойчивость и автономность системы "осадочное тело" определяются структурой и вещественным составом. По-разному будут реагировать, например, на литологическое давление обломочные породы и соли, известняки хемогенные и рифовые, обломочные породы, сформировавшие прочный каркас в результате регенерации в раннем катагенезе, и обломочные породы, не имеющие такого каркаса. В целом при постседиментационных преобразованиях система "стремится" сохранить свою структуру. Причем это проявляется в сохранении как элементов структуры, так и структурной целостности самой системы. Устойчивость и автономность системы зависят от термобарических геохимических, гидрогеологических и гидродинамических условий недр. Все эти условия определяют интенсивность постседиментационных преобразований и их влияние на коллекторские свойства пород [13].

В наибольшей степени на коллекторские и экранирующие параметры оказывают влияние следующие процессы: уплотнение, перекристаллизация, выщелачивание, доломитизация, сульфатизация, окремнение, аутигенное минералообразование, коррозия, замещение, растворение, преобразование исходного материала (вулканогенного, глинистого и т.п.), трещинообразование, регенерация и растворение обломочных зерен под давлением. Характер проявления этих процессов и интенсивность их развития также в значительной степени определяется исходным седиментационным материалом [6].

В сохранении, преобразовании и исчезновении седиментационных признаков выявлена определенная зональность, впервые описанная в работе [8]. Установ-

лено также уменьшение влияния седиментационных признаков на коллекторские и экранирующие свойства пород с глубиной и с возрастом [13].

Глубина, на которой отмечается резкое уменьшение седиментационной пористости, различна: и зависит от типа осадочного бассейна; его структуры и вещественного состава.

Под *осадочными бассейнами* в данной работе понимаются макроструктурные элементы земной коры, испытывавшие длительное и стабильное погружение. Особенности состава и строения осадочного бассейна в значительной мере определяются геотектоническим положением бассейна и возрастом слагающих его пород.

СТРУКТУРНО-ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ

Типизация осадочных бассейнов по литологическим условиям нефтегазоносности больших глубин приведена в работе [11]. Авторы выделяют три типа бассейнов: 1) платформенные; 2) с выдержанными соленосными толщами; 3) молодые с высокими скоростями осадконакопления. К литологическим показателям нефтегазоносности бассейнов первого типа относятся наличие или отсутствие региональных зон выклинивания проницаемых тел и определенное положение крупных внутренних поднятий и палеоподнятий; второго типа — доля первичных коллекторов, наличие или отсутствие крупных перерывов и региональных зон выклинивания, распространение красноватов, третьего типа — интенсивность наложенных процессов, степень вертикальной изоляции и интенсивность динамоэпигенеза.

Дальнейшее совершенствование теории прогнозирования нефтегазоносности ставит задачи по разработке основ структурно-литологической типизации осадочных бассейнов, позволяющей дифференцированно подходить к прогнозной оценке их нефтегазоносности. В основу типизации бассейнов положена степень преобразованности первичных седиментационных параметров, определяющих коллекторские и экранирующие свойства пород. Как показали проведенные исследования, главными факторами, влияющими на интенсивность преобразования седиментационных параметров, являются: геотектоническое положение бассейна, возраст осадочного выполнения, структура и литологический состав пород, особенности седиментогенеза (скорость осадконакопления, климат), термобарические условия недр.

Влияние указанных факторов на преобразование седиментационных параметров обломочных пород наиболее четко прослеживается при сравнении мобильных окраинных и центральных частей древних континентов. Интенсивность преобразования коллекторских и экранирующих свойств максимальная в древних пограничных бассейнах, и минимальная — в молодых. Особенности строения бассейнов в значительной степени определяются также вещественным составом пород (наличием или отсутствием соленосных толщ, вулканогенно-осадочных пород и т.п.).

Следует отметить, что типизация носит ограниченный характер. Она охватила бассейны, по которым был накоплен достаточный для типизации фактический материал, и среди них были выбраны бассейны, наиболее четко различающиеся по степени сохранности первичных седиментационных параметров и, следовательно, по интенсивности преобразования коллекторских и экранирующих свойств горных пород.

Выделяются два типа осадочных бассейнов окраинных частей древних континентов: прикаспийский (в строении осадочного чехла бассейнов принимают участие мощные толщи соленосных пород) и вилкойский (особенностью бассейнов является широкое развитие вулканогенно-осадочных пород).

Присутствие мощных толщ солей в осадочных бассейнах прикаспийского типа определяет особенности формирования коллекторских и экранирующих свойств подсолевых пород. Развитие аномально высоких пластовых давлений в подсолевых отложениях обуславливает низкое уплотнение пород. Соленосные отложения служат региональными флюидопорами. Наличие солей в разрезе осадочного чехла обеспечивает также хорошие экранирующие свойства глинистых пород подсолевых отложений вследствие затрудненности оттока вод вверх по разрезу через толщу соленосных пород. В то же время присутствие солей определяет высокую минерализацию пластовых вод и в связи с этим высокую степень хемогенной цементации пород, проявление процессов наложенного галокатагенеза, который, как показали исследования [12], является существенным фактором изменения коллекторских свойств подсолевых отложений. Формирование соляных куполов приводит к оттоку соли из межкупольных пространств и образованию "окон" в региональной соленосной крышке.

Осадочные бассейны вилюйского типа характеризуются широким развитием вулканогенно-осадочных пород. Постседиментационные преобразования вулканогенного материала обуславливают формирование разбухающих глинистых минералов, что отрицательно сказывается на коллекторских и положительно на экранирующих свойствах пород. Особенности распределения вулканогенного материала определяют изменение коллекторских и экранирующих свойств в латеральном и вертикальном направлениях и соответственно – размещение залежей углеводородов.

Волго-Камский осадочный бассейн сложен терригенными и карбонатными породами палеозойского возраста. Степень преобразованности первичных седиментационных параметров наиболее наглядно можно проследить по обломочным породам девона.

По данным, приведенным в работе [1], терригенная толща девона содержит по 20 проницаемых пластов. Отмечается приуроченность скоплений нефти к верхним горизонтам. Продуктивные пласты девона сложены мономинеральными кварцевыми песчаниками и алевролитами. Хорошо отсортированные разности песчаников сцементированы глинистым и глинисто-карбонатным цементом (с содержанием 2–3, редко 10%) контактового и пленочного типов или вторичным регенерационно-кварцевым цементом. Коллекторские свойства пород высокие: пористость и проницаемость песчаников кыновского горизонта Казанско-Кажимского прогиба составят соответственно 20% и $2,6 \text{ мкм}^2$, а песчаников муллинского горизонта Кушкульской площади – 21% и $2,2 \text{ мкм}^2$. Коллекторские свойства пород значительно снижаются при приближении к зонам литологического выклинивания, при этом содержание глинистого цементирующего материала увеличивается до 30%, ухудшается сортировка обломочных зерен. В районе Бузулукской впадины проницаемость алевролитов старооскольского горизонта составят менее $0,001 \text{ мкм}^2$. Отмечается также связь между коллекторскими свойствами и толщинами: пласты с большими толщинами, как правило, сложены преимущественно песчаниками с высокими фильтрационными и емкостными свойствами.

В целом для палеозойских пород Волго-Камского осадочного бассейна характерна достаточно высокая степень уплотнения пород, которая приводит к резкому уменьшению первичной межзерновой емкости. Наличие пород с высокими коллекторскими параметрами объясняется их высокой минералогической зрелостью, ранним приходом нефти и образованием на первых стадиях катагенеза регенерационного кварцевого каркаса, препятствующего уплотнению пород [17].

Пограничный тип древних осадочных бассейнов описан на примере Предуральского бассейна, характеризующегося высокими скоростями накопления

палеозойских осадков. Размещение его по соседству с развивающейся горной страной определило высокую степень уплотнения обломочных пород и их низкие коллекторские параметры [7].

Молодой Южно-Каспийский (апшеронский) бассейн характеризуется высокой скоростью осадконакопления, сложен он мезокайнозойскими образованиями. Мощность кайнозойских отложений более 10 км. Разрез продуктивной толщи (средний плиоцен) представлен чередованием глин, алевролитов и песчаников. С увеличением глубины залегания отмечается незначительное ухудшение коллекторских свойств пород.

В обломочных породах отсутствуют явления регенерации кварца, конформные структуры и другие признаки глубоких катагенетических преобразований. На больших (4–5 км) глубинах встречаются слабосцементированные породы с высокими коллекторскими свойствами: площадь Бахар, скв. 6, гл. 4343–4346 м, проницаемость 0,198 мкм², пористость 22,7%; о-в Булла, скв. 525, гл. 4982–4986 м, проницаемость 1,41 мкм², пористость 23,1%. Ухудшение коллекторских свойств происходит в результате аутигенного минералообразования, в том числе вследствие образования аутигенного монтмориллонита. К факторам, улучшающим экранирующие свойства пород, относится сохранение монтмориллонита до глубины 5–6 км. Он составляет более 60% тонкопелитовой фракции на глубинах 6016–6026 м (скв. 30, Булла-море), 5024–5027 м (скв. 537, о-в Булла), 5300–5304 м (скв. 58, площадь Калмас) [5].

Таким образом, бассейны прикаспийского типа характеризуются развитием аномально высоких пластовых давлений в подсолевых отложениях, что способствует сохранению первичной седиментационной емкости до глубин 5–6 км; бассейны вилюйского типа – присутствием вулканогенно-осадочных пород, обуславливающих спорадическое размещение в разрезе природных резервуаров. В молодых орогенных бассейнах апшеронского типа на участках, не затронутых интенсивными тектоническими процессами, первичная емкость обломочных пород сохраняется до глубин 6–7 км, тогда как в древних пограничных бассейнах лишь до глубин 2–3 км. Соответственно этим данным должны быть ориентированы нефтегазопроисследовательские работы в бассейнах различного типа.

Выделенные типы осадочных бассейнов различаются: глубинами, до которых сохраняются первичные седиментационные параметры; условиями для сохранения первичной седиментационной емкости; процессами, определяющими степень преобразования коллекторских и экранирующих свойств горных пород; особенностями нефтегазоносности недр.

Проведенная типизация позволяет выявить новые критерии оценки нефтегазоносности осадочных бассейнов, установить структурно-литологические условия, обеспечивающие образование скоплений нефти и газа, дифференцированно проводить прогнозную оценку нефтегазоносности различных типов осадочных бассейнов.

Работы по совершенствованию структурно-литологической типизации осадочных бассейнов необходимо продолжать. При этом следует включать в типизацию бассейны, которые можно достаточно четко разграничить по степени сохранности первичных седиментационных параметров. Только в этом случае типизация будет выполнять свое основное предназначение, а именно качественное прогнозирование свойств обломочных пород-коллекторов, что имеет большое значение при проведении нефтегазопроисследовательских работ в слабо изученных бассейнах.

Эффективность прогнозирования значительно возрастает при использовании системно-функционального анализа. При системно-функциональных исследованиях осадочные тела рассматриваются как динамические системы. Любая геологическая система проходит определенный эволюционный путь развития. Это исторически развивающийся процесс, протекающий в пространстве и времени. Зная значения переменных компонентов динамической системы в данный момент, можно установить или во всяком случае прогнозировать вероятность распределения значений этих переменных в любой последующий или любой предшествующий моменты времени.

Чаще всего геология имеет дело с динамическими стохастическими системами. Многообразие свойств геологической системы, ее сложность требуют для адекватного познания системы построения множества различных моделей, каждая из которых описывает свой аспект системы.

Разработана схема сопряжения элементов системы "обломочный коллектор", которая является моделью взаимосвязей и взаимовлияния элементов и представляется в виде стационарных операторов, удобных для программирования.

Состояние системы "обломочный коллектор" определяется в основном структурой первого пространства. Разработанная схема учитывает влияние на структуру порового пространства, как седиментационных параметров и факторов, так и различных постседиментационных процессов [6].

При недостаточном количестве фактического материала построения можно проводить, моделируя систему "обломочный коллектор" и ее состояние, т.е. структуру порового пространства в поверхностных условиях.

Разработанная модель рассматривается как только что сформировавшаяся динамическая система, которая отражает внешнюю среду, взаимодействует с ней и с течением времени при постседиментационных преобразованиях проходит через различные состояния, при этом изменяются ее параметры, т.е. изменяется структура порового пространства. Моделирование на ЭВМ позволяет прогнозировать состояние изучаемой системы на определенных этапах ее развития. Проверить правильность построений, выполнить их корректировку можно, изучив образцы горных пород с глубин, уже пройденных бурением.

Подобные построения открывают широкие перспективы для прогнозирования коллекторских свойств обломочных пород по седиментационным параметрам.

Таким образом, системные исследования позволяют установить механизм целостности формирующегося осадочного тела, выявить основные седиментационные параметры, определяющие "поведение" осадочного тела в диагенезе и катагенезе, разработать качественные и количественные методы прогнозирования коллекторских свойств горных пород, повысить достоверность прогнозирования нефтегазоносности осадочных бассейнов и разработать на этой основе эффективную стратегию нефтегазопроисковых работ.

Список литературы

1. Алиев М.М., Батанова Г.П., Хачагрян Р.О. и др. Девонские отложения Волго-Уральской нефтегазоносной провинции. М.: Недра, 1978. 216 с.
2. Белоусов А.Ф. Системный подход и некоторые методические проблемы исследования геолого-геофизических формаций // Методологические и философские проблемы геологии. Новосибирск: Наука, 1979. С. 276—294.
3. Вассоевич Н.Б. Уточнение понятий и терминов, связанных с осадочными циклами, стадийностью литогенеза и нефтегазообразования // Основные теоретические вопросы цикличности седиментогенеза. М.: Недра, 1977. С. 34—58.

4. *Геишиани Д.М.* Материалистическая диалектика — философская основа системных исследований // Системные исследования. М.: Наука, 1979. С. 17—24.
5. *Даидбекова Э.А., Хеиров М.Б. и др.* О некоторых факторах, влияющих на изменение физических свойств пород-коллектора при погружении на большие глубины (на примере продуктивной толщи Азербайджана) // Коллекторы нефти и газа на больших глубинах. 1980. С. 140—146.
6. *Дмитриевский А.Н.* Системный литолого-генетический анализ нефтегазоносных осадочных бассейнов. М.: Наука, 1982. 230 с.
7. *Замаренов А.К.* Средний и верхний палеозой восточного и юго-восточного обрамления Прикаспийской впадины. Л.: Недра, 1970. 170 с.
8. *Коссовская А.Г.* Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилуйской впадины и Западного Верхояя // Тр. ГИН АН СССР. 1962. Вып. 63. 206 с.
9. *Косыгин Ю.А., Соловьев В.А.* Статистические, динамические и ретроспективные системы в геологических исследованиях // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1969. № 6. С. 9—18.
10. *Кузьмин В.П.* Принцип системности в теории и методологии К. Маркса. М.: Наука, 1976. 212 с.
11. *Лебедев Б.А., Кузьмина Г.С. и др.* Литологические показатели нефтегазоносности больших глубин // Коллекторы нефти и газа на больших глубинах. М.: МИНГ, 1980. С. 46—55.
12. *Махнач А.А.* Наложенный галокатагенез подсольевых отложений как фактор изменения коллекторских свойств пород (на примере Припятской впадины) // Коллекторы нефти и газа на больших глубинах. М.: МИНГ, 1980. С. 99—103.
13. *Прошляков Б.К.* Вторичные изменения терригенных пород-коллекторов нефти и газа. М.: Недра, 1971. 233 с.
14. *Пустовалов Л.В.* Петрография осадочных пород. М.—Л.: Гостоптехиздат, 1940. 419 с.
15. *Садковский В.Н.* Основания общей теории систем. М.: Наука, 1974. 241 с.
16. *Страхов Н.М.* Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 574 с.
17. *Чепиков К.Р., Клубова Т.Т., Ермолова Е.П. и др.* Постседиментационные процессы в породах и их роль в формировании коллекторских свойств на больших глубинах // Состояние и перспективы изучения коллекторов нефти и газа. М.: Недра, 1971. С. 198—203.
18. *Черников О.А., Куренков А.И.* Литологические исследования песчаных продуктивных коллекторов (нефтепромысловая литология). М.: Недра, 1977. 111 с.

Институт проблем нефти и газа,
Москва

Поступила в редакцию
9. X. 1991

УДК 552.323.5:552.14(571.661)

© 1993 Золотарев Б.П., Ерощев-Шак В.А., Федоров П.И.

**ВТОРИЧНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ МЕЛОВЫХ БАЗАЛЬТОВ
ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ
ЮГА КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ**

Приведены петрохимическая характеристика базальтового аллохтона юга Корякского нагорья и результаты изучения вторичных продуктов изменения базальтов и гнаюкласитов вулканогенно-осадочных комплексов. Показано, что вторичные минералы представлены корренситоподобными образованиями, смектитамн со слюдистой структурной фазой и хлоритами. Они образовались в результате подводного гидротермального литогенеза. Вторичные минералы базальтов Корякского нагорья сопоставляются с продуктами подводного изменения калифорнийских базальтов. Отмечается их типоморфное сходство.

Проблема вторичных изменений вулканогенно-осадочных пород привлекает большое число исследователей. К настоящему времени накоплен большой фактический материал, характеризующий минералогические, геохимические, литологические и физико-химические аспекты этих процессов [2–4, 8]. В основном это относится к базальтам второго слоя океанической коры. Эпимагматические изменения вулканитов носят достаточно тривиальный для океана характер. Здесь широко наблюдаются процессы частичной или полной смектитизации оливина, клинопироксена, интерстициального вулканического стекла, слабая карбонатизация прожилкового типа и частичное выполнение везикул, а также развитие хлорита по темноцветным минералам. Эпимагматические замещения породообразующих минералов и матрикса базальтов рифтогенных структур океана в постконтракционный этап их формирования, как правило, носят изохимический характер. Отмечается лишь локальное мелкомасштабное перераспределение некоторых химических компонентов. Что касается вулканогенно-осадочных образований, формирующихся в иных геодинамических обстановках, прежде всего в пределах переходной зоны между океаном и континентом, то вопросы их вторичных преобразований освещены слабо. В этой связи определенный интерес представляет изучение базальтов аккреционных комплексов, где в разрезе устанавливаются океанические и островодужные образования, контрастные по литологическому и геохимическому составам, в которых генерируются глинистые минералы, составляющие существенную часть осадочных пород. В настоящей работе сделана попытка установить зависимость минерального и химического составов вторичных изменений в базальтах разного петрохимического типа при различных геодинамических режимах и идентифицировать их генезис. Объектом для решения этих задач были выбраны вулканогенно-осадочные образования юга Корякского нагорья, отличающиеся хорошей обогащенностью пород и отсутствием проявлений поздней гранитизации.

Мел-палеоценовые вулканогенные образования юга Корякского нагорья (Олюторская покровно-складчатая зона) известны в составе вулканогенно-осадочной (ватынская серия и ачайваямская свита) и терригенной (корякская серия) ассоциаций. Структурный план этого региона определяется сложным покровно-складчатым строением, наличием пакетов аллохтонных пластин, каждой из которых присуще собственное строение (фиг. 1).

Наиболее глубинный в структурном отношении элемент (относительный автохтон) сложен терригенными толщами корякской серии, выполняющими протяженный Укэлаятский прогиб. Наиболее мощная (более 4–5 км) часть разреза представлена чередованием песчаников, преимущественно субаркозового состава, алевролитов и аргиллитов сенон-палеоценового возраста. Вулканические образования в составе корякской серии известны на кампанском уровне, где среди алевро-песчаных отложений встречены прослои яшм, туфосилицитов и маломощные потоки лав. Местами вулканогенные породы слагают аллохтон.

Строение аллохтона сложное. В рассматриваемом регионе он состоит из нескольких пластин, различающихся типами разреза разновозрастных толщ.

Наиболее четко такое строение аллохтона выявлено на юге Корякского нагорья. В междуречье Ильпивеема, Ватыни и Аниваяма сводный разрез каждой пластины аллохтона образован двумя крупными вещественными ассоциациями: в нижней части кремнисто-вулканогенной (ватынская серия) и в верхней – вулканогенно-обломочной (ачайваямская свита). Среди пород кремнисто-вулканогенной ассоциации соответственно пластинам выделяется три типа разреза (фиг. 2): вулканогенный (снеговой), кремнисто-вулканогенный (эпильчикский) и кремнистый (матыскенский).

ТИПЫ РАЗРЕЗА ПОРОД КРЕМНИСТО-ВУЛКАНОГЕННОЙ АССОЦИАЦИИ

Снеговой тип разреза почти полностью сложен толщами подушечных, редко массивных, базальтов. Периодически в разрезе отмечаются красные радиоляриевые яшмы и кремнистые аргиллиты. В силицитах вверх по разрезу увеличивается количество витрокластического материала. Отмечаются пачки пульверизационных, реже дисквамационных гиалокластитов. Мощность разреза 800–1200 м, возраст отложений альб-кампанский.

Эпильчикский тип разреза в основании сложен толщей подушечных базальтов. Выше залегают горизонты яшм, сменяющиеся в разрезе кремнистыми аргиллитами и туфосилицитами с маломощными прослоями и линзами известняков. Завершается разрез толщей серых и зеленых туфосилицитов и кремней. Возраст пород разреза определен как сантон-кампанский, мощность разреза достигает 400–500 м.

В матыскенском типе разреза преимущественно распространены кремнистые отложения. Нижняя часть разреза сложена пачками ритмично переслаивающихся красных радиоляриевых и глинистых яшм с маломощными потоками подушечных лав. Верхняя ее часть представлена толщей переслаивания серых и зеленых туфосилицитов и кремней. Возраст пород сантон-кампанский, мощность разреза до 450 м.

Отложения ватынской серии в каждой пластине перекрыты образованиями ачайваямской свиты. Контакт между свитами согласный, но в то же время отложения ачайваямской свиты ложатся на образования ватынской серии разными своими горизонтами. Различаются три типа разреза ачайваямской свиты: эффузивно-кремнистый, вулканогенно-обломочный и туфо-кремнисто-терригенный.

Эффузивно-кремнистый тип разреза известен в составе снеговой и матыскенской пластин. Через переходную пачку серовато-зеленых туфосилицитов, часто содержащих обломки красных яшм и черных кремней, базальты и туфосилициты ватынской серии сменяются оливково-зелеными туфокремнистыми породами, содержащими прослойки туфоконгломератов и гравелитов. В средней части разреза широко разлиты подушечные пироксен-афировые базальты, ассоциирующие с ясно слоистыми зелеными туфосилицитами, сменяющимися вверх по разрезу обломочными образованиями. Мощность разреза 200–250 м.

Вулканогенно-обломочный тип разреза распространен наиболее широко во всех пластинах, составляя основной объем ачайваямских образований. Разрез, как правило, имеет двучленное строение. Нижняя часть – толща переслаивающихся подушечных и массивных базальтов с разнообразными по гранулометрии туфами и туфопесчаниками. Здесь отмечается также прослойки туфосилицитов. Мощность этой части разреза меняется от 150 м на западе до 250–300 м на востоке. Вверх по разрезу увеличивается доля пирокластической составляющей и вулканогенная толща сменяется толщей плохо отсортированных неясно слоистых туфов, туфоконгломератов и лавобрекчий. В районе р. Луговой в составе разреза отмечается толща переотложенных пироксеновых туфов и пикритобазальтов. Мощность разреза меняется от 300 до 2000 м.

Туфо-кремнисто-терригенный тип разреза распространен ограниченно в бассейне р. Луговой и бухты Малой. В основании разреза располагается базальный горизонт переотложенных туфов и туфоконгломератов, сменяющихся через горизонт гравелитов пачками грубослоистых черных кремней. Средняя часть разреза образована переслаиванием псаммитовых окремнелых туфопесчаников, песчаников с силицитами и туфосилицитами. Разрез венчается пачкой алевроит-песчаных пород, содержащих конкреции сидеритов и маломощные прослойки углей. Суммарная мощность разреза достигает 300 м.

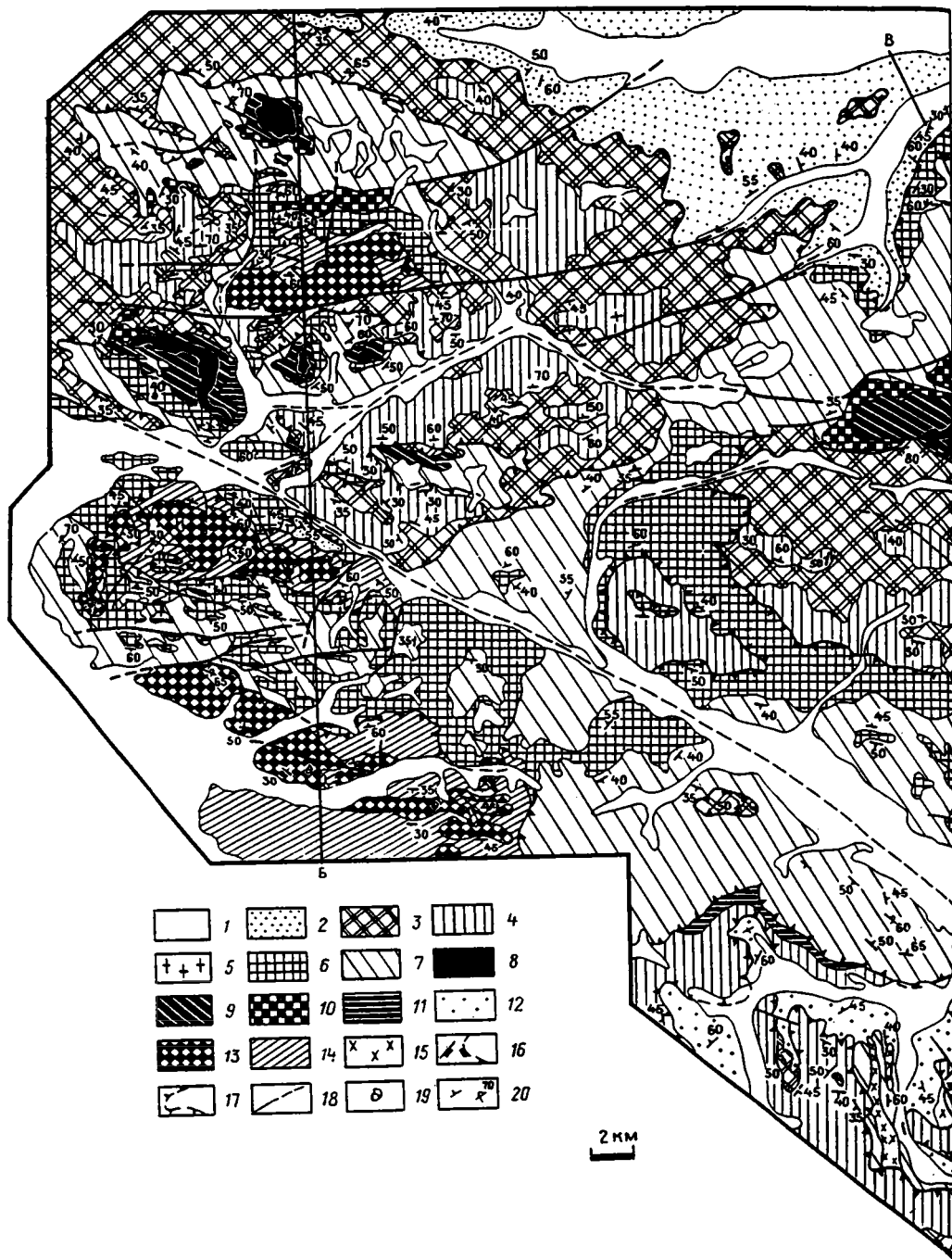
Возраст пород ачайваямской свиты по единичным находкам радиолярий определяется как поздний кампан–маастрихт.

К эпильчикской пластине приурочены дунит-клинопироксен-габбровые массивы.

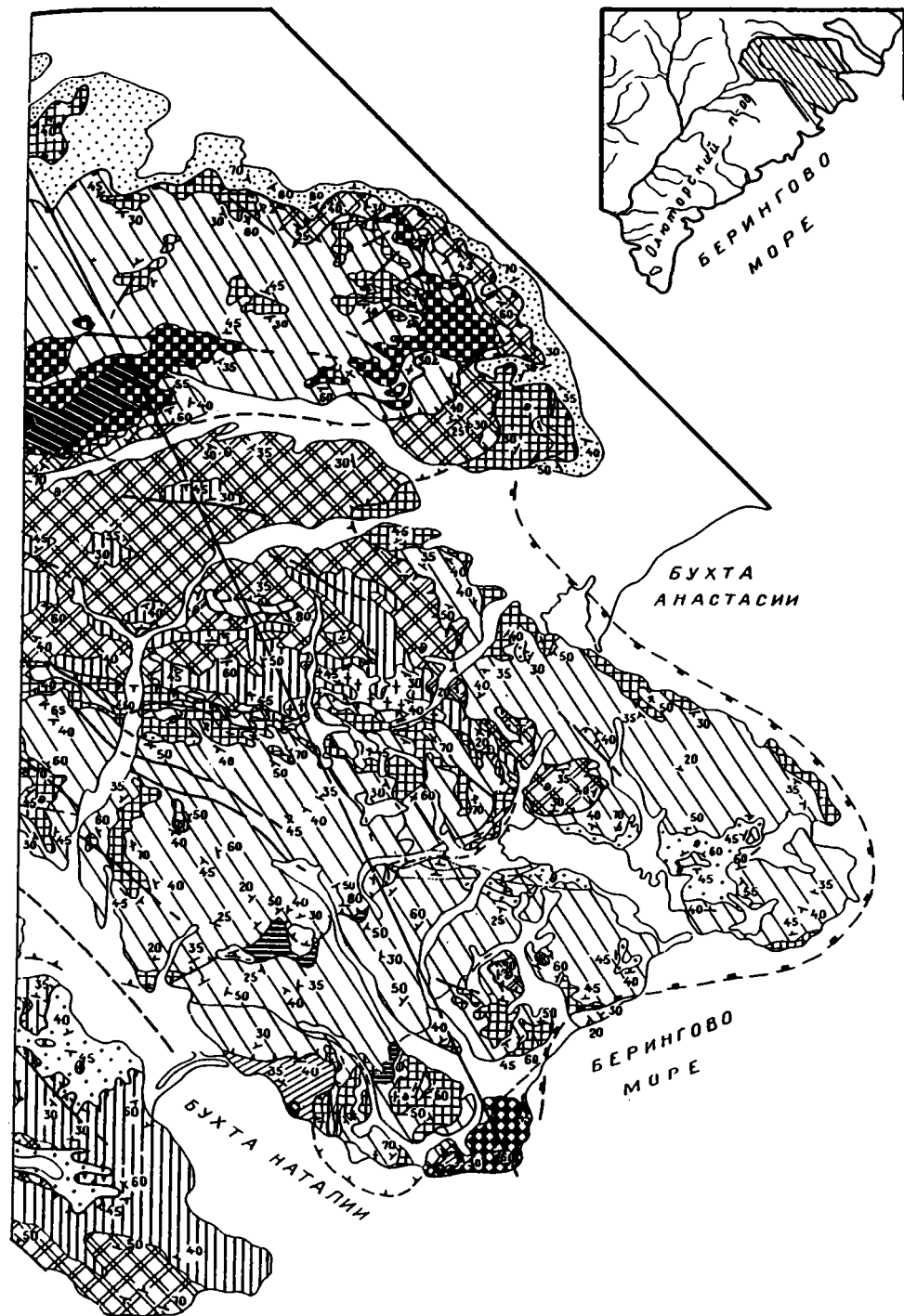
Вулканические образования рассмотренных ассоциаций пород различаются по минералого-петрографическим и геохимическим характеристикам [5, 6].

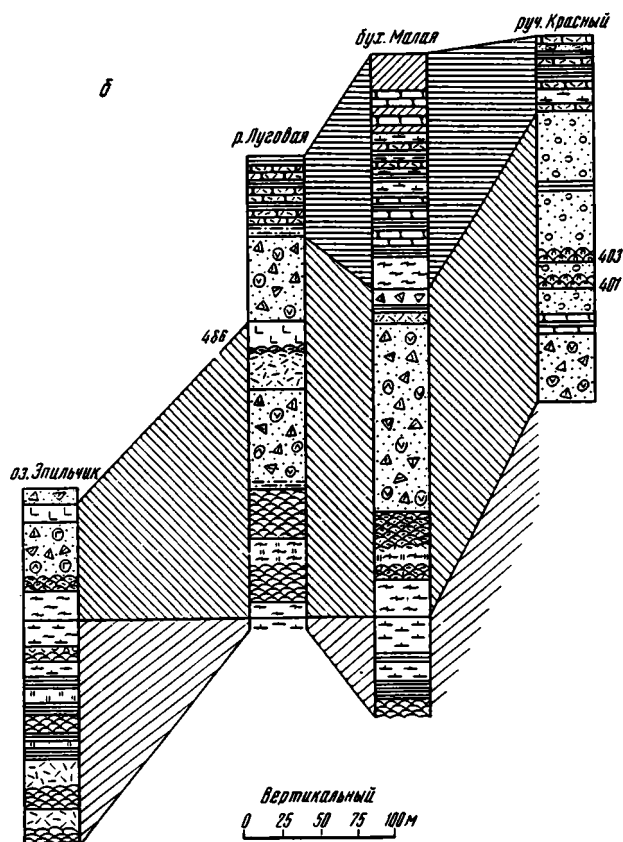
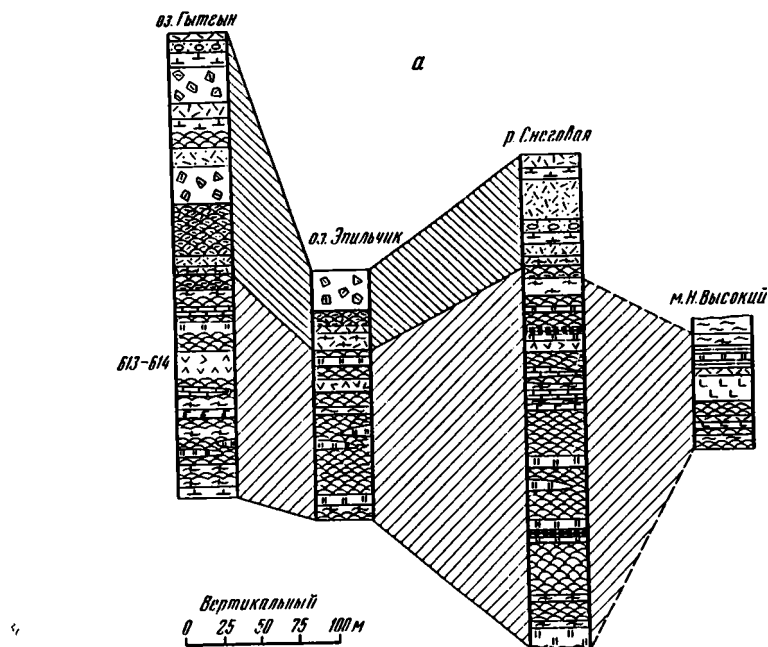
Фиг. 1. Тектоническая схема района междуречья Матыскен – Ватыны [6] (См. стр. 20, 21)

1 – неоавтохтон – базальты, туфолавы, туфобрекчии (N); 2 – автохтон – алевролиты, аргиллиты и песчаники корякской серии Укэляятского прогиба ($K_2sr_2-3 - P_1?$); 3–14 – аллохтон: 3–5 – матыскенская пластина: 3 – ватынская серия – кремни, яшмы, туфосилициты ($K_1al - K_2sr$), 4 – ачайваямская свита, нижняя подсвита – базальты, туфы, туфолавы, туфосилициты ($K_2sr - m$), 5 – туфы ($K_2 - P_1$); 6–12 – эпильчикская пластина: 6 – ватынская серия – яшмы, кремни, базальты, туфосилициты, розовые известняки ($K_1al - K_2sr$); 7 – ачайваямская свита, нижняя подсвита – базальты, туфы, туфолавы, туфосилициты ($K_2sr - m$); 8 – дуниты, перидотиты; 9 – пироксениты; 10 – габбро; 11 – апопироксенитовый и апопикритовый меланж; 12 – ачайваямская свита, верхняя подсвита – черные кремни, туфы, туфоалевролиты, алевролиты, аргиллиты, гиалокластиты, туфолавы, лавобрекчии, глинистые яшмы, туфосилициты, кремни, туфопесчаники; 13–14 – снеговая пластина: 13 – ватынская серия – базальты, гиалокластиты, туфолавы, лавобрекчии, яшмы, туфосилициты ($K_1al - K_2m$); 14 – ачайваямская свита, нижняя подсвита – базальты, туфы, туфосилициты, кремни, туфопесчаники ($K_2sr - m$); 15 – диориты, кварцевые диориты; 16, 17 – поверхности сместителей надвигов (16 – Ватынского покрова, 17 – тектонических пластин); 18 – крутопадающие постпокровные тектонические нарушения; 19 – места находок фауны; 20 – элементы залегания

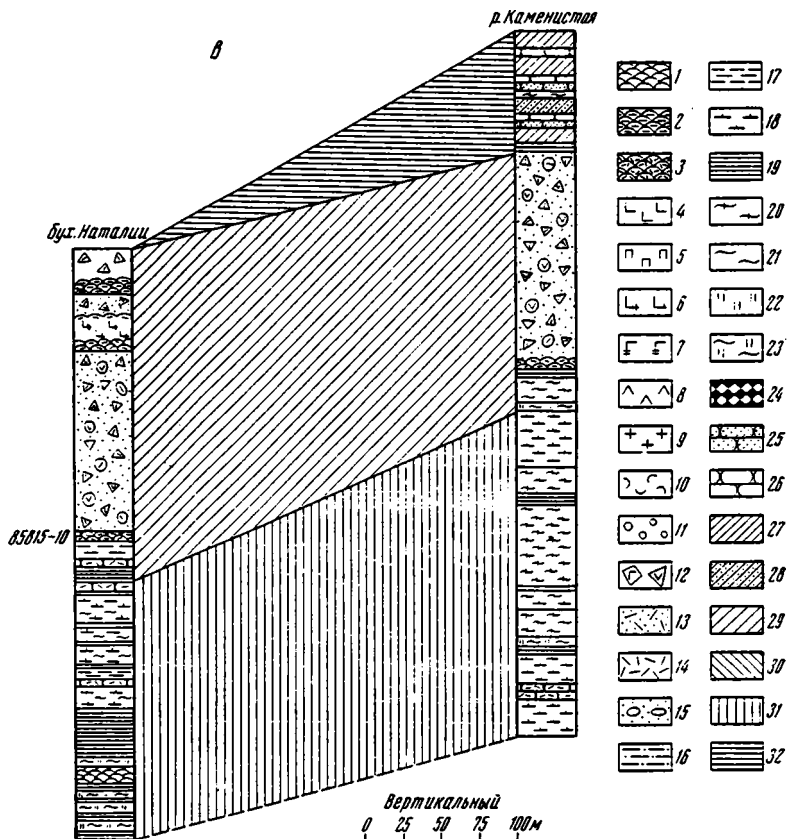


Фиг. 1





Фиг. 2, а, б



Фиг. 2. Снеговой (а), эпильчикский (б) и матыскейский (в) типы разрезов вулканогенно-осадочных образований юга Корякского нагорья

1–3 – подушечные базальты (1 – афировые, 2 – плагиофировые, 3 – пироксен-порфировые); 4 – афировые диабазы и долериты; 5 – пикриты; 6–7 – массивные базальты (6 – плагиофировые, 7 – пироксен-(амфибол) порфировые); 8 – андезиты; 9 – дациты и риолиты; 10 – гиакокластиты; 11 – переотложенные туфы и акватуфы; 12 – вулканические брекчии и конгломераты; 13–14 – туфы (13 – средне- и грубообломочные, 14 – мелко- и тонкообломочные); 15 – гравелиты и конгломераты; 16–17 – туффиты (16 – средне- и мелкозернистые, 17 – тонкозернистые); 18 – кремнистые туффиты и туфосилициты; 19 – кремнистые алевролиты; 20 – силициты; 21 – фтаниты; 22–23 – яшмы (22 – радиоляриевые, 23 – глинистые); 24 – металлоносные отложения; 25–26 – песчаники (25 – крупнозернистые, 26 – средне- и мелкозернистые); 27 – алевролиты; 28 – аргиллиты; 29–32 – типы отложений (29 – кремнистые осадки и лавовые потоки относительно глубоководной зоны океана, 30 – вулканогенно-обломочные отложения склона островной дуги, 31 – туфогенно-кремнистые отложения склона островной дуги, 32 – кремнисто-терригенные отложения склона задугового бассейна)

ВУЛКАНИТЫ КРЕМНИСТО-ВУЛКАНОГЕННОЙ И ТЕРРИГЕННОЙ АССОЦИАЦИЙ

Базальты данных ассоциаций по петрохимическим признакам относятся к высокотитанистой толеитовой и переходной сериям, а по минеральным парагенезисам представлены Pl-cPx, Pl и Ol-cPx-Pl-разностями. Преобладающим парагенезисом всех комплексов является плагиоклаз-клинопироксеновый.

Базальты высокотитанистой толеитовой серии отличаются морфологически разнообразно выраженной подушечной отдельностью, массивной, реже миндалекаменной текстурой, афировой и редко порфировой структурой.

Компоненты	Ассоциация					
	кремнисто-вулканогенная					
	696 *	699	595	613	614	616
SiO ₂	48,31	52,53	50,92	45,83	45,82	48,31
TiO ₂	1,65	1,48	1,73	1,63	1,68	1,63
Al ₂ O ₃	15,17	14,08	15,43	19,57	19,26	17,32
Fe ₂ O ₃	4,25	3,81	3,54	4,18	3,94	3,29
FeO	5,70	4,90	7,58	9,04	9,09	8,25
MnO	0,21	0,20	0,16	0,19	0,18	0,19
MgO	9,14	7,36	8,61	9,78	9,75	7,67
CaO	10,71	10,25	7,64	6,82	6,97	9,73
Na ₂ O	4,42	5,14	4,15	1,59	2,13	3,12
K ₂ O	0,20	0,14	0,06	1,17	0,99	0,35
P ₂ O ₅	0,14	0,17	0,18	0,18	0,19	0,14

Примечание. Анализы выполнены в аналитическом центре ГИН РАН (аналитики Н.Л. Калашникова, Г.Ф. Галковская).

*Номера образцов.

рой. Основная масса в базальтах кремнисто-вулканогенной ассоциации характеризуется интерсертальной и апогиалофитовой структурами, терригенной — метельчатой и вариолитовой.

Минеральные парагенезисы вкрапленников в базальтах ватынской серии характеризуются устойчивостью ассоциации:

$Pl(An_{75}-An_{50}) + Aug(Wo_{41-36} En_{53-44} Fs_{9-14}) \pm Ti - Aug(Wo_{48-49} En_{50-35} Fs_{16-20})$; TiO₂ 2,6–4,2%.

Редкие реликты вкрапленников клинопироксенов в базальтах терригенной ассоциации отвечают также авгитам.

По химизму базальты и гналокластиты относятся к высокотитанистой толеитовой серии (таблица, базальты обр. 696, 699, 595, 616; гналокластиты обр. 613 и 614). Для нее характерно умеренно высокое обогащение как когерентными (Cr 220 г/т, Ni 90 г/т), так и высокочащными (HNS) элементами (TiO₂ 1,4–1,8%, Zr 50–120 г/т, Hf 1,8–3,8 г/т) при низких значениях Rb (3–7 г/т) и Th (0,1–0,5 г/т) и истощенном характере легких РЗЭ ($La_n/Sm_n = 0,6$; $La_n/Yb_n = 0,7$). Для пород характерны высокие $^{143}Nd/^{144}Nd$ ($ENd = +9,3 + -10,9$) отношения. Как крайние дифференциаты серии выступают ферробазальты (TiO₂ 2,2; FeO_{общ} 12,5%, La_n/Yb_n 1,3) и плагиобазальты, характеризующиеся значительным накоплением глинозема с образованием кумулятивных структур.

ВУЛКАНИТЫ ВУЛКАНОГЕННО-ОБЛОМОЧНОЙ АССОЦИАЦИИ

Различия минерального и химического составов вулканитов, входящих в ассоциацию, позволили выделить среди них вулканические серии: толеитовую, известково-щелочную базальтовую и шошонитовую.

Низкотитанистая толеитовая серия. Базальты этой серии известны только в составе ачайваямской свиты, где они образуют мощные потоки с глыбовой и подушечной отдельностями. Текстуры пород массивная и пузырчатая, структура порфировая, основной массы — интерсертальная и субгиалиновая. Плагиоклазы соответствуют лабрадору (An_{62-53}), состав клинопироксенов изменяется от диопсида к диопсид-авгиту ($Wo_{45-47} En_{43-47} Es_{4,5-11}$). Базальты

Ассоциация					
вулканогенно-обломочная					
486	506	406	401	403	85815-10
50,57	49,66	48,98	49,05	51,80	49,15
0,68	0,64	0,79	0,49	0,42	0,54
15,48	15,05	14,27	11,12	9,76	11,70
4,77	3,93	6,09	5,79	5,70	6,34
5,76	5,25	5,48	4,15	4,27	4,22
0,16	0,19	0,21	0,16	0,21	0,17
8,68	10,15	8,85	13,86	12,46	12,52
9,42	12,49	9,91	11,90	11,68	11,86
3,61	1,57	2,91	1,31	1,19	1,25
0,54	0,89	1,29	2,05	2,32	2,00
0,15	0,19	0,22	0,12	0,20	0,25

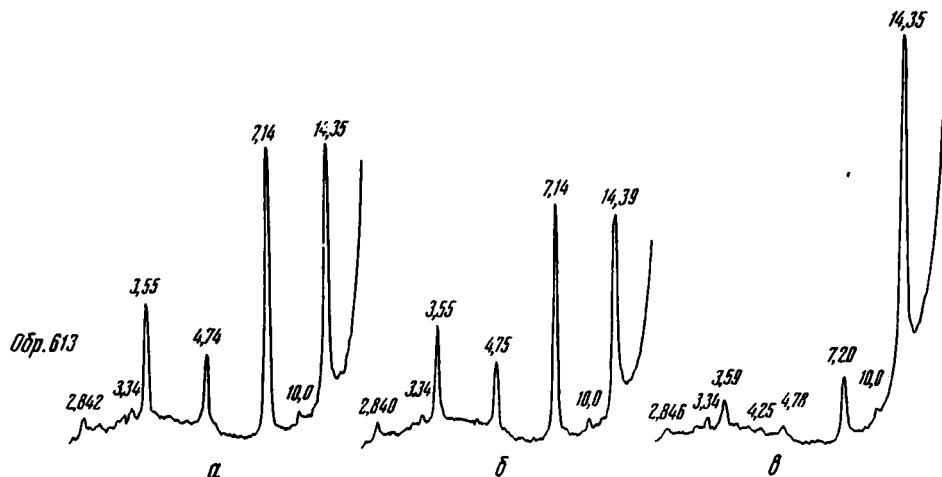
серии характеризуются повышенным содержанием когерентных элементов (Cr 110–220 г/т, Ni 70–95 г/т) и элементов с большим ионным радиусом (LIL)–Rb 6,22 г/т, Ba 100–450 г/т, Sr 110–570 г/т при низких содержаниях HFSE (TiO₂ 0,6–1,0%, Zr 25–70 г/т, Y 10–16 г/т, Hf 0,8–1,2 г/т). В распределении РЗЭ отмечается слабое накопление цериевых лантаноидов в обр. 486, 506 (La_n/Yb_n = 1,4–2,9). Значение ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd высокое (ENd = +8,9 ± 0,4).

Известково-щелочная базальтовая серия. Породы серии известны в составе ачайваямской свиты, где образуют либо отдельные самостоятельные потоки, либо переслаиваются с потоками базальтов толеитовой серии. Отдельность лав глыбовая, текстура массивная, структура резко порфировая, структура основной массы изменяется от микролитовой и интерсертальной до субгипалопелитовой. Вкрапленники представлены cPx, Pl и Amf. Плаггиоклаз по составу отвечает лабрадору (An_{59–53}), клинопироксены характеризуются антидромным распределением кальция и магния от ядер вкрапленников к краевым зонам и при переходе к зернам основной массы с почти постоянным содержанием железа. По составу отвечают авгитам (Wo_{42–46} En_{39–42} Fs_{12,5–14}). Амфиболы в базальтах более редки и представлены роговой обманкой ряда паргасит–эденит.

Для пород этой серии характерны повышенные содержания LIL-элементов, г/т: Rb 22–34, Ba 200–700, Sr до 900 при более высоком по сравнению с толеитами содержании HFSE: Sr 30–110, Y 15–25. В обр. 406 отмечается обогащение легкими РЗЭ (La_n/Yb_n = 2,4–2,6).

Шошонитовая серия. Породы этой серии слагают потоки от 5 до 25 м с глыбовой, реже подушечной отдельностью и характеризуются порфировой структурой. Во вкрапленниках пикрито-базальтов отмечены клинопироксен, оливин и шпинелиды, при значительном преобладании первого. Состав клинопироксенов изменяется от диопсидов к салитам (Wo_{46–48} En_{40–49} Fs_{5–15}), оливины в ачайваямских лавах отвечают форстериту (Fo_{91–82}), хромшпинелиды представлены хромпикотитом.

Шошонитовые базальты отличны от начальных членов своего ряда как коли-



Фиг. 3. Рентгеновские дифрактограммы глинистой фракции гиалокластитов (обр. 613)
а — воздушно-сухой препарат; б — насыщенный глицерином; в — прокаленный при 550°C

чественным соотношением вкрапленников, так и образованием нового парагенезиса: $\text{Cpx} + \text{Pl} + \text{Mt}$. Плаггиоклазы во всех свитах близки по составу и содержат 45–65% An молекулы минерала. Ортоклазы встречаются в наиболее дифференцированных разностях и характеризуются существенно калиевым составом ($\text{An}_{3-6} \text{An}_{40-45} \text{Or}_{52-54}$).

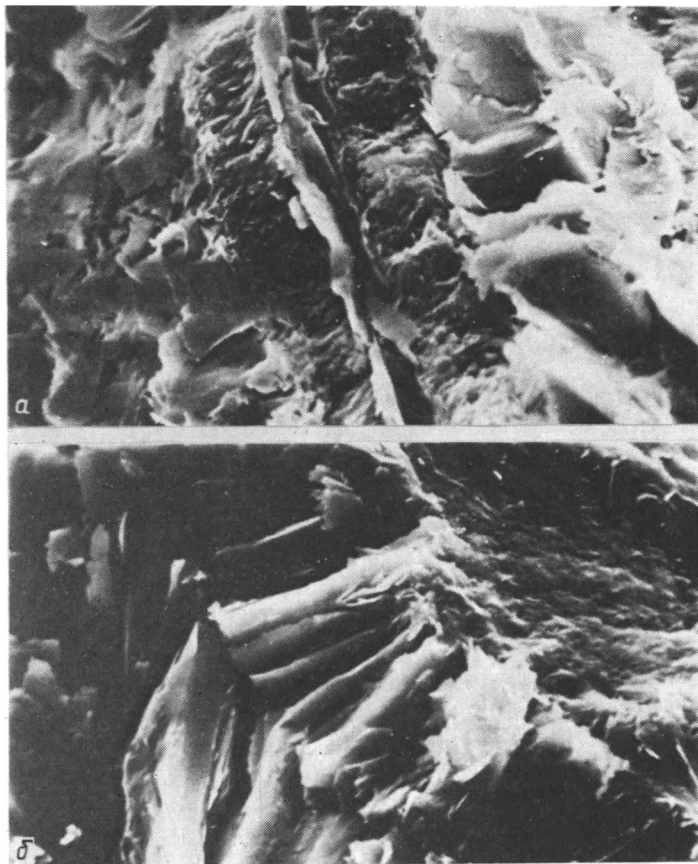
По химизму лавы шошонитовой серии отличаются высоким содержанием K_2O и значением $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, превышающим единицу (обр. 401, 403, 85815-10). Пикритобазальты характеризуются более примитивным составом (TiO_2 0,4–0,6 г/т; MgO 13–16%, Cr 300 г/т, Ni 150 г/т) и высоким значением $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ($\text{E}_{\text{Nd}} = +9,7 \pm 0,5$) при низких — стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70316$).

ВТОРИЧНЫЕ МИНЕРАЛЫ ВУЛКАНОГЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ

Наиболее широко вторичное минералообразование развито среди гиалокластитов, распространенных в пределах снегового типа разреза вулканитов (обр. 613 и 614) и в шошонитовых базальтах эпильчикского разреза (обр. 401, 403 и 85815-10).

Среди вторичных минералов в гиалокластитах развиты смектит, хлорит и небольшая примесь гидрослюда.

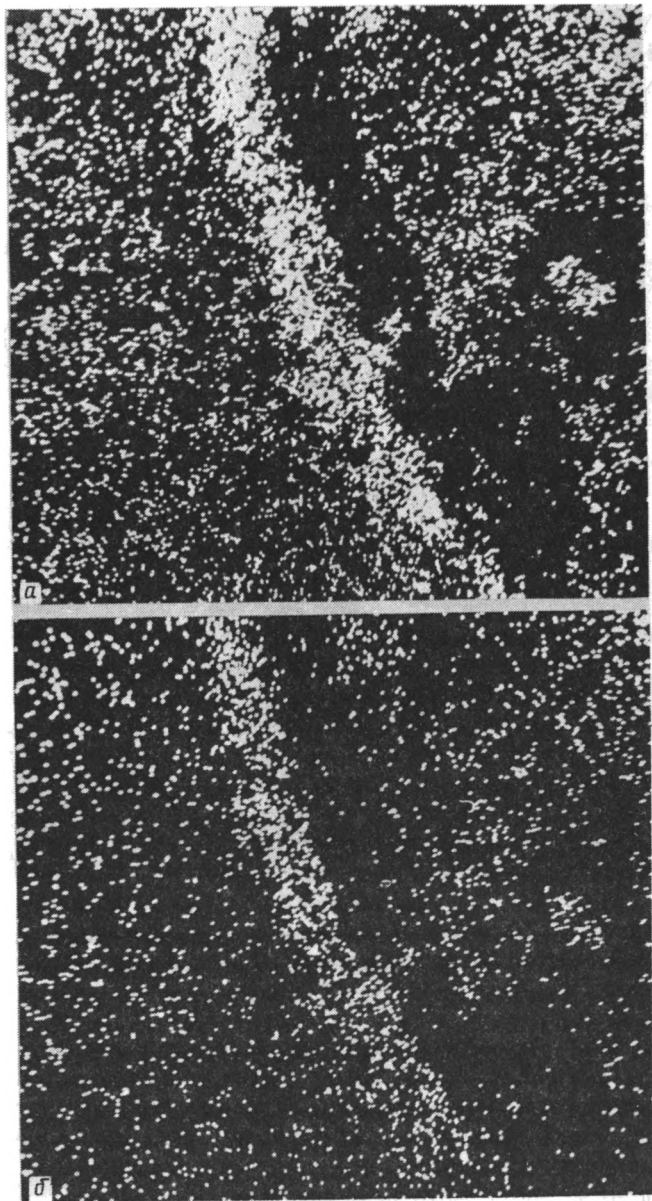
Хлорит особенно четко выделяется в обр. 613. Судя по рентгеновской дифракционной картине, этот минерал представлен железисто-магнезиальной разностью (фиг. 3). Электронно-микроскопические исследования показали, что хлорит образует две генерации. Первая составляет основную массу изменившегося гиалокластита, по-видимому, метасоматически развитую по вулканическому стеклу. Вторая генерация представлена жильными образованиями, где хлорит является минералом, синтезированным из циркулирующего раствора в микропустотных пространствах породы (фиг. 4, а, б). Микрозондовый химический анализ свидетельствует о том, что образование жильных хлоритов происходит на фоне увеличения в породе содержания Fe и Mg , причем жильные хлориты относительно более обогащены железом, нежели магнием (фиг. 5, а, б). По данным химического анализа, гиалокластиты содержат довольно высокие концентрации двухвалентного железа, достигающие до 9% (см. таблицу). По-видимому, часть этого железа входит в состав хлорита второй генерации, выполняющего микрожилы в измененной породе.



Фиг. 4. Электронно-микроскопический сканирующий снимок хлорита, сформированного в микротрещинах в хлоритизированном гиалокластите (обр. 613). Увел. 1500 (а) и 2000 (б)

В гиалокластитах также наблюдается развитие смектита. Этот минерал образуется при изменении вулканического стекла и пироксенов (фиг. 6, а–в). Весьма характерно развитие смектита по клинопироксену. Смектит формируется на контакте зерна клинопироксена с основной массой, сложенной стеклом, а также в поровых пространствах внутри зерен материнского минерала (см. фиг. 6, б). Хлорит же метасоматически развивается по всей матрице пироксенового зерна и по отдельным фрагментам вулканического стекла (см. фиг. 6, в). Следует отметить, что в случаях совместного развития смектита и хлорита в пределах измененного стекла смектит составляет его периферическую часть, а хлорит – внутреннюю.

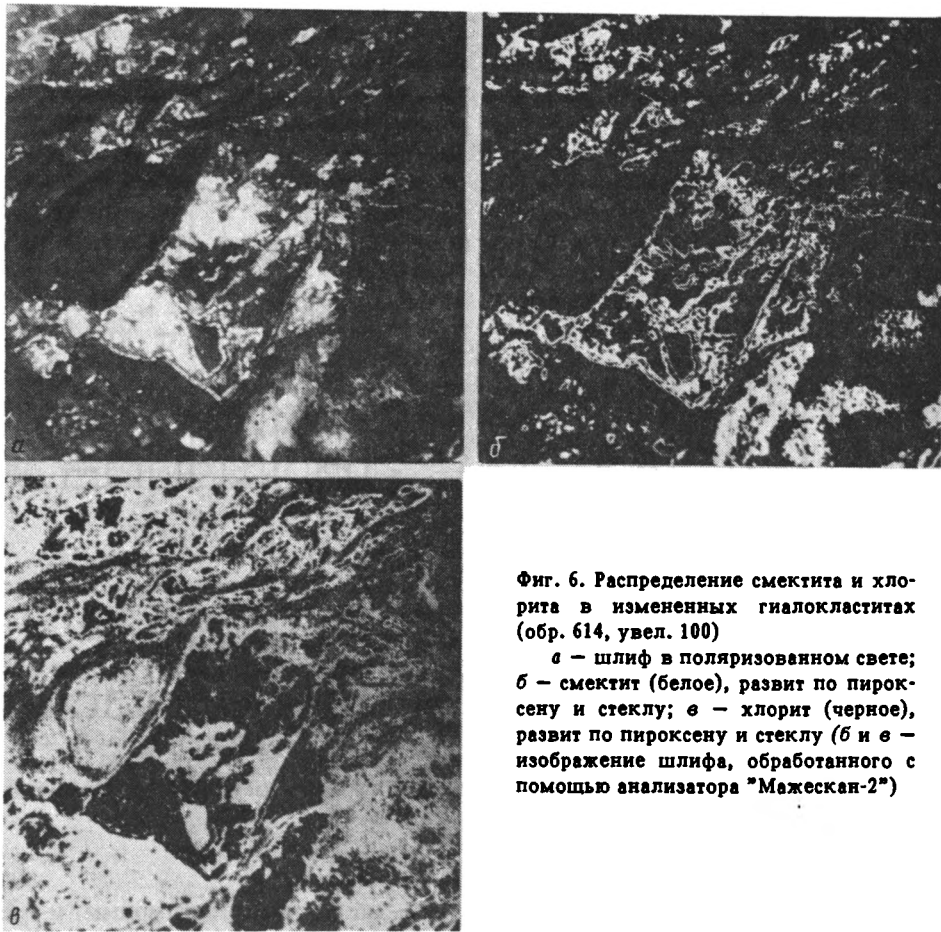
На гистограммах распределения основных породообразующих химических элементов в гиалокластитах (фиг. 7, обр. 613 и 614) и во вкрапленнике неизменного толеитового базальта из этой породы (обр. 616) видно, что эти породы весьма сходны. Измененные фрагменты породы отличаются некоторым уменьшением содержаний кальция и натрия и увеличением – калия. Хлоритизированная порода по химическому составу не отличается от породы, в которой помимо хлоритизации наблюдается развитие смектита. Следовательно, процесс изменения гиалокластитов представляется как изохимический. Для формирования



Фиг. 5. Распределение железа (а) и магния (б) в хлоритизированном гялокластите (обр. 613). Микрофотографии, снятые под сканирующим микронзондом

вторичных минералов в них достаточно небольшого выноса из материнских пород Са и Na. Увеличение же в измененных породах К, по-видимому, связано с воздействием на них морских вод. Следует отметить, что небольшое количество гидрослюда в измененной породе наблюдается в случае отсутствия в ней смектита. По всей вероятности, достаточно высокое содержание К в породах (см. таблицу) детерминирует формирование гидрослюда вместо смектита.

В подушечных шошонитовых базальтах широко развиты также вторичные продукты изменения пород, представленные глинистыми минералами. Эти



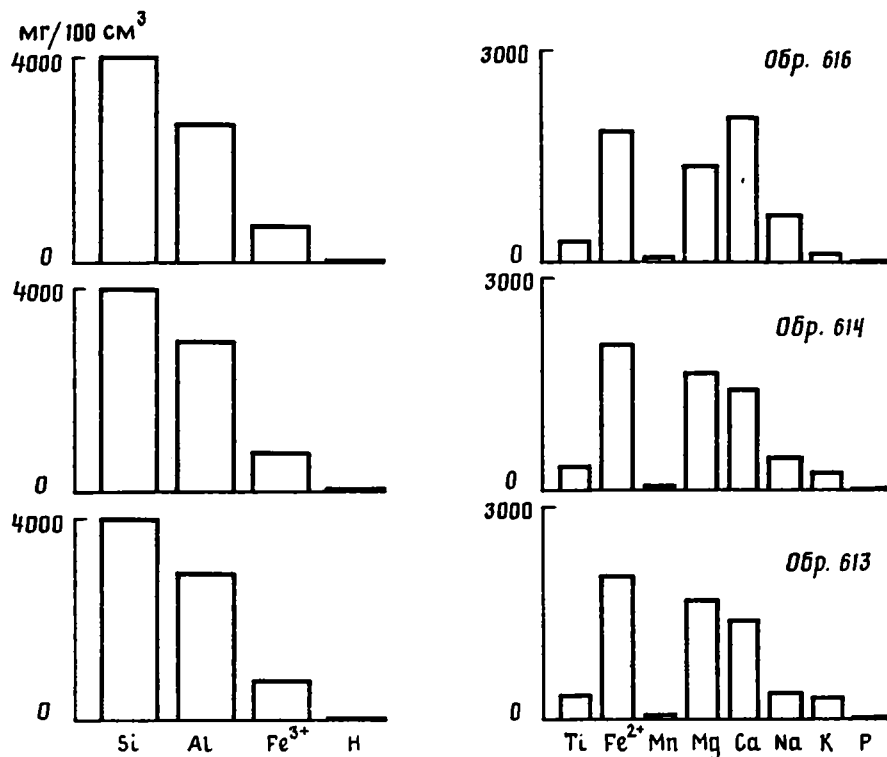
Фиг. 6. Распределение смектита и хлорита в измененных гиалокластитах (обр. 614, увел. 100)

а — шлиф в поляризованном свете; б — смектит (белое), развит по пироксену и стеклу; в — хлорит (черное), развит по пироксену и стеклу (б и в — изображение шлифа, обработанного с помощью анализатора "Мажескан-2")

базальты распространены в пределах аллохтона эпильчикского типа разреза. Основными вторичными образованиями здесь являются корренситоподобные минералы и смектит.

На рентгендифрактограмме фракции $< 0,001$ мм обр. 401 выделяется серия базальных рефлексов, близкая к целочисленной от $29,45 \text{ \AA}$. Образец, насыщенный глицерином, имеет базальные отражения, близкие к целочисленной от $32,24 \text{ \AA}$. После прокаливании до 550°C структура минерала сжимается и первое базальное отражение становится равным $23,5 \text{ \AA}$ (фиг. 8). Такие дифракционные картины характерны для смешанослойного смектит-хлорита, содержащего примерно равные количества триоктаэдрических смектитовых и хлоритовых слоев, чередование которых в структуре имеет тенденцию к упорядочению. Структура этого минерала, названного корренситоподобным, соответствует расчетной модели для $P_{\text{мд}} = 0,2$, $S = 1$ и $W_c : W_x = 0,5:0,5$ [1]. Триоктаэдричность смектита идентифицирована на ИК-спектрах по полосе 450 см^{-1} (фиг. 9).

Корренситоподобный минерал образует крупные агрегаты разноориентированных пластинчатых кристаллов размером плоскости $[001]$ до 30 мк (фиг. 10). Местами агрегаты корренситоподобного минерала выполняют микроскопические трещины в базальтах, образуя микрожилы альпийского типа. Отдельные кристаллы корренситоподобного минерала деформированы по базальной плоскости, формируя гармошковидные агрегаты. Следует отметить,



Фиг. 7. Гистограммы химического состава измененных гиадокластитов (обр. 614 и 613) и вкрапленника неизмененного толеитового базальта (обр. 616)

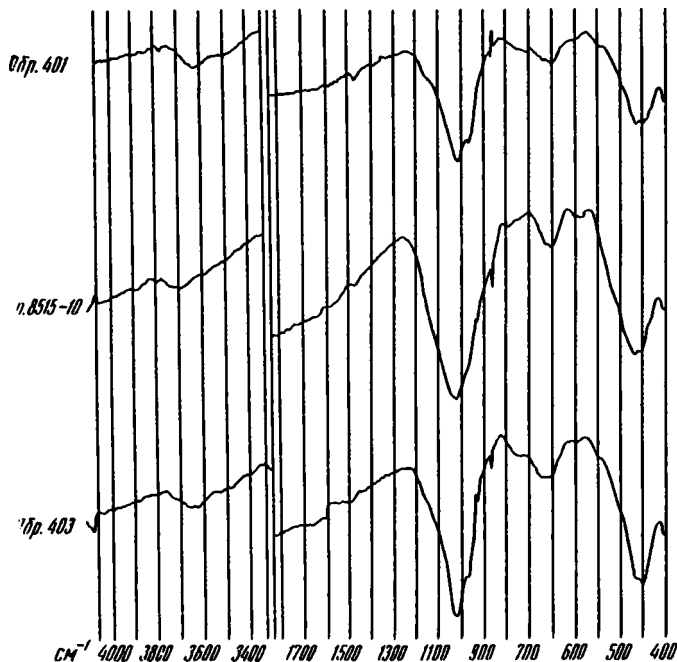
что корренситоподобный минерал обр. 401 по своим структурным и морфологическим особенностям, а также по характеру выделений в базальтах близок к минералу, образовавшемуся при подводном гидротермальном изменении щелочных оливиновых базальтов Тихого океана, непосредственно примыкающих к Американскому континенту [9]. Тихоокеанский корренситоподобный минерал также соответствует расчетной модели для $\rho_{\text{мм}} = 0,2$, $S = 1$ и $W_c : W_x = 0,5 : 0,5$. Отсюда можно сделать вывод, что характер вторичных глинистых минералов зачастую не определяется петрохимическим типом исходных пород, а зависит от гидрогеохимических сред минералообразования, возникающих при взаимодействии дренируемых вод с породами. Породы же играют роль доноров химических элементов для вторичного минералообразования. В данном случае основными минералообразующими элементами являлись Si и Mg, в меньшей степени Ca и Al. Достаточно высокие содержания в измененных породах K свидетельствуют о возможном вхождении его в структуру смектитовых слоев, что, по-видимому, и является причиной некоторого отклонения дифракционной картины исследованных смектитов от целочисленных значений базальных отражений.

В целом по аналогии с тихоокеанскими корренситоподобными образованиями сходного кристаллохимического типа можно предполагать, что они сформировались в результате подводного гидротермального изменения базальтов на ранней стадии островодужного этапа развития региона.

Ниже по разрезу (в районе руч. Красный) отмечается другой характер изменения шошонитовых базальтов. Здесь вторичные глинистые минералы представле-



Фиг. 8. Рентгеновские дифрактограммы глинистой фракции шощонитовых базальтов:
 а — воздушно-сухой препарат; б — насыщенный глицерином; е — прокаленный при 550°C



Фиг. 9. Инфракрасные спектры глинистой фракции базальтов

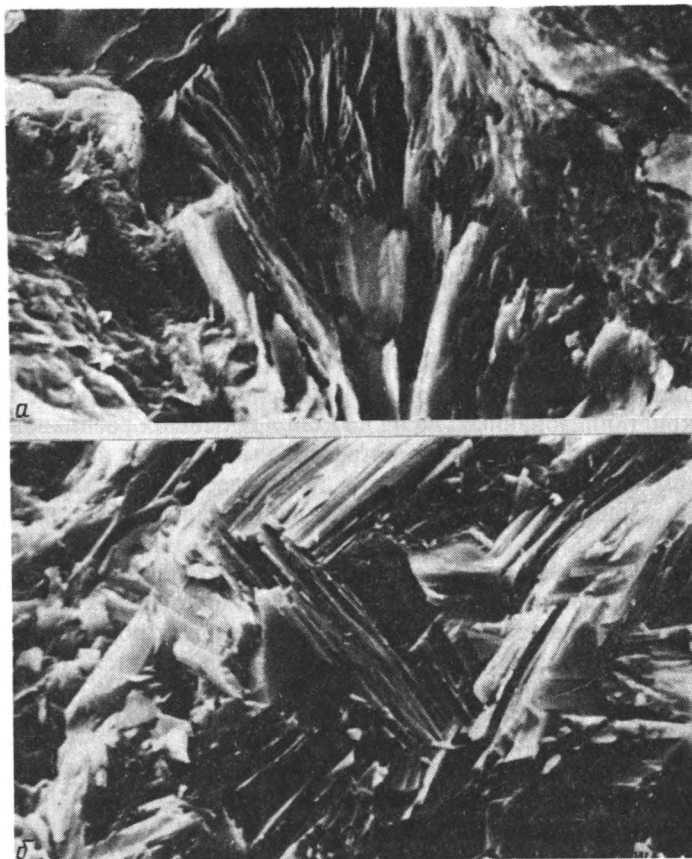
ны тесной ассоциацией двух минеральных фаз: смектита и разбухающего хлорита.

Смектиты на дифрактограмме имеют базальные отражения с d , равными 14,16; 7,15; 4,77; 3,46; 2,83 Å, близкие к целочисленной серии от 14,16 Å (см. фиг. 8, обр. 403). После насыщения препарата глицерином первый базальный рефлекс увеличивается до 17,8 Å. Анализ дифракционной картины минерала, насыщенного глицерином, позволяет установить, что смектит из обр. 403 представляет собой смешанослойное образование гидрослюда-смектит. Структура его соответствует расчетной модели для $p_{\text{гг}} = 0,2$, $S = 1$ и $W_{\text{г}} : W_{\text{м}} = 0,2 : 0,8$, т.е. структурная фаза смектита в нем составляет 80% [1]. Отсюда можно сделать вывод, что так же, как и в базальтах обр. 401, повышенное содержание К в измененных базальтах обр. 403 объясняется вхождением этого элемента в структуру смешанослойного минерала, формируя в нем до 20% слюдистых слоев.

Минерал с аналогичной структурой сформировался при гидротермальном изменении тихоокеанских щелочных оливиновых базальтов Калифорнийского залива [9]. Поразительным сходством вторичных продуктов изменения шошоновых базальтов юга Корякского нагорья и базальтов Калифорнийского залива является наличие в них минеральной фазы, представленной разбухающим хлоритом. Корренситоподобный минерал является также основным вторичным минералом в составе базальтов как эпильчикского (см. фиг. 8, обр. 486), так и матыскенского (см. фиг. 8, обр. 8515/10) типов разрезом. По своим структурным особенностям эти образования близки обр. 401.

* * *

Среди вулканических пород меловых базальтов юга Корякского нагорья распространено несколько петрохимических серий: высокотитанистые толеитовые, низкотитанистые толеитовые, известково-щелочные, шошонитовые и



Фиг. 10. Электронно-микроскопические снимки корренситоподобных минералов, развитых в шошонитовых базальтах (а и б — разные поля зрения)

гиалокластиты. Вторичные глинистые минералы детально изучены в гиалокластитах и шошонитовых базальтах.

В гиалокластитах основным вторичным минералом является хлорит, реже смектит. Среди хлоритов отмечаются две генетические генерации: метасоматический железисто-магнезиальный, развитый по стеклу и пироксенам, и жильный магнезиально-железистый. Смектит развивается по периферии обломков стеклокластиков и фенокристов пироксенов.

В шошонитовых подушечных базальтах отмечаются две ассоциации вторичных минералов. Это корренситоподобные образования, в смектитовых слоях которых содержится некоторое количество слюистой структурной фазы и смектит с содержанием этой фазы до 20%. Непременной составляющей последней ассоциации является хлорит.

Вторичные минералы изученных базальтовых серий сходны по парагенезисам и структурным особенностям минеральных фаз с вторичными образованиями щелочных оливиновых базальтов Тихого океана, расположенных вблизи Американского континента. Здесь также развиты корренситоподобные минералы и смектиты со слюистыми слоями и хлоритами. Последние являются продуктами подводного гидротермального изменения.

Учитывая отмеченное выше сходство, можно полагать, что шошонитовые

базальты юга Корякского нагорья были преобразованы также в результате подводного гидротермального литогенеза. Характер вторичных преобразований изученных вулканитов свидетельствует о том, что они имеют гидротермальную природу. Однако следует иметь в виду, что гидротермальный процесс в оксанических условиях может протекать по крайней мере по двум сценариям. Один из них реализуется как первичный гидротермальный процесс за счет ювенильных минерализованных растворов, возникающих на последних этапах дифференциации магматических расплавов. В этих условиях возможны значительные трансформации состава гидротермально измененных пород, т.е. процесс может иметь аллохимический характер. С ним могут быть связаны различного рода рудопроявления, в частности характерные для океана сульфидные полиметаллические.

Другой – вторичный гидротермальный процесс – протекает в постконтракционный этап формирования вулканитов в результате взаимодействия уже закристаллизованных, но не до конца остывших расплавов с морской водой. Как правило, вторичный гидротермальный процесс является изохимическим. В этом случае рудообразование практически невозможно. Вероятен также и третий вариант – возникновение гидротермальных систем смешанного типа.

Рассмотренный выше материал однозначно свидетельствует о том, что эпимагматические изменения базальтов юга Корякского нагорья изохимические. Выявленное увеличение содержания калия в некоторых образцах вулканогенно-обломочной ассоциации удовлетворительно объясняется его привнесом вследствие взаимодействия базальтов с морской водой. Таким образом, преобразования базальтов юга Корякского нагорья могут быть объяснены гидротермальными изменениями вторичного типа.

Список литературы

1. Дриц В.А., Сихаров Б.А. Рентгеноструктурный анализ смешанослойных минералов. М.: Наука, 1976. 255 с.
2. Коссовская А.Г., Симанович И.М., Шутов В.Д. Минеральные преобразования пород океанической коры и проблемы ее начальной континентализации // Минеральные преобразования пород океанического субстрата. М.: Наука, 1981. С. 5–17.
3. Курнатов В.Б. Гидротермальные изменения базальтов в Тихом океане и металлоносные отложения. М.: Наука, 1986. 249 с.
4. Перцев Н.Н., Русинев В.Л. Гидротермальные изменения базальтов Бермудского поднятия по материалам бурения скв. 417, 418 "Гломара Челленджера" // Минеральные преобразования пород океанического субстрата. М.: Наука, 1981. С. 17–22.
5. Федоров П.И. Тектоническая эволюция окраинных морей на примере юга Корякского нагорья // Очерки по геологии Северо-Западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса. М.: Наука, 1987. С. 34–42.
6. Федоров П.И., Казимирев А.Д. Минералогия и геохимия островодужных пикритов (на примере Олюторской зоны Корякского нагорья) // Докл. АН СССР. 1989. Т. 306. № 2. С. 456–460.
7. Федоров П.И. Геохимия и петрология позднемеловых вулканитов юга Корякского нагорья // Геохимия. 1990. № 1. С. 1324–1331.
8. Харин Г.С. Вторичные минералы в подводных базальтах Северной Атлантики // Гидротермальные преобразования пород океанического субстрата. М.: Наука, 1981. С. 22–29.
9. Grechin V.I., Eroschev-Shuk Y.A., Zolotarev B.P. Petrochemistry of abyssal oceanic basalts and dolerites and their secondary alterations, Sites 469, 470, 471, 472, 473 // Initial Reports of the DSDP. 1981. V. 63. P. 711–732.

Геологический институт РАН,
Москва

Поступила в редакцию
3.VI.1992

УДК 553.493.562

© 1993 Борисенко Л.Ф.

ПЕРСПЕКТИВНЫЕ ТИПЫ ГАЛЛИЙСОДЕРЖАЩИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Установлено, что галлий содержится в повышенном количестве в рудах многих месторождений, относящихся к различным генетическим типам. Среди них наибольшую промышленную ценность представляют бокситы. Перспективен для галлия и целый ряд других месторождений алюминия, железа и титана, многие из которых имеют экзогенное происхождение.

Открытый в 1875 г. П.Э. Лекоком де Буабораном галлий только во второй половине XX в. нашел для себя несколько важных областей применения, в которых он играет существенную роль. Основная часть полученного галлия используется в электронике в качестве полупроводниковых интерметаллических соединений: GaAsP; GaAs; GaP. Благодаря обнаруженным полупроводниковым свойствам галлий имеет большое значение наряду с Si и Ge. Соединения GaAs в ряде случаев с успехом заменяют кремний. Потребность в GaAs за последние несколько лет в электротехнике, электронике, производстве лазерных фотодиодов растет во всем мире [34]. По объему производства главных полупроводниковых соединений арсенид галлий уже сейчас занимает третье место после кремния и германия [19]. Ежегодный рост потребления Ga за рубежом оценивается в 5–10%. Считается, что после 2000 г. объемы применения галлия могут существенно увеличиться в результате его использования в гелиоэнергетике. В настоящее время получение Ga и его соединений налажено во многих капиталистических странах: США, Франции, ФРГ, Японии, Норвегии, Великобритании. Его производят в СНГ, КНР и других странах [17, 33, 36]. В мире около 90% галлия получают в процессе переработки бокситов (немного из алунитов) и 10% из отходов цинкового производства. В Российской Федерации, кроме того, используются нефелиновые породы (пока ограниченно).

Цены на галлиевую продукцию за рубежом держатся на достаточно высоком уровне. В 1984–1986 гг. она достигла 525 долл/кг Ga; в 1988 г. цена снизилась до 250–375 долл/кг Ga [33]. В 1992 г. она составила около 500 долл/кг Ga.

Важные области применения галлия и высокие цены на его продукцию заставляют обратить внимание не только на признанные (бокситы и др.), но и на различные перспективные виды галлийсодержащего сырья, из которых он может извлекаться попутно. Освоение хотя бы части этого сырья, в особенности такого, которое перерабатывается в значительных объемах, может заметно увеличить количество промышленного галлия. Российская Федерация обладает значительными запасами галлийсодержащих руд, относимых нами к перспективным типам (табл. 1).

Так как Ga является типичным рассеянным элементом, значительные скопления собственных его минералов, имеющих промышленное значение, в природе

почти не встречаются. Исключение составляют полиметаллические месторождения Цумб (Намибия) и Эйпекс (США), а также медно-кобальтовое Кипуши (Заир), где обнаружены собственные минералы галлия – галлит, майгрюн, карневалит, зёнгейт. В руде этих месторождений содержится Ga до 1,2–2% [20, 32]. Однако главным сырьевым источником Ga в настоящее время остаются бокситы, за счет которых возможно дальнейшее увеличение объемов его получения. Ряд других сырьевых источников галлия, из которых он пока практически не получается, могут также пополнить количество этого редкого металла. Особый интерес представляют крупные галлийсодержащие месторождения, на которых добываются, а затем перерабатываются значительные массы полезных ископаемых. Как правило, галлий содержится в них в виде примеси (обычно до 100 г/т, редко более). Среди перспективных типов руд для попутного получения Ga наиболее важны руды Al, Fe, Ti, а также горючие полезные ископаемые. Можно выделить несколько основных генетических типов перспективных галлийсодержащих руд: 1) магматические, 2) скарновые, 3) гидротермальные, 4) выветривания, 5) россыпи, 6) осадочные, 7) метаморфогенные. В предложенной классификации систематизированы месторождения, часть из которых изучена другими исследователями [1, 9, 13, 16, 22, 29], а часть автором [4–8 и др.]. Для последних галлий определялся в ИМГРЭ методом химического анализа (аналитик В.В. Волков) и количественного спектрального анализа (аналитик Л.И. Сердобова); предел обнаружения 0,1–3 г/т Ga.

Магматические месторождения значительны по запасам галлия. Ведущие рудные компоненты для них Fe и Ti. Повышенная галлиеносность характерна для рудных минералов ультраосновных, основных, а также кислых и щелочных пород. В этом сказывается классическая природа галлия как широко рассеянного элемента, отмеченная еще В.И. Вернадским (1927 г.). В рудах ультрамафитов и мафитов Ga, по нашим данным, в основном концентрируется в титаномagnetите (обычно 35–60 г/т) и в ильмените (до 15 г/т). Характерно, что его распределение в титаномagnetите различных магматических формаций (габбро-диорит-диабазовой, габбро-пироксенит-дунитовой и др.) довольно равномерное (табл. 2). Железомagneзиальные силикаты магматических месторождений Fe и Ti, как правило, содержат немного галлия (оливин до 6 г/т, клинопироксен до 12 г/т и только роговая обманка до 25 г/т Ga) [4].

В процессе передела железных руд (титаномagnetитовых и magnetитовых концентратов) по схеме доменного процесса отмечается, по нашим данным, накопление галлия в доменных пылях (20 г/т), а также в шламах конверторного (до 111 г/т) и мартеновского (до 198 г/т) производств [23]. Силикатные пироксеновые хвосты, остающиеся после обогащения качканарских титаномagnetитовых руд, могут представлять практический интерес для комплексного извлечения из них Sc, Ga, V, TR (в хвостах содержится Sc до 150 г/т, Ga 12, V 250, Σ TR до 50 г/т).

Галлийсодержащие руды магматогенных месторождений титана главным образом связаны с габбро-анортозитовой формацией (Украинский щит и др.). В рудах этих месторождений основным минералом – концентратором галлия является плагиоклаз, в котором в среднем содержится около 30 г/т Ga. Это обстоятельство особенно важно, так как анортозиты и габбро-анортозиты, содержащиеся в среднем 26 и 24% Al_2O_3 , относятся к перспективному небокситовому виду алюминиевого сырья и в будущем могут представить практический интерес. Заслуживают внимания также редкометалльные граниты и пегматиты; силикатные хвосты последних в отдельных случаях (Берник-Лейк) содержат до 800 г/т Ga [20]. Однако в среднем его концентрация в плагиоклазе находится на уровне 40–60 г/т [18].

Особенно перспективны в отношении галлия нефелиновые сиениты и не-

Таблица 1

Перспективные типы галлийсодержащих месторождений

Группа месторождений	Типы месторождений	Главные промышленные компоненты	Содержание Ga в руде, г/т	Главные минералы — концентраты галлия (содержание в них Ga, г/т)	Примеры месторождений
Магматические	Титаномагнетитовые в пироксенитах, перидотитах, оливинитах, горнбленидах, габбро (иногда с сульфидами Cu)	Fe	10—38	Титаномагнетит (16—70), ильменит (4—10), пироксен (до 12), роговая обманка (до 25)	Гусевское, Качканарское, Волковское, Копанское (Урал)
	Ильменитовые, ильменит-титаномагнетитовые (иногда с апатитом) в анортозитах, габбро-анортозитах, габбро-норитах, троктолитах	Ti, Fe, P, Al	20—25	Ильменит (5—15), титаномагнетит (30—65), плагиоклаз (20—40)	Торчинское и др., Коростенского и Корсунь-Новомиргородского плутонов (Украина)
	Редкометалльные граниты	Li, Ta, Sn	40—60	Альбит (до 100), мусковит (до 150), лепидолит (до 300)	Монтебра (Франция), Кацерес (Испания)
	Гранитные редкометалльные пегматиты	Ta, Li, Cs, Be	50—100	Продукт обогащения силикатных хвостов (600—800), плагиоклаз (60—90)	Берник-Лейк (Канада)
	Щелочно-редкометалльные граниты	Ta, Nb, Be, Zr, TR	до 500	—	Казахстан Тор-Лейк (Канада)
	Нефелиновые сиениты и нефелинсодержащие породы	Al, P	10—300	Нефелин (10—400), содалит (30—500)	Ловозеро (Кольский п-ов)
	Щелочные эффузивы	Ta, Nb, Y, Tr, Zr	до 110	—	Брокмен (Австралия)
Скарновые	Магнетитовые известково-скарновые и альбит-скарновые	Fe	3—26	Магнетит (12—48)	Осокино-Александровское (Урал), Качарское (Казахстан)

Таблица 1 (продолжение)

1	2	3	4	5	6
Гидротермальные	Слюдистые метасоматиты	V, (Cr), U, Pt, Pd	50	Мусковит (до 100), биотит (40–50)	Карелия
	Магнетит-апатитовые в андезитах	Fe, P	15–40	Магнетит (20–60)	Абовянское (Армения)
	Магнетитовые в долеритах (ангароилимский тип)	Fe	до 40	Магнетит (20–80)	Камышовский Байкитик, Коршуновское (Красноярский край)
Выветривания	Коры с ильменитом, анатазом и рутилом; коры с минералами РЗЭ и др. (остаточные)	Ti, TP, Zr	25–40	Ильменит (5–17), каолинит (до 60)	Украина
Россыпи	Аллювиальные, аллювиально-озерные и аллювиально-делювиальные ильменита и рутила	Ti	—	Ильменит (5–17)	Украина
	Прибрежно-морские титаномагнетита, ильменита, лейкоксена и рутила (древние и современные)	Ti	—	Ильменит (до 100), титаномагнетит (до 50), ставролит (до 150), дистен (до 150), рутил (10–14)	Татарский пролив (РФ); Украина; Новая Зеландия; Австралия
Осадочные	Железные руды (окисленные и морские осадочные оолитовые)	Fe	2–31	Гидрогетит (3–20), гидрогематит (9–17)	Серовское, Аккермановское (РФ)

Таблица 1 (окончание)

1	2	3	4	5	6
Метаморфогенные	Железо-алюминиевые	Fe, Al	35—90	—	Аятское (Казахстан)
	Каолины и аргиллиты	Al	30	Каолинит (до 50)	Ангренское (Узбекистан)
	Фосфориты	P	1—14	—	Вятско-Камское (РФ)
	Каменные и бурые угли	C	0,4—10	5,8—6000 (в золе)	Подмосковный бассейн (РФ), Донецкий бассейн (Украина)
	Нефть (высокосернистые сорта)	C	≤ 5—30	до 300 (в золе)	Татарстан
	Ильменит-магнетитовые в габбро-амфиболитах	Fe, Ti	25—56	Магнетит (40—65), ильменит (до 25)	Кусинское (Урал)
	Ильменит-титаномагнетитовые (и лейкоксенитовые) в песчаниках	Ti	—	Ильменит и титаномагнетит (до 40); лейкоксен (есть)	Агарцинское (Армения)
	Медистые песчаники и сланцы	Cu	20	—	Джезказган (Казахстан); Мансфельд (ФРГ)
	Битуминозные сланцы, песчаники, известняки	C (U, V)	до 60	—	Атабаска (Канада), Джулия-Крик (Австралия)
	Кианитовые (дистеновые), силлиманитовые и андалузитовые кристаллические сланцы, гнейсы, кварциты	Al	30—80	Силлиманит (до 300), андалузит (до 100)	Кейвское (Кольский п-ов), Лоуха (Карелия), Базыбейское (Восточный Саян)
	Железистые кварциты	Fe	6—69	Магнетит (3—180)	Тараташский комплекс (Урал)

Распространение галлия в корях выветривания сланцев

Зоны	Число проб	Содержание Ga		K_y
		г/т	г/м ³	
IVв	2	46	113	2,18
IVб	16	45	90	1,73
IVа	5	33	85	1,63
I–III	28	26	58	1,11
0	8	22	52	1,00

Примечание. Зоны: 0 – субстрат; I–III – от частичной дезинтеграции (I) до каолиновой (III); IV – латеритная зона с подзонами (а – аллитов, б – бокситов, в – дебокситизации); K_y – коэффициент устойчивости представляет собой отношение содержания Ga в зонах I–IV к его содержанию в субстрате (зона 0) [24].

Для гидротермальных образований повышенные (до 60 г/т) содержания Ga установлены в магнетите железо-фосфатных руд в андезитах Абовянского месторождения (см. табл. 1). Заслуживают внимания также железорудные месторождения в траппах, магномагнетит которых содержит до 80 г/т Ga (месторождение Коршуновское).

Среди гидротермальных месторождений выделяются слюдястые метасоматиты, мусковит и биотит которых содержит 40–100 г/т Ga. Галлиеносность этих слюд особенно интересна, так как они являются перспективным сырьем на ванадий (Карелия). В мусковите, по данным Е.В. Румянцевой, содержание V достигает 6%.

Остаточные галлиеносные месторождения (коры выветривания) довольно широко распространены на различных типах пород. Содержащийся в породах субстрата Ga зачастую накапливается в каолините, который относится к перспективному алюминиевому сырью (Al_2O_3 до 30%). Согласно нашим данным, в каолините, образовавшемся на габбро-анортозитах, содержится Ga до 26 г/т, в каолиновой зоне на сланцах КМА – до 28 г/т [24]. В каолините, образовавшемся при выветривании гранитоидов Западной Африки (Сенегал и Западная Вольта), концентрация Ga достигает 61 г/т. По сравнению с субстратом Ga накапливается в наиболее тонкой фракции коры выветривания.

Повышено содержание Ga в бокситах, которые образуются выше каолиновой зоны (табл. 3). Коэффициент устойчивости (K_y) для галлия в корях выветривания на сланцах в самой верхней зоне достигает 2,18. Малая подвижность Ga в поверхностных условиях [24, 25] приводит к его накоплению в каолинитах и в бокситах. Последние, как правило, характеризуются повышенной галлиеносностью [9, 11, 13, 17, 19], иногда до 130 г/т Ga [10]. Из рудных минералов кор выветривания интерес представляет ильменит, который содержит не только Ga (до 17 г/т), но и другие редкие элементы-примеси (Sc, V, Ta, Nb, Zr, Hf, Th, PЗЭ). Этот минерал представляет собой по существу комплексное сырье на большую группу редких элементов [8], среди которых Ga может играть не последнюю роль [28].

Россыпные галлиеносные месторождения довольно широко распространены. Среди них особого внимания заслуживают месторождения железа и титана. Титаномagnetитовые россыпи, широко распространенные на Дальнем Востоке Российской Федерации, а также в Новой Зеландии, Японии и др., характеризуются повышенной (обычно до 50 г/т) галлиеносностью. Заслуживает внимания

**Содержание галлия в минералах древней прибрежно-морской
Саматканской россыпи (Украина)**

Минерал	Число образцов	Пределы содержания Ga, г/т (средние значения)	
Ильменит	3	50–75	(64,7)
Рутил	3	10–14	(12,3)
Ставролит	6	70–120	(102,5)
Дистен-силлиманитовый концентрат	6	70–150	(105,5)
Циркон	3	1,1–3,5	(2,0)
Кварц	2	0,4–0,6	(0,5)

также ильменит континентальных и прибрежно-морских россыпей (древних и современных). Галлиеносность этого и других минералов прибрежно-морских россыпей, по нашим данным, иногда довольно значительна (табл. 4). Содержания Ga в ильмените континентальных россыпей, образовавшихся вследствие выветривания мафитов, обычно ниже (5–17 г/т), чем прибрежно-морских (до 75 г/т). Неравномерность концентраций Ga в ильмените россыпей объясняется прежде всего петрохимическими особенностями материнских пород, содержащих этот минерал. Максимально в ильмените россыпей установлено 100 г/т Ga [23].

Осадочные железные руды, по нашим данным, всегда содержат галлий (табл. 5). Однако лишь в некоторых случаях его содержания достигают 30 г/т. В основном это касается руд, образовавшихся в результате разрушения мафитов и ультрамафитов. На примере Урала это видно для некоторых озерно-болотных руд (Серовское и Аккермановское месторождения), а также кор выветривания, развившихся на пироксенитах Гусевогорского месторождения. Минимальные (3,2 г/т) концентрации Ga установлены для гидротермических руд Бакальского месторождения, которые образовались в результате разрушения сидеритов, содержащих до 3 г/т Ga. Вместе с тем отмечаются случаи очень высокой степени накопления галлия (до 2%) в лимоните окисленных полиметаллических руд месторождения Эйпекс в США [32]. Среди сульфидных руд этого месторождения могут быть собственные минералы Ga, которые при выветривании способствуют его накоплению в окисленной железной руде. Таким образом, уровень концентрации Ga в экзогенных железных рудах в значительной степени определяется его содержаниями в первичных породах и рудах.

Перспективны на Ga железо-алюминиевые месторождения, в состав которых входят высокожелезистые бокситы, которые пока не осваиваются [3]. К ним относятся некоторые типы железо-алюминиевых руд Аятского месторождения, приуроченных к карстовым котловинам; в среднем они содержат 56 г/т Ga (от 35 до 90 г/т). Перспективны в этом отношении Высокопольское и Никопольское месторождения Украины, содержащие Al_2O_3 до 38% и Fe_2O_3 30% [14].

Галлиеносность каолинов и аргиллитов интересна только в том случае, если это сырье будет использоваться для получения Al_2O_3 . Пока этот вид сырья рассматривается как перспективный для получения оксида алюминия.

Фосфатное сырье характеризуется относительно невысоким содержанием галлия (обычно до 10 г/т). Мало (до 3–5 г/т) его в апатите эндогенных и остаточных месторождений. Вместе с тем некоторые фосфориты, хотя и незначительно, но накапливают Ga. В частности, 14 г/т Ga установлено в органомогенном фосфорите, ассоциирующем с туфом. Вероятнее всего, повышенная галлиеносность этого фосфорита связана с осадочно-эффузивным его происхождением.

Таблица 5

Содержания галлия в осадочных железных рудах

Генетический тип месторождений	Месторождение (район)	Тип руд по минеральному составу	Текстурные особенности руд	Содержание Ga, г/т	
				пределы	среднее (число проб)
Осадочные морские	Аятское (Казахстан)	Гидрогётит-лептохлорит-сидеритовый	Бобово-оолитовые (сцементированные)	7—10	8,2 (8)
Осадочные речные	Лисаковское (Казахстан)	Хлорит-гидрогётитовые с карбонатами	Оолитовые (рыхлые)	1—9	4,8 (13)
Осадочные озерно-болотные	Серовское (Урал)	Гематит-магнетит-гидрогематитовые	Бобово-конгломератовые (сцементированные)	4—31	14,9 (13)
	Аккермановское (Урал)	Гидрогематитовые	Глинистые	9—16	11,6 (5)
	"	Гидрогётит-гематитовые	Щебенчато-галечные	13—17	14,8 (5)
	Новокиевское	Гидрогётит-хлоритовые	Грубослоистые	4—8	5,4 (7)
	Новопетروпаавловское	"	"	1,1—6	2,9 (8)
Коры выветривания (остаточные)	Бакальское (Урал)	Гидрогётитовые	Желваковые	2—5	3,2 (8)
	Гусевогорское (Урал)	Гидрогётит-титано-магнетитовые	Глинистые с включениями щебенки	12—42	23,0 (11)

ем [9]. Во всяком случае для Ga характерна отрицательная корреляционная связь с фосфором ($r = -0,9$) и положительная с Al ($r = +0,45$) [15]. Галлий нами был качественно установлен также в апатитизированном костном детрите неогеновых отложений. В настоящее время в США разработан метод попутного получения Ga из отходов фосфатного производства [34].

Содержание Ga в каменных и бурых углях невелико. В среднем в каменных углях СНГ он содержится в количестве 4 г/т, а в бурых – 2,9 г/т [1]; по данным [31], среднее содержание Ga в углях составляет 7 г/т. Главными концентраторами Ga являются кластогенные минералы [12, 21, 27]. По этой причине в золах углей наблюдается существенное обогащение этим элементом, в особенности в тяжелой фракции зол. Следует отметить, что в некоторых углях наблюдается накопление Ga в органической части [26, 31].

В отдельных регионах РФ (Западная Сибирь) содержание галлия в золе каменных углей может достигать 168 г/т [1]. Известны факты, указывающие и на более высокую (до 3200 г/т) степень галлиености золы [16]. Это особенно важно, так как, согласно А.З. Юровскому (1968 г.), зола горючих ископаемых содержит повышенное количество Al_2O_3 , %: антрацит 5–37, каменный уголь 14–43, бурый уголь 20–45 и торф 10–60. Значительные концентрации Ga при высоком содержании Al_2O_3 позволяют считать это сырье комплексным при условии его использования в качестве источника для получения оксида алюминия. Возможность этого вполне реальна [34]. Заслуживает внимания также содержащиеся в золе V, Sc и другие элементы. В проанализированных нами золах 15 ТЭЦ и ГРЭС установлено, г/т: Ga до 20, а также V до 500, Sr и Zn до 1000, Zr до 250, Y до 50, La до 80, Sc до 20 и др. [6]. Иногда содержание V в угольной золе достигает 1,1% [35], а в золе промышленных углей – 0,3% [31].

Нефть, как правило, содержит мало Ga ($\leq 0,000n\%$). Но его концентрация повышается в некоторых золах до 30 г/т, а иногда, по данным В.Н. Холодова, достигает 100 г/т и даже 180 г/т и более [22]. Наиболее высокие (до 300 г/т) концентрации Ga установлены в золе высокосернистых сортов нефтей Татарстана (анализ выполнен в Гипроникеле). При условии, что содержания Ga в высокосернистых нефтях окажутся устойчивыми, их следует рассматривать как весьма перспективный тип галлийсодержащего сырья, обладающего значительными запасами. Ценность этих зол повышается за счет содержащихся в них ванадия (5–15%) и никеля (до 12%).

Метаморфизованные галлиеносные образования представлены ильменит-магнетитовыми месторождениями в габбро-амфиболитах. Образовались они по данным В.С. Мясникова за счет рудоносных габброидов, подвергшихся метаморфизму. Галлий накапливается в магнетите (до 75 г/т); в ильмените его содержание не превышает 25 г/т. Месторождения этого типа известны в Российской Федерации: Кусинское на Урале, Малотагульское в Саянах, Рыбозерское в Карелии. Все эти месторождения характеризуются также повышенной (до 0,7% V) ванадиеносностью.

Ильменит-титаномagnetитовые в песчаниках содержат 30–40 г/т Ga. Пример этого типа – Агарцинское месторождение в Армении. В лейкоксене Ярегского месторождения на Южном Тимане, по данным И.В. Швецевой, установлены лишь следы галлия.

Медистые песчаники и сланцы обычно содержат около 20 г/т Ga. Однако при переробке медистых сланцев Мансфельда печные налеты и промежуточные продукты содержат до 1000 г/т Ga, что представляет практический интерес [29]. Перспективны на галлий и медные руды Джезказгана (≤ 20 г/т) [22].

Битуминозные сланцы, песчаники, известняки распространены довольно широко; они содержат 40–60 г/т Ga. После их переработки содержание галлия в зольных остатках возрастает. Кроме Ga в битуминозных образованиях представляют интерес V, U, Cu, Mo, Ni, Sc, Y. Значительные битуминозные месторожде-

ния известны в Канаде (Атабаска) и в Австралии (Джулия-Крик). Планируется из летучих зол, остающихся при переделе битуминозных песчаников месторождения Атабаска, получать до 1,6 т Ga в год [37].

Кианитовые (дистеновые), силлиманитовые и андалузитовые кристаллические сланцы, гнейсы, кварциты являются высокоглиноземистыми ($20\text{--}40\%$ Al_2O_3) и относятся к весьма перспективным для получения алюминия [3, 30], в особенности силумина (сплав Al с Si). Освоение этого вида сырья ведется в ЮАР, США, Индии, Австралии и СНГ. В Сибири известно более 120 месторождений и рудопроявлений андалузит-силлиманитовых и дистеновых пород и руд. Предполагается, что они образовались в результате регионального и контактного метаморфизма высокоглиноземистых пород [30]. Как правило, среднее содержание Ga в силлиманите, андалузите и кианите повышено ($40\text{--}70$ г/т). В силлиманите концентрация галлия иногда достигает 300 г/т.

Железистые кварциты характеризуются весьма неравномерным распределением галлия. По нашим данным, концентрация Ga в пироксен-магнетитовых кварцитах Тараташского комплекса (Урал) колеблется в пределах $2\text{--}69$ г/т. Главным минералом-концентратором является магнетит, содержащий от 11 до 180 г/т Ga. Аномально высокие (до 180 г/т) содержания галлия и неравномерность его распределения, вероятнее всего, связаны с вулканической деятельностью, которая имела место в начальной фазе формирования железных руд метаморфических комплексов. Это согласуется с данными [2], которые относят многие докембрийские железорудные месторождения мира к вулканогенно-осадочному типу. Более низкие ($3\text{--}16$ г/т) содержания Ga отмечались в магнетите железистых кварцитов Китая (Западный Аньхой). Вероятно, для магнетита железистых кварцитов характерно неравномерное распределение этого редкого элемента, что связано с генетическими особенностями конкретных месторождений этого типа.

* * *

Среди большого разнообразия перспективных типов галлийсодержащих месторождений преобладающее значение имеют месторождения Al и Fe. Это обстоятельство объясняется геохимическим родством между Ga^{3+} и Al^{3+} ; Ga^{3+} и Fe^{3+} [4, 9, 11, 13]. Как известно, в кристаллохимическом отношении Ga^{3+} и Al^{3+} ; Ga^{3+} и Fe^{3+} стоят очень близко. Было экспериментально доказано, что в синтезированном гранате $\text{Mn}_3\text{Ga}_2\text{Si}_2\text{O}_{12}$ галлий целиком замещает Al. Получено синтетическое соединение со структурой шпинели GaFeGaO_4 , подтверждающее, что состав и структура минералов группы магнетита не препятствуют накоплению галлия. Невысокие абсолютные содержания Ga в большинстве минералов, где главными компонентами являются Al и Fe, объясняются относительно небольшим значением его кларка (19 г/т по А.П. Виноградову) и возможностью широкого рассеяния в нескольких породообразующих силикатах (плагиоклазы, полевые шпаты, слюды, амфиболы и др.). Эта особенность широкого рассеяния галлия в породообразующих минералах является отражением заметного преобладания у него литофильных свойств над халькофильными.

Широкий набор минералов, улавливающих Ga, не способствует его накоплению в породах определенного петрографического состава, так же как и значительной концентрации Ga в большинстве рудных образований. Редким исключением является концентрация (до 2%) галлия в окисленных рудах сульфидных месторождений. В большинстве же эндогенных и экзогенных руд содержания галлия находятся на уровне $0,00\%$ и редко $0,0\%$.

Кристаллохимическое родство Ga с Al и Fe подтверждается определениями тесных корреляционных связей между ними. Вычисленные нами для гипербазитов коэффициенты корреляции (r) между Ga_2O_3 и породообразующими оксидами

имеют положительное значение только для пар: Ga_2O_3 и $\text{Fe}_2\text{O}_3 = +0,767$; Ga_2O_3 и $\text{FeO} = +0,786$; Ga_2O_3 и $\text{Al}_2\text{O}_3 = +0,710$ (при допустимом значении $r = +0,553$) [4]. Для пар Ga_2O_3 и SiO_2 ; Ga_2O_3 и CaO r соответственно равен $-0,782$ и $-0,622$.

Следует заметить, что наличие геохимических связей между Ga и Al; Ga и Fe приводит не только к широкому его рассеянию, но и к его накоплению в рудах алюминия и железа. Месторождения Al и Fe характеризуются крупными запасами Ga, позволяющими рассчитывать на долговременную их эксплуатацию. Первое место среди них занимают бокситы, которые в настоящее время являются главным сырьевым источником для получения галлия. Мировые ресурсы бокситов составляют 40–45 млрд. т [36]. Это значит, что при среднем содержании в них Ga 71,4 г/т [10] его запасы составляют 2,96–3,21 млн. т. Однако при резком увеличении потребления алюминия окажется недостаточным обеспечение запасами бокситов. В этой связи на VIII Всемирном горном конгрессе (г. Лима, 1974 г.) отмечалось, что уже в 2000 г. небокситовое сырье будет в значительной степени обеспечивать мировую потребность в алюминии. К этим видам сырья относятся нефелиновые руды, анортозиты, метаморфические породы с дистеном, андалузитом и sillimanитом, каолины, зола и пыли горючих полезных ископаемых. Все перечисленные виды алюминиевого сырья содержат повышенное количество Ga, зачастую превышающее его кларк в 2–3 раза и более. При условии широкого внедрения новых технологических способов переработки эти виды полезных ископаемых смогут способствовать повышению количества выпускаемого Al, а также Ga. Наиболее высокие концентрации Ga в нетрадиционных видах алюминиевого сырья отмечались в нефелинах, некоторых сланцах, зольных остатках и пылях от сжигания углей. Устойчивые (20–30 г/т) его содержания характерны для анортозитов. Запасы Ga в нетрадиционных типах алюминиевого сырья весьма значительны и намного превышают его запасы в бокситах.

Другим перспективным галлийсодержащим сырьем являются различные типы железных руд. Наиболее устойчивые повышенные содержания Ga характерны для титаномагнетита и магнетита (обычно 30–60 г/т, редко до 180 г/т) эндогенных и некоторых типов метаморфогенных месторождений. Несколько снижается концентрация галлия в магнетите контактово-метасоматических скарных месторождений. Устойчивые повышенные содержания Ga характерны для титаномагнетита крупных россыпных месторождений. Содержание галлия в осадочных железных рудах отличается неравномерностью (обычно до 30 г/т) для различных месторождений, что прежде всего связано со степенью галлиеносности коренных пород, за счет которых они образовались.

Помимо собственно железных концентратов, получаемых на железорудных месторождениях, для извлечения галлия на отдельных объектах практический интерес могут представлять силикатные хвосты (например, пироксеновые Качканарского). Комплексное их использование позволит попутно извлекать из них несколько элементов (Sc, Ga, V и др.).

Из других видов минерального сырья представляют интерес ильменитовые концентраты коренных, остаточных и россыпных месторождений, которые всегда содержат галлий, хотя и в относительно небольших (обычно ≤ 10 –75 г/т) количествах. Вместе с тем при их переработке происходит некоторое накопление Ga в пылях печей и он может извлекаться попутно [28].

Серьезным подспорьем для производства Ga могут стать отходы от сжигания мазута, полученного из высокосернистых сортов нефтей. В этих отходах может содержаться до 300 г/т галлия, что при больших объемах сжигания жидкого топлива представляет собой значительный интерес для попутного получения этого редкого элемента. Наличие в этих же отходах V, Ni повышает их ценность в качестве комплексного сырья. Подводя итог, следует подтвердить полученный

ранее вывод [29] о существенном сосредоточении запасов Ga в экзогенных образованиях. Вовлечение их в сферу технологического производства может значительно укрепить сырьевую базу этого редкого элемента.

Список литературы

1. Башаркевич Н.Л., Костин Ю.П., Мейтов Е.С. Геохимические особенности ископаемых углей // Редкометальные месторождения в осадочных и вулканогенно-осадочных формациях. М.: ИМГРЭ, 1984. С. 68–81.
2. Белевцев Я.Н., Мельник Ю.П. Генетические проблемы железорудных формаций докембрия // Геология руд. месторождений. 1974. № 5. с. 66–76.
3. Бокситы и другие руды алюминиевой промышленности / Под ред. Д.Г. Сапожникова. М.: Наука, 1988. 230 с.
4. Борисенко Л.Ф. О некоторых особенностях распределения галлия в гипербазитах. // Геохимия. 1963. № 8. С. 746–753.
5. Борисенко Л.Ф. Титаномагнетитовые месторождения с Ga и Sc // Генетические типы месторождений редких элементов. М.: Наука, 1966. Т. 3. С. 23–28.
6. Борисенко Л.Ф., Делицына Л.В., Мелентьев Г.Б. и др. К вопросу об утилизации угольных зол // Материалы Всесоюзной конференции по комплексному использованию руд и концентратов. 1976. ВИНТИ, 1978. 16 с. Деп. № 4051–76.
7. Борисенко Л.Ф., Лапин А.В., Сердобова Л.И. и др. Ванадий и галлий в магнетите и титаномагнетите эндогенных месторождений // Эндогенные месторождения и методы их исследования. М.: ИМГРЭ, 1972. С. 64–78.
8. Борисенко Л.Ф., Делицын Л.М. Минерально-сырьевые ресурсы титана и способы получения его соединений // Обзор. М.: Изд-во ВИЭМС, 1991. Вып. 4. 75 с.
9. Борисенко Л.А. Геохимия галлия. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1971. 230 с.
10. Бронева В.А., Зельберман А.В., Липин В.М. и др. Распространенность (среднее содержание) химических элементов в бокситах мира // Докл. АН СССР. 1984. Т. 276. № 1. С. 183–186.
11. Бушинский Г.И., Закруткин В.Ч. Геохимия бокситов Южного Тимана. М.: Наука, 1978. 123 с.
12. Бык С.И., Гаевский В.Г. Распределение галлия в углях продуктивных горизонтов Львовско-Волынского бассейнов // Докл. АН УССР. 1987. № 11. С. 3–5.
13. Вершкова О.В. Галлий. Геохимия редких элементов. Т. 1. М.: Наука, 1966. С. 443–464.
14. Воробьева Н.П., Одокий Б.Н. Геолого-экономическая оценка комплексного железно-алюминиевого сырья Украины // Крупномасштабное и локальное прогнозирование месторождений алюминиевого сырья; основы, оценка, методы. М.: Недра, 1986. С. 136–145.
15. Генезис и закономерности размещения фосфоритов / Под ред. А.А. Арсеньева. М.: Наука, 1974. 116 с.
16. Ескенази Гр. О геохимии галлия в процессе углеобразования. Годишник на Софийския университет. Кн. 1. Геология. София: Наука и изкуство, 1969. 344 с.
17. Зазубин А.И. О комплексном использовании бокситов // Цветные металлы. 1982. № 5. С. 32–33.
18. Иванов В.В., Белевцев В.В., Борисенко Л.Ф. и др. Средние содержания элементов-примесей в минералах. М.: Недра, 1973. 208 с.
19. Иванов В.В., Борисенко Л.Ф., Зуева Т.И. и др. Редкие металлы-спутники: состояние и тенденции развития потребления производства и сырьевой базы за рубежом // Обзор. М.: Изд-во ВИЭМС, 1988. Вып. 4. 66 с.
20. Иванов В.В., Юшко-Захарова О.Е., Борисенко Л.Ф. и др. Геологический справочник по сидерофильным и халькофильным редким металлам. М.: Недра, 1989. 462 с.
21. Китаев И.В., Китаева Н.И. К вопросу о формах содержания малых элементов в углях и углистых породах // Геохимия и петрохимия осадочных комплексов Дальнего Востока. Владивосток: АН СССР Дальневост. научн. центр, 1980. С. 17–33.
22. Коган Б.И., Вершкова О.В., Славикова И.М. Галлий. М.: Наука, 1973. 474 с.
23. Королев Ю.И., Быковский Л.З., Боброва Л.В. и др. Геолого-экономическая оценка состояния и перспектив комплексного использования месторождений черных металлов. М.: Изд-во ВИЭМС, 1987. 64 с.
24. Латеральные коры выветривания КМА и их редкометальность / Под ред. В.В. Буркова. М.: Недра, 1976. 151 с.

25. Лисицына Н.А. Вынос химических элементов при выветривании основных пород. М.: Наука, 1973. 224 с.
26. Ратынский В.М., Жаров Ю.Н. О галлии в ископаемых углях // Литология и полез. ископаемые. 1980. № 5. С. 38–48.
27. Рязанов И.В., Юдович Я.Э. К теории связи содержаний элементов-примесей в ископаемых углях // Литология и полез. ископаемые. 1974. № 6. С. 53–67.
28. Силаев Ю.Н., Резник А.М., Черкашин В.И. Распределение галлия при переработке титановых концентратов // Изв. вузов. Цветная металлургия. 1981. № 3. С. 119–120.
29. Холодов В.Н. Галлий. Металлы в осадочных толщах. Благородные металлы. Радиоактивные, рассеянные и редкоземельные элементы. М.: Наука, 1966. С. 229–249.
30. Черкасов Г.Н., Прусевич А.М., Сухарина А.Н. и др. Небокситовое алюминиевое сырье Сибири. М.: Недра, 1988. 167 с.
31. Юдович Я.Э., Кетрис М.П., Мерц А.В. Элементы-примеси в ископаемых углях. Л.: Наука, 1985. 240 с.
32. Bernstein L.R. Geology and mineralogy of the Apex Ge–Ga Mine, Washington County, Utah // Bull. US Geol. Surv. 1986. N 1577. IV. 9 p.
33. Gallium and germanium // Mining Annu. Rev. 1989. June. P. 89–90.
34. Kramer D.A. Gallium and gallium arsenide: supply, technology, and uses // Bur. Mines. U.S. Dep. Inter. 1988. N 9208. P. 1–25.
35. Krejci-Graf K. Trace metals in sediments oils and allied substances // The encyclopedia of geochemistry and environmental sciences. N.-Y. 1972. P. 1201–1209.
36. Patterson S.H., Kurtz H.F., Olson J.C. World bauxite resources // US Geol. Surv. Prof. Pap. 1986. N 1076–B. V. 151 p.
37. Renzy vanadium in 86 // Metall. Bul. 1985. N 6980. P. 15.

Институт минералогии, геохимии и
кристаллохимии редких элементов,
Москва

Поступила в редакцию
12. V. 1992

УДК 552.55:551.734 (476)

© 1993 Махнач А.А., Гулис Л.Ф.

ЖЕЛВАКОВЫЕ КРЕМНИ В КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ДЕВОНА И МЕЛА БЕЛАРУСИ.

Сообщение 1. Петрография и минералогия

Дана сравнительная оценка петрографических и минералогических особенностей желваковых кремней, залегающих в разнофациальных карбонатных отложениях девона и мела Беларуси. Показано, что наряду с общими текстурно-структурными и минералогическими характеристиками девонские и меловые кремни имеют существенные различия.

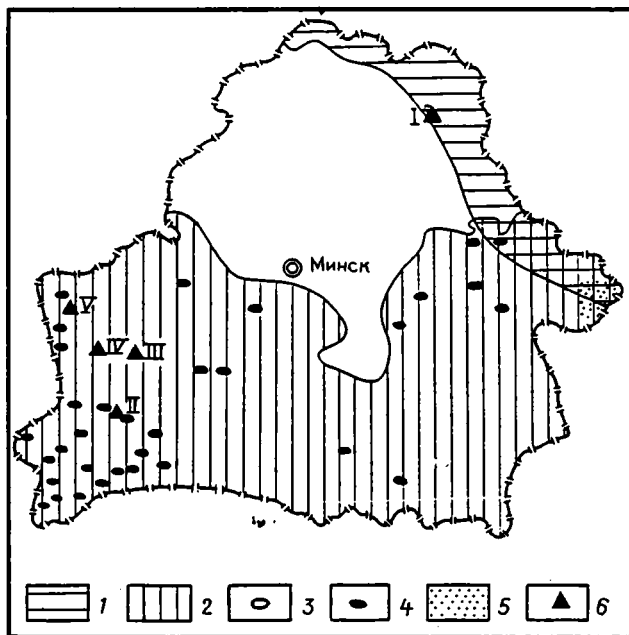
Проблема осадочного кремненакопления многогранна [11]. Одним из ее важных аспектов является вопрос о природе желваковых кремней в карбонатных отложениях. Этот вопрос поставлен давно, поднимался неоднократно, однако полной ясности в нем нет [7, 13]. Настоящая статья открывает цикл сообщений, в которых на основе материалов по Беларуси мы хотим дополнить данные по петрографии, минералогии и геохимии желваковых кремней, а также представления об их происхождении. Выбор территории исследований определяется не только слабой изученностью кремней в ее пределах, но и залеганием их здесь в двух различных по возрасту и литолого-фациальной характеристике карбонатных толщах, что дает возможность сравнительной оценки, существенной для выработки генетических представлений.

Желваковые кремни хорошо представлены в верхнедевонских (франских) карбонатных отложениях бассейна Западной Двины, где они образуют стратиграфически выдержанные горизонты, наблюдаемые в береговых обнажениях и карьерах близ г. Витебска (Верховье, Руба, Гралево) и прослеживаемые на сотни километров на запад по Главному девонскому полю до г. Риги (фиг. 1).

В доломитах карьера Гралево, как и в разновозрастных отложениях Латвии [10], установлено девять–одиннадцать горизонтов кремней мощностью 5–20 см, локализованных в толстоплитчатых доломитах немного (на 2–3 см) выше или ниже плоскостей напластования, удаленных друг от друга на 20–100 см и наклоненных к горизонту под углами 8–10°. Желваки кремня приурочены к крупнокавернозной части доломитовой толщи и в пределах горизонтов распределены таким образом, что последние в разрезах имеют вид ниток с нанизанными четками.

Вместилищем кремней являются верховские слои верхней части семилукского горизонта, которые сопоставляются с альтовскими и бурегскими слоями восточной части Главного девонского поля и с истраским подгоризонтом даугавского горизонта Прибалтики, где также развиты прослои кремневых желваков [9, 12]. Примечательно, что отложения этого возраста, а также кремневые желваки в семилукском горизонте в Припятском прогибе отсутствуют.

Накопление отложений верхней части семилукского горизонта отвечает вре-



Фиг. 1. Схема распространения карбонатных отложений кремнями на территории Беларуси (с использованием данных [1, 6])

1 – верхний девон; 2 – верхний мел; 3–4– кремни (3 – верхнедевонские, 4 – верхнемеловые); 5 – трепелы и опоки коньякского яруса; 6 – исследованные карьеры: I – Гралево, Руба, Верховье, II – Береза, III – Красносельский, IV – Порозово, V – Грандичи

мени максимума среднефранской трансгрессии на Главном девонском поле. В фациальном отношении кремнесодержащие отложения – это быстро литифицировавшиеся образования мелкого шельфа – карбонатной платформы с биостромами и биогермами, для которых характерно развитие богатого и разнообразного бентоса.

Кремневмещающие отложения позднемелового возраста Беларуси – типичный представитель эпиконтинентальных пелагических слаболитифицированных образований формации писчего мела, развитой на обширной территории Европы и Ближнего Востока.

Отметим характерные особенности распространения кремней в формации писчего мела Беларуси (см. фиг. 1), наиболее детально изученных нами на западе республики в местонахождениях (карьерах) Береза, Красносельский, Грандичи, Порозово, Пески и др. Кремни встречаются в верхнемеловых отложениях всех ярусов – от турона до маастрихта. Наибольшая распространенность желваков кремня присуща западным разрезам Беларуси; восточным разрезам тех же стратиграфических подразделений верхнего мела свойственна редкая встречаемость кремней, однако здесь присутствуют трепелы и опоки [1, 6, 8]. В разрезах желваки образуют четковидные горизонты мощностью 3–30 см, приуроченные к плоскостям отдельности мела, отстоящим друг от друга на 30–60 см. На отрезке (10–15 м) мелового разреза насчитывается до шести–семи горизонтов кремней. Иногда плоскости отдельности трассируются “раковинными мостовыми”. Кремневые желваки встречаются в основном в чистых от глинистой примеси разностях писчего мела; иногда они ассоциируют с фосфоритовыми конкрециями.

Форма, размеры и текстуры кремневых желваков из девонских отложений сильно варьируют. Наиболее часты выделения изометрично-округлой, удлиненно-овальной (фиг. 2, а) и амебовидной форм. Встречаются также дискоидальные, веретеноподобные, цилиндрические, неправильно-угловатые и другие скульптуры. Размеры кремней колеблются от 1 до 20 см; контакт их с вмещающими доломитами резкий, иногда подчеркнутый тонкой пленкой оксидов железа.

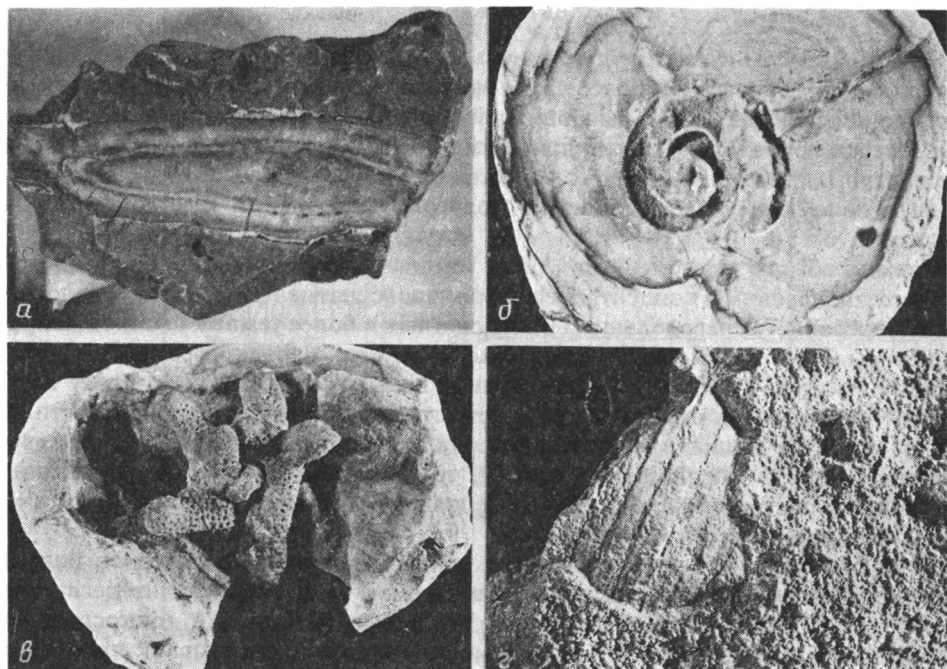
Кремни обычно серые, светло-, реже темно-серые, однородные без видимой слоистости; нередко и концентрически-тонкополосчатые (см. фиг. 2, а). Полосчатость определяется чередованием более светлых и более темных слойков, ширина которых изменяется от долей миллиметра до 1 см. Нередки фрагменты зебровидных текстур — ритмичного чередования весьма контрастных по цвету светлых и темных слойков, не имеющего строго концентрической зональности. В одном и том же желваке можно наблюдать соединение по-разному ориентированных участков зебровидной текстуры, что свидетельствует о существовании нескольких центров кристаллизации желвака. Встречаются желваки с пятнистой и пятнисто-слоистой текстурой.

Желваки, как правило, окаймлены коркой (толщиной 0,5–1,5 см и более), сложенной белым довольно рыхлым кремнеземом (см. фиг. 2, б). Интересно, что в некоторых случаях отчетливо видно продолжение в корке тонкослоистой зональности кремня; иногда концентрическая слоистость бывает проявлена только в корке и не заметна внутри желвака. Известны случаи, когда процессом разрушения (окоркования) желваки охвачены полностью или их значительная часть. При этом от края к центру может наблюдаться изменение цвета от белого к темно-серому, а также возрастание плотности и твердости кремня. Встречаются желваки целиком белые, иногда с сохранившимся ядром серого кремня; в одних случаях эти желваки очень твердые, в других — весьма рыхлые. Некоторые различия желваков сильнокавернозные.

Кремневые желваки девонских отложений переполнены остатками организмов (фауны, водорослей, в том числе харофитов), полностью замещенных кремнеземом; в желваках многочисленны ходы илоедов и другие следы биотурбации. По данным А.М. Цытленка [4], проводившего палеонтологические исследования франских отложений северо-востока Беларуси, в кремнях установлено не менее 120 видов фауны, среди которых более половины приходится на микроморфные гастроподы (см. фиг. 2, б). Обильны остатки брахиопод и седентарий, строматопороидей и табулятоморфных кораллов (см. фиг. 2, в), бивальвий и наутилоидей (см. фиг. 2, г), остракод и конодонт. Один из желваковых горизонтов полностью сложен замещенным кремнеземом харацитом, состоящим из гиригонитов харофитов.

В кремнях содержится комплекс исключительно карликовых форм фауны, которые отсутствуют в окружающих карбонатных породах, где редкие ядра идентичных видов обладают существенно большими размерами. Присутствие карликовых форм свидетельствует о специфике водного режима бассейна осадконакопления, приводившей либо к быстрому созреванию (педоморфозу), либо к угнетению организмов. Десятки высокоспиральных раковин в кремнях не имеют хотя бы слабо выраженных следов сортировки или механической ломки. Это свидетельствует о том, что фауны и флора, остатки которых заключены в кремневых желваках, возникли *in situ*, а также о защищенности фоссилий в кремнях от уплотнения и, следовательно, о быстрой литификации желваков.

Среди ихнитов в кремнях часто встречаются трубкообразные формы, которые трактуются как ходы илоедов. Эти следы либо локализованы строго вдоль по концентрическим слоям желваков, либо секут их. Такое расположение ихнитов



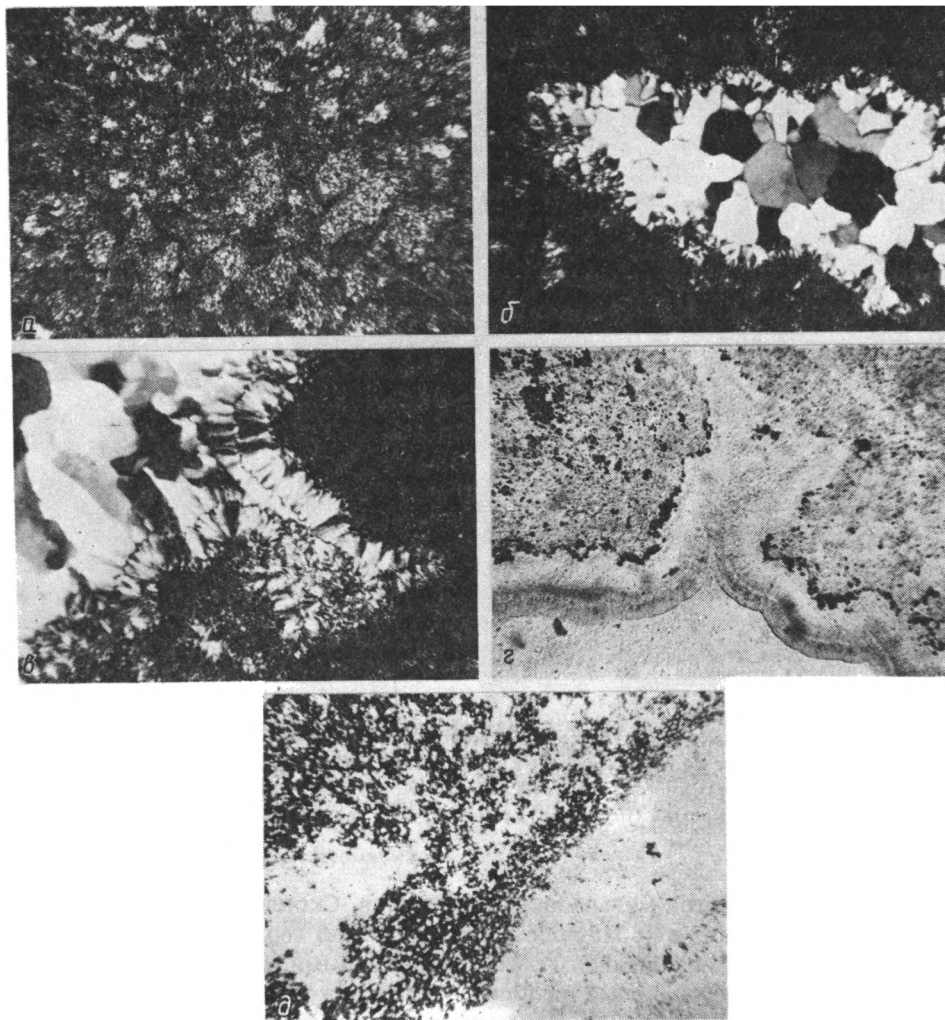
Фиг. 2. Морфология, макротекстура и палеонтологические особенности желваков кремня девонских отложений северо-востока Беларуси (б-г — фото А.М. Цытленка)

а — кремень в доломите, умен. 5; б — остаток раковины гастроподы в кремне (хорошо видна белая корка на желваке), увел. 2; в — остаток табулятоморфных кораллов в кремне, нат. вел.; г — замещенный кремнеземом харакит с обломком ядра карликовой наутилоидеи, увел. 7

свидетельствует, во-первых, о весьма быстрой литификации желвакового кремнезема и, во-вторых, об участии процесса замещения карбонатного материала в образовании кремней, а значит, об их постседиментационной природе.

Для кремней весьма характерна пятнисто-кружевная макротекстура, обусловленная частым распределением среди основной криптокристаллической массы кремнезема микрокристаллических участков различной, преимущественно округлой, формы размером 0,04–0,20 мм, представляющих собой, по-видимому, бывшие остатки организмов или следы их жизнедеятельности (фиг. 3, а). Часто более крупные фаунистические остатки сложены мозаикой кристаллов кварца размером до 2–4 мм (мегакварц по [14]); причем такие "кварцитовые" ядра бывают оторочены каемками микрокристаллического кварца (см. фиг. 3, б). Щетки кристаллов мегакварца формируются также в кавернах (до 4 см) и трещинах желваков. Подложкой для них служат сложенные халцедоном каемки обрастания стенок каверн толщиной до 2 мм и более (см. фиг. 3, в, г). Характерная особенность этой волокнистой структурной разновидности кварца — стремление к организации радиальной ориентировки волокон, которое нередко завершается образованием натечных, почковидных выделений радиально-лучистого халцедона.

Прикаверновые участки кремневых желваков бывают сильно пигментированы оксидами железа (см. фиг. 3, г), которые являются продуктами окисления пирита или марказита. Этот факт свидетельствует о восстановительной обстановке и сульфатредукции, имевших место при образовании кремней, по край-

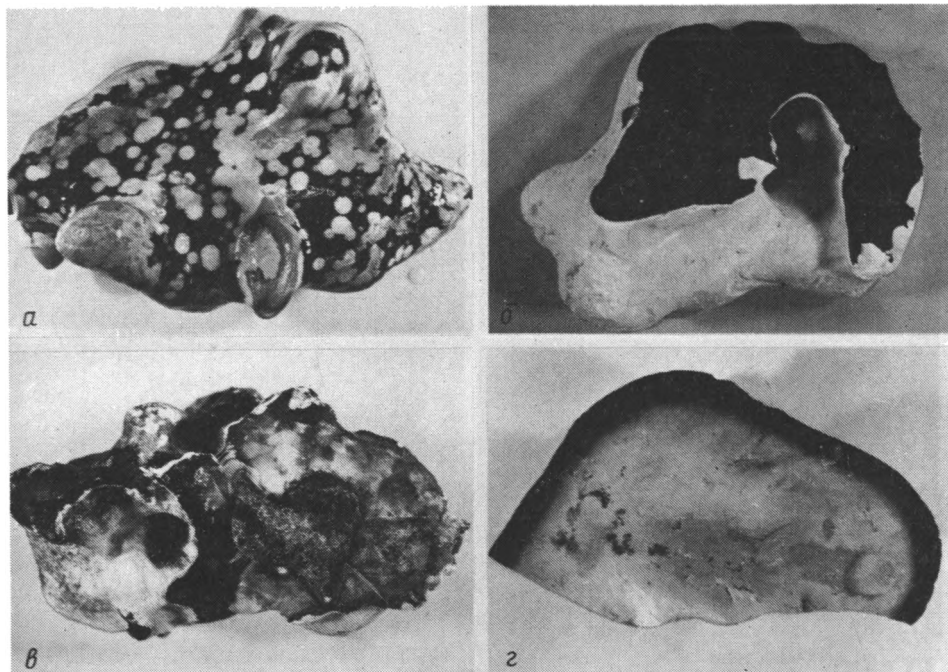


Фиг. 3. Текстурно-структурные особенности кремней девонских отложений Беларуси

а — пятнисто-кружевная текстура (Гралево), николи +, увел. 50; **б** — ядро раковины гастроподы, сложенное мозаикой мегакварца и отороченное микрозернистым кварцем (Верховье), николи +, увел. 50; **в** — каверна, заполненная мегакварцем и окаймленная халцедоном (Гралево), николи +, увел. 50; **г** — то же, видна пигментация гидроксидами железа при каверновой зоне, николи II, увел. 50; **д** — контакт кремня (светлое) и корки (темное), сложенной маршаллитизированным кремнеземом; в корке видны реликты неизмененного кремня (Руба), николи II, увел. 50

ней мере, вблизи центров кристаллизации, которыми, по-видимому, были фаунистические остатки. Кроме того, можно полагать, что однажды сформированные желваки не представляли собой закрытой системы, она была доступна для агентов (растворов), обеспечивавших окисление железа, растворение карбонатных остатков фауны, формирование полостей и инкрустирование последних кристаллами кремнезема.

Петрографические наблюдения показывают также наличие в желваках еще одной морфоструктурной разновидности кремнезема, которая наиболее ярко проявлена во внешних корках (см. фиг. 3, д). Это часто почти непросвечиваю-



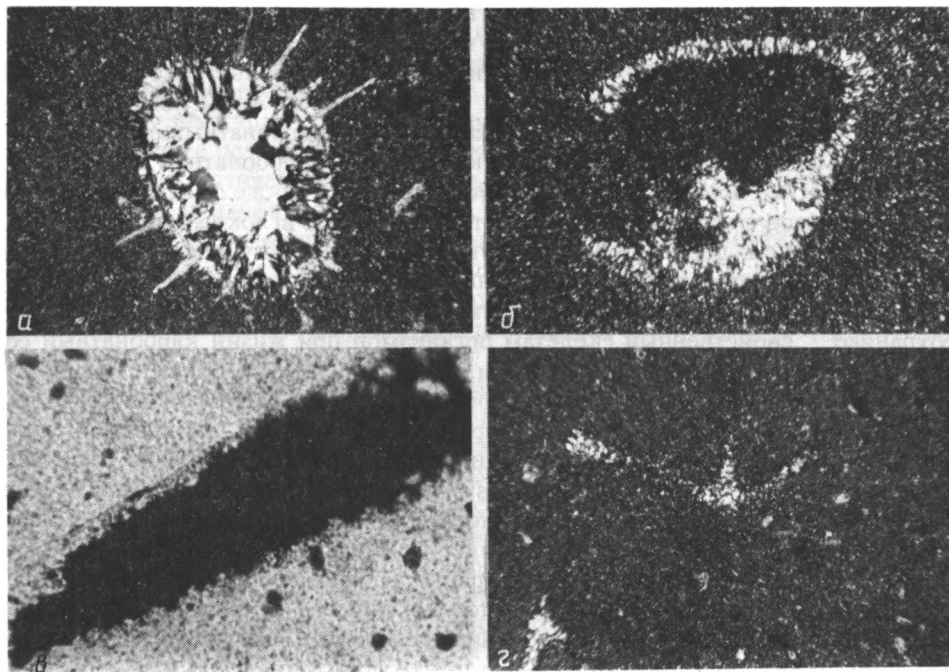
Фиг. 4. Морфология и макротекстура кремней меловых отложений Беларуси

а — начальное, в виде концентрических кругов, изменение поверхности желвака (Бережа), умен. 4; б — желвак с замисто-мучнистой коркой (Красносельский), умен. 3; в — нодуль гидроксидов железа в кремне (Порозово), умен. 2; з — черное окаймление серого кремня (Бережа), умен. 3

шие агрегаты множества мельчайших кристаллов. Скопления дисперсных частиц такого кремнезема в проходящем свете выглядят черными или бурыми, а в отраженном — из-за интенсивного рассеяния — белыми. Данная разновидность кремнезема встречается, кроме того, вокруг внутрижелваковых трещин, заполненных оксидами железа. По-видимому, в обоих описанных случаях такой кремнезем — продукт разрушения (маршаллитизации) кварца под влиянием атмосферных пластовых вод, подщелоченных в результате растворения вмещающих карбонатов.

Форма желваков кремня в меловых отложениях так же разнообразна, как и в девонских. Встречаются изометрично-округлые, удлинено-овальные, цилиндрические, амебовидные скульптуры (фиг. 4). Размер кремней от нескольких сантиметров до метра. Желваки так же четко обособлены в писчем меле, как и девонские — в доломитах.

Меловым кремням весьма присущ черный и темно-серый цвет. Типичны черные кремни, просвечивающие в тонких сколах (флинты). Реже встречается серая и светло-серая окраски. Макротекстуры меловых кремней более однородны, чем девонских. Часто наблюдается массивная текстура. Тонкополосчатых текстур, характерных для девонских желваков, в меловых кремнях не встречено. Если отмечается концентрическая зональность, то чередующиеся более темные и более светлые слои немногочисленные и широкие (редко уже 0,8–3,0 см). В желваках часто отмечаются обширные ядра серого или светло-серого цвета, окруженные черной каймой толщиной до 3 см (см. фиг. 4, з). Фиксируются также постепенные переходы от темных тонов к светлым при движении от централь-



Фиг. 5. Фаунистические остатки в кремнях меловых отложений местонахождения Порозово:

а — остаток радиолярии; шипы и створка карбонатные, ядро и инкрустация створки — кремнезем, николи +, увел. 90; б — остаток фораминиферы, замещенной кремнеземом, николи +, увел. 90; в — нацело оруденелый остаток иглокожего, тонкая кайма по периферии фоссилии — цемент обрастания, николи II, увел. 140; з — предположительно остатки спикул кремневых губок, сложенные кремнеземом, николи +, увел. 50

ной части желвака к периферии. Встречаются кремни, где неоднородность окраски представлена облаковидными разводами, точечной и нитевидной испещренностью.

Отмечены желваки со сквозными отверстиями (3–200 мм), гнездами (2–30 мм) мела и белого землисто-мучнистого кремнезема, с кавернами (1,0–1,5 см), стенки которых покрыты микродрозовым кальцитом.

Часто в поверхность желваков бывают впаяны многочисленные и разнообразные фаунистические остатки карбонатного состава. Нередко среди них наблюдаются крупные створки раковин (иноцерамов), которые в результате растрескивания приобрели вид панциря черепахи. Появление такой трещиноватости свидетельствует о воздействии деформаций на раковины либо в процессе роста желваков, либо при их контракции в результате обезвоживания более ранних модификаций кремнезема, превращающихся в более зрелые поздние.

Изучение петрографических шлифов показывает, что кремням меловых отложений часто свойственна довольно однородная микротекстура, обусловленная равномерной укладкой крипто- или микрокристаллического кремнезема (фиг. 5). Вместе с тем встречается и пятнисто-кружевная текстура, связанная с выделениями микрокристаллического кварца, реже мегакварца, очевидно, по органическим остаткам на криптокристаллическом фоне. Реже отмечаются фрагменты криптокристаллического кремнезема, погруженные в микрокристаллическую массу. Еще реже обнаруживается организация криптокристаллического кремнезема в округлые текстурно-однородные агрегаты (комки) разме-

ром 0,5 мм; в отдельных щелевидных порах между ними отмечается мозаика кристаллов мегакварца. Интересно, что иногда между этими округлыми агрегатами просматриваются конформные контакты. Подобные текстуры, связанные с диагенетическим растворением под давлением форменных элементов (пеллет, псевдооолитов и т.п.), хорошо известны для карбонатных отложений. Не имеем ли мы здесь дело с замещенной кремнеземом карбонатной матрицей? На диагенетическое происхождение кремней указывают также фиксируемые в них следы цемента синтаксиального обрастания остатков иглокожих (см. фиг. 5, в).

Разнообразие в довольно однородную текстурно-структурную характеристику кремней вносят редкие каверны, инкрустированные кристаллами мегакварца, а также органические (палеонтологические) остатки (фиг. 5), которые часто сохраняют свойственный скелетам организмов при жизни карбонатный состав, но иногда замещены кремнеземом, представленным в одних случаях изометрично-зернистым мега- и микрокварцем, в других – халцедоном. Некоторые органические остатки (иглокожих, фораминифер, мшанок, иноцерамов) легко узнаются. Определение других затруднительно. Предположительно нами установлено наличие в кремнях остатков радиолярий, спикул кремневых губок, харофитов. Примечательно, что некоторые остатки организмов с кремневой функцией ныне полностью или частично сложены карбонатом (см. фиг. 5, а). Возможно, это сохранившиеся иллюстрации этапа мобилизации кремнезема в жидкую фазу при растворении скелетов организмов с кремневой функцией. Данный этап предшествовал образованию желваков и был приурочен к стадии диагенеза, о чем свидетельствует присутствие форм замещения кремневых скелетов карбонатом. Можно полагать, что обуславливающая трудность идентификации плохая сохранность остатков кремневых организмов (отсутствие внутренней структуры в скелетах радиолярий, осевых каналов в поперечных разрезах спикул) во многом связана со сложностью процесса их замещения, который в идеале мог развиваться по схеме кремнезем → карбонат → кремнезем.

Важными особенностями кремневых желваков являются присутствие и характер распределения в них оксидов и гидроксидов железа. Иногда они слагают внутри кремней псевдокубические гнезда (2 мм) и нодули. В одном из кремней карьера Порозово обнаружен желвак гидроксида железа размеров 4 см (см. фиг. 4, в). Резонно полагать, что это продукты вторичного (внутри сформированных кремней) окисления сульфидного железа, которое было организовано на стадии диагенеза в одном случае в кубики пирита, в другом – в конкреции марказита и захвачено впоследствии при росте кремневых желваков. Микроскопическое изучение кремней раскрывает существенную деталь локализации в них гидроксидов железа. Ожелезнение в одних случаях носит рассеянный характер, в других – пигментирует швы сочленения изометричных агрегатов кремнезема, но весьма характерна его приуроченность к фаунистическим остаткам, что может приводить к частичному или полному их оруденению (см. фиг. 5, в). По-видимому, оксиды железа – продукт окисления сульфидов, образовавшихся при диагенетическом разложении мягких тканей погребенных организмов. Возможно, именно восстановительная обстановка вокруг захоронявшихся раковин способствовала тому, что последние становились центрами кристаллизации кремнезема.

Встречаются кремни с неизменной поверхностью. Однако чаще она преобразована (см. фиг. 4, а, б). В одном случае на поверхности желваков появляются многочисленные, то разрозненные, то в виде скоплений, иногда слившиеся между собой более светлые, чем фон, концентрические круги размером 3–30 мм. В другом – желваки окаймлены коркой (0,5–10,0 мм) относительно плотного, фарфороподобного сложения, окрашенной в белые, голубовато-белые и голубовато-серые цвета и имеющей довольно плавный переход к основной массе крем-

ня; иногда на таких корках отмечаются упомянутые выше концентрические круги. В третьем случае корки на кремнях белые землисто-мучнистые и несколько более широкие (до 15 мм), чем фарфороподобные.

Микроскопическое изучение корок на кремнях показывает, что они сложены кремнеземом, текстурно почти не отличающимся от материала желваков, но значительно хуже реагирующим на проходящий, в том числе поляризованный свет; причем эта оптическая особенность сильнее проявляется в землисто-мучнистых корках, чем в фарфороподобных.

Три описанных случая отражают прогрессирующую маршаллитизацию (разрушение) кремнезема внешних частей желваков в пластовых условиях под воздействием пресных атмосферных вод, характеризующихся слабощелочной реакцией среды вследствие растворения вмещающих карбонатных отложений.

Появление концентрических кругов, знаменующее собой начальный этап преобразования желваков, связано с диффузионным распределением агрессивных агентов в однородно пористой среде кремня вокруг центров, которыми были мелкие фрагменты карбонатных раковин. Эти центры являлись микрозонами повышенной проницаемости и микроочагами подщелачивания воды.

Образования на кремнях в одних случаях фарфороподобных корок, а в других – землисто-мучнистых объясняется в результате проведенных нами полевых наблюдений. Фарфороподобные корки типичны для кремней карьера Береза, где исследованные кремневые горизонты находятся в зоне водонасыщения. В карьерах Красносельский и Порозово кремни с землисто-мучнистыми корками локализованы в зоне аэрации. Очевидно, вывод желваковых кремней выше уровня подземных вод усиливает процесс маршаллитизации и способствует преобразованию фарфороподобных корок в землисто-мучнистые.

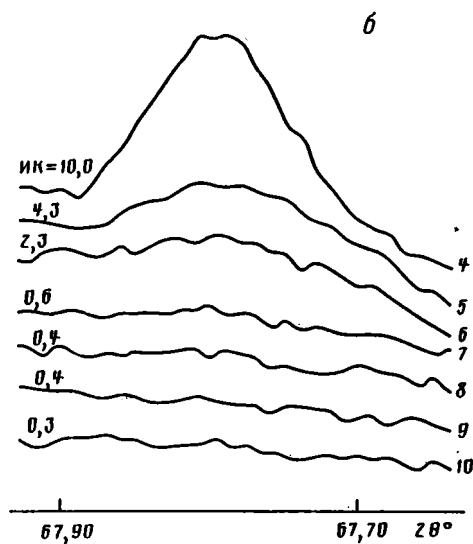
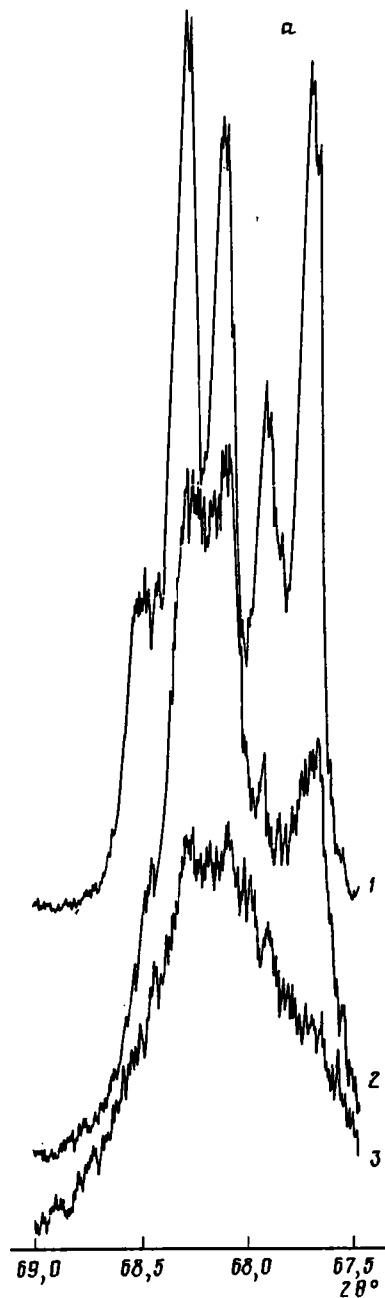
МИНЕРАЛОГИЯ

С применением рентген-дифрактометрического анализа и ИК-спектроскопии установлено, что во всех типах исследованных кремней и развитых на них корок преобладающей минеральной фазой является α -кварц (фиг. 6).

Анализ ИК-спектров поглощения в области частот 567 и 619 см^{-1} , выполненный Т.Е. Колосовой и Л.К. Приходченко (Институт физики АН Беларуси), показал (см. фиг. 6, е), что в большинстве образцов кремней мелового возраста и образованных на них корок присутствует α -тридимит, а в корках на отдельных кремнях из карьера Порозово – и α -кристобалит. В девонских кремнях и большинстве корок на них полосы поглощения кристобалита и тридимита на ИК-спектрах отсутствуют. Лишь в отдельных образцах корок кремней из карьера Гралево обнаруживается незначительная примесь тридимита. На ИК-спектрах изученных образований полосы поглощения кристобалита слабые и широкие, а тридимита – значительно более интенсивные и узкие. Это может свидетельствовать не только о количественном преобладании тридимита, но и о его более высокой кристалличности по сравнению с кристобалитом.

Нахождение в кремнях кристобалита и тридимита согласуется с почти общепринятым мнением о том, что развитие вещества при образовании и изменении кремней идет по линии опал-А $\rightarrow$ опал-СТ $\rightarrow$ кварц [15, 17]. Характерным (но не единственным) морфологическим выражением фазы опала-СТ являются сферические агрегаты (5–20 μ) пластинчатых кристаллов кристобалита и тридимита (леписферы). Замещенные кварцем леписферы, обнаруживаемые во многих мезозойских и палеозойских желваковых кремнях, служат доказательством того, что предшественником ныне доминирующего в кремнях кварца был опал-СТ [15]. В отдельных образцах меловых кремней Беларуси нами обнаружены также леписферы (фиг. 7, а).

Для характеристики фаз кремнезема в кремневых желваках существенны



Фиг. 6. Рентгеновские дифрактограммы (а, б) и ИК-спектрограммы (а) девонских (Гралево) и меловых (Красносельский, Береза) кремней: 1 — эталонный кварц; 2—3 — внутренняя часть кремня (2 — Гралево, 3 — Береза); 4 — эталонный кварц; 5—6 — Гралево (5 — внутренняя часть, 6 — корка); 7—8 — Береза (7 — серая ядерная часть, 8 — черная внутренняя часть); 9 — фарфороподобная корка; 10 — мучнистая корка (Красносельский); 11—12 — Гралево (11 — внутренняя часть, 12 — корка); 13—14 — Красносельский (13 — черная внутренняя часть, 14 — мучнистая корка); 15—16 — Береза (15 — серая ядерная часть, 16 — фарфороподобная корка)

четыре обстоятельства, выявленные рентгеновским и термическим анализами: 1. На рентгеновских дифрактограммах вещества желваков кремня наблюдается слабое гало в области $4 \text{ \AA}$. 2. Интенсивность рефлекса (200) кварца для внутренних зон девонских кремней и развитых на них корок примерно вдвое выше, чем для соответствующих частей меловых кремней. 3. Соотношение интенсивностей рефлекса (200) в парах внутренняя часть — корка для девонских образований близко к единице, для меловых — к 1,13 — 1,23, а в парах черная зона — серая

зона для меловых кремней составляет около 0,8. 4. Дифференциальные кривые нагревания образцов желваков мелового возраста лишены четко выраженного эндотермического минимума в области 573°C, свойственного твердофазному переходу α -кварца в β -кварц и хорошо проявленного для материала девонских образований.

Эти данные, во-первых, позволяют предполагать возможное наличие в кремнях аморфной фазы кремнезема (опала-А), а во-вторых, наводят на мысль о том, что ее количество и степень кристалличности кварца неодинаковы в желваках разного возраста и в их различных зонах.

Для проверки этого предположения были выполнены специальные рентгеновские и химические исследования петрографически различных зон девонских и меловых кремней.

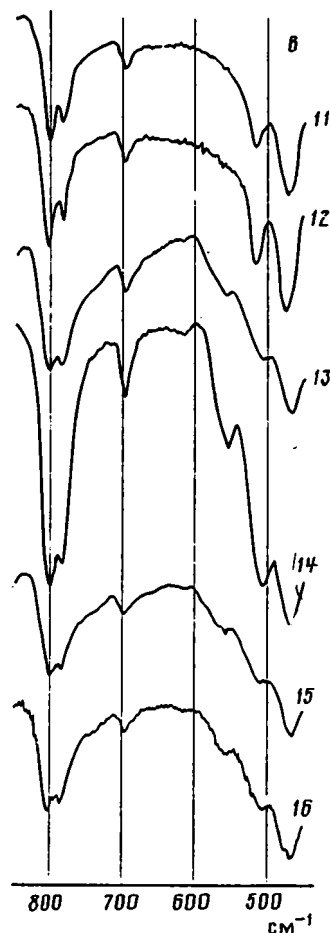
Известно, что функцией кристалличности кварца (размеры кристаллитов и наличия структурных дефектов) является степень разрешения пяти рентгеновских рефлексов в области углов 2θ от 67 до 69°. К. Мурата и М. Норман. [16] предложили методику количественной оценки индекса кристалличности (ИК) кварца, основанную на сравнении изучаемого минерала с эвгедральным кварцем, ИК для которого принимается за 10. ИК оценивается по отношению величины превышения рефлекса (212) над минимумом между ним и рефлексом (203) к общей высоте рефлекса (212) над фоном. В качестве эталонного нами был взят эвгедральный кварц из жилы Толстуха (Урал). Съемка порошковых дифрактограмм в режиме непрерывной регистрации показала, что для кремней мелового возраста трудно количественно оценить ИК (см. фиг. 6, а). Поэтому была применена точечная съемка дифрактограмм в области указанных рефлексов с шагом 0,01° и счетом квантов в точке в течение 40 с (см. фиг. 6, б). При обработке результатов съемки для ослабления влияния флуктуаций рентгеновского излучения был применен метод скользящего среднего с окном в три точки.

Оказалось (см. фиг. 6, б), что ИК кварца разных зон девонских кремней, хотя и гораздо ниже, чем для эталонного кварца, но существенно выше, чем для всех участков меловых желваков.

Процесс маршаллитизации кварца, протекающий после образования желваков и приводящий к образованию на них корок, сопровождается снижением ИК. Более высокая степень кристалличности кварца серых (ядерных) зон меловых кремней по сравнению с кварцем окружающих их черных участков свидетельствует о том, что перекристаллизация (вызревание) кремнезема в желваках шла изнутри к периферии.

Процесс маршаллитизации кварца, протекающий после образования желваков и приводящий к образованию на них корок, сопровождается снижением ИК. Более высокая степень кристалличности кварца серых (ядерных) зон меловых кремней по сравнению с кварцем окружающих их черных участков свидетельствует о том, что перекристаллизация (вызревание) кремнезема в желваках шла изнутри к периферии.

Химический анализ многократных содовых вытяжек из кремней, выполненный И.Р. Трацевской (ИГГиГ АН Беларуси) по стандартной методике [5], показал (таблица), что динамика перехода SiO_2 в содовый раствор из кремней, с одной стороны, и из опок и диатомитов — с другой [3], различна. В нашем случае не



Фиг. 6, б

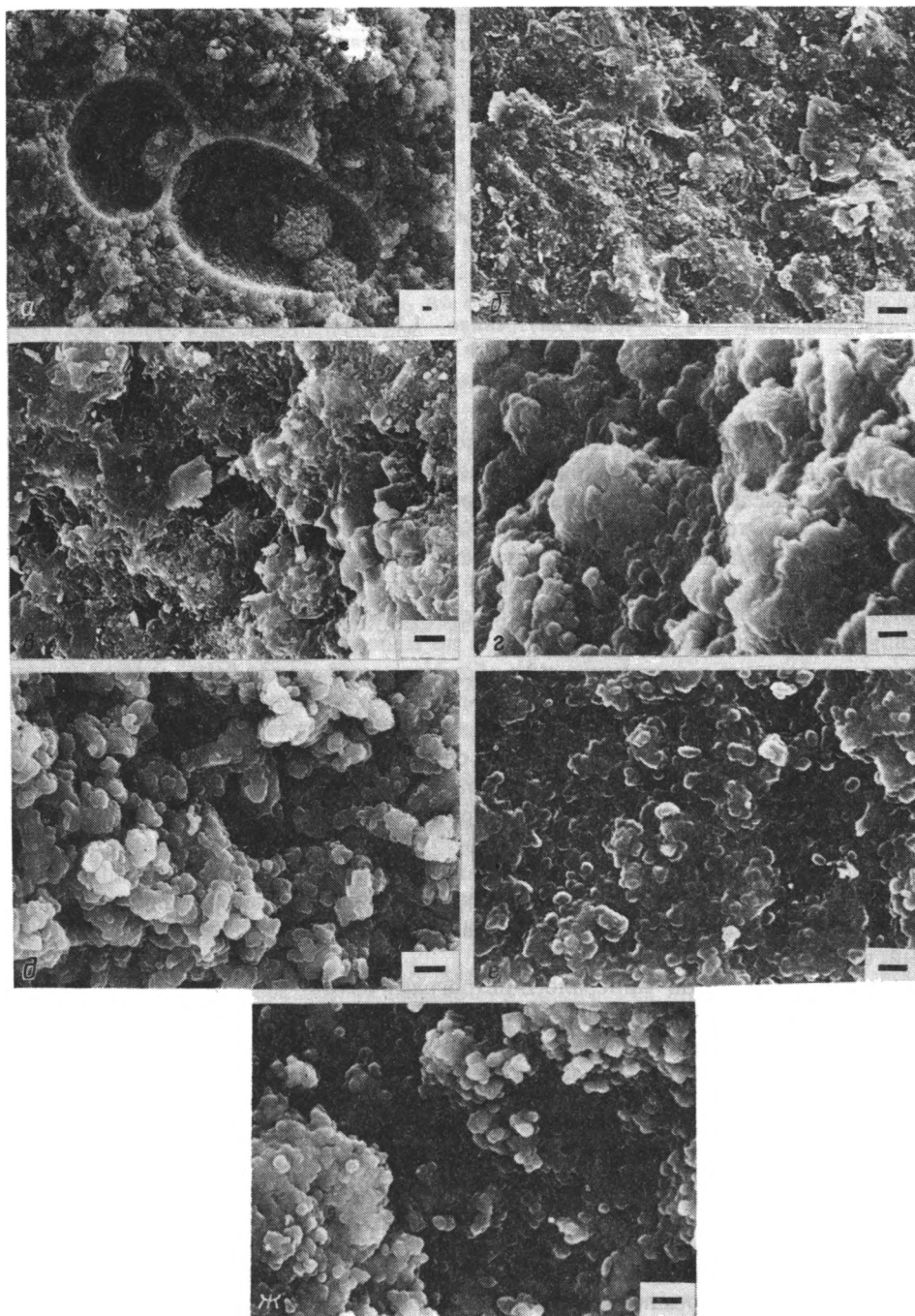
наблюдалось последовательного снижения переходящего в вытяжки количества SiO_2 , как это обычно отмечается для пород, богатых аморфной фазой; динамику перехода SiO_2 из кремней в вытяжки можно в целом охарактеризовать как незакономерно восходяще-нисходящую.

С нашей точки зрения объяснить полученные данные анализа вытяжек можно, если допустить, что в результате обработки кремней содовым раствором в него переводится не только аморфная фаза кремнезема, но и более устойчивые его модификации, по крайней мере тридимит и кристобалит [3]. Вполне возможно, что при этом за счет выщелачивания данных минералов, а может быть, и микрокварца, происходит эфемерное новообразование аморфного кремнезема, который вовлекается в вытяжки. Поэтому оценивать общее количество аморфного кремнезема по сумме его содержаний во всех вытяжках нельзя. Очевидно, об общем количестве аморфного SiO_2 в нашем случае следует судить по данным первой вытяжки. Такой подход, допускающий присутствие весьма малых концентраций аморфного SiO_2 в кремнях, согласуется с данными дериватографии, свидетельствующими о том, что содержание воды в кремнях ниже 1%, причем в девонских меньше, чем в меловых. Максимальные порции SiO_2 в первую вытяжку переходят из корок меловых кремней, причем концентрация SiO_2 в ней из мучнистых (сильно разрушенных) разностей корок выше, чем из более плотных фарфороподобных. Это подтверждает наше предположение об аморфизации кремнезема при содовой обработке, поскольку она моделирует гораздо менее активно протекающий и ведущий к коркообразованию природный процесс маршаллитизации кремней под действием метеогенных вод, незначительно подщелоченных вследствие растворения вмещающих карбонатных пород.

Не исключено, что относительно высокое содержание SiO_2 в первой вытяжке из корок меловых кремней отчасти связано с их явно более высокой по сравнению с внутренними зонами пористостью (см. фиг. 7, б–д), а значит, с большей поверхностью контакта с содовым раствором. Однако этот фактор не является определяющим, так как довольно большая порция SiO_2 переходит в первую вытяжку и из наиболее плотных черных зон кремней. Более того, именно для этого типа вещества отмечаются наибольшее суммарное количество перешедшего в раствор SiO_2 и устойчивый рост его концентраций в первых четырех вытяжках. Очевидно, черные зоны сложены наименее преобразованным веществом, в котором законсервировано наибольшее количество "исходных" аморфного кремнезема (опал-А) и вовлекаемой в вытяжки промежуточной кристобалит-тридимитовой фазы (опал-СТ).

Завершая обсуждение результатов анализа вытяжек, отметим, что он был также выполнен для вмещающих пород. Оказалось, что в них присутствует свободный кремнезем, %: в доломитах 0,08, в мелах 0,04. Это может свидетельствовать о том, что при образовании горизонтов желвакового кремня мобилизация SiO_2 осуществлялась из окружающих зон карбонатного осадка.

Приведенные данные позволяют реконструировать историю преобразования кремней, иллюстрирующуюся их нанопетрографическими особенностями. Для меловых кремней отчетливо намечаются две линии такого преобразования. Первая линия – вызревание (перекристаллизация) изнутри "исходной" плотной (сливной) черной массы кремня (см. фиг. 7, б), направленное на образование более кристаллической, с большим размером кварцевых микроагрегатов, несколько более пористой массы серого цвета (см. фиг. 7, в). Вторая линия – маршаллитизация (разрушение) "исходного" (черного) или частично вызревшего (серого) кремнезема на поверхности желваков, приводящая к формированию серых, чаще белых корок, представляющих собой более (см. фиг. 7, д) или менее (см. фиг. 7, з) преобразованную пористую массу, состоящую из кварца несколько худшей кристалличности, чем субстрат, и некоторого количества новообразованных опала-А и опала-СТ.



Фиг. 7. Электронно-микроскопические снимки сколов кремней из меловых (а-д) и девонских (е-ж) отложений Беларуси (масштабная линейка 1 μ)

а — леписферы опала-СТ в отпечатке скелета фораминиферы (Пески); б — черная внутренняя зона кремня (Береза); в — серая ядерная зона (Береза); г — фарфороподобная корка (Береза); д — мучнистая корка (Красносельский); е — серая внутренняя зона (Верховье); ж — корка (Верховье)

**Количество кремнезема, перешедшего из кремней Беларуси
в многократные содовые вытяжки, %**

Место (карьер) отбора кремня	Геоло- гичес- кий возраст	Исследованная часть кремня	Номер вытяжки						
			I	II	III	IV	V	VI	VII
Береза	K ₂	Черная внутренняя	2,12	2,78	4,71	8,06	5,07	4,09	3,34
		Серая ядерная	1,36	2,12	2,54	4,55	3,43	3,09	2,38
		Корка фарфоро- подобная	2,55	1,39	1,75	2,36	0,76	1,31	1,16
Красносельский	K ₂	Черная внутренняя	1,24	1,31	1,66	2,70	0,86	1,97	1,58
		Корка мучнистая	2,92	1,59	2,00	1,79	0,48	0,87	0,97
Гралево	D ₃	Серая внутренняя	1,70	0,93	1,64	1,69	0,46	1,20	1,29
		Корка	1,67	1,09	1,63	2,01	0,45	0,90	1,22

В девонских кремнях "исходные" черные зоны отсутствуют, а кремнезем кристаллически значительно более совершенный, чем в меловых кремнях, о чем свидетельствуют значения ИК-кварца и отсутствие примеси тридимита и кристобалита. Этому возможны два объяснения, одно из которых пока трудно предпочесть другому. Не исключено, что процесс вызревания кремнезема в девонских кремнях зашел значительно дальше, чем в меловых, в связи с их более древним возрастом или иными, чем для меловых, гидрогеохимическими условиями их преобразования. Однако не менее вероятно, что еще на стадии диагенеза разница в геохимических обстановках, а может быть, и механизмах образования девонских и меловых кремней была настолько существенной, что обеспечивала кристаллизацию кремнезема разной степени совершенства.

С другой стороны, интересно, что в связи с более длительным (с франа по настоящее время) воздействием на девонские кремни метеогенного фактора их внутренние зоны по своей нанотекстуре и наноструктуре напоминают корки (см. фиг. 7, д-ж); т.е. можно говорить о том, что девонские кремни полностью подверглись более или менее интенсивному процессу маршаллитизации. Наиболее ярко этот процесс проявился в корках, однако и здесь, судя по ИК кварца, он перерабатывал кремнезем, кристаллически значительно более совершенный, чем в меловых кремнях.

Анализ результатов минералого-петрографических исследований и выполненных С.Н. Веремчук (ИГТиГ АН Беларуси) определений $C_{орг}$ дает возможность высказать соображения относительно цвета кремней. Бытует мнение [2], что их черная окраска вызвана повышенной концентрацией рассеянного органического вещества. Этому противоречит распределение содержаний $C_{орг}$ в кремнях. Концентрация $C_{орг}$ составляет, %: в черных меловых кремнях 0,04–0,07, в светло-серых и белых корках на них 0,16–0,17, в серых девонских кремнях 0,06–0,30, в белых корках на них 0,02–0,03. Содержания же $C_{орг}$ в светлоокрашенных карбонатных породах не ниже, чем в заключенных в них кремнях, %: в доломи-тах 0,36, а в писчем мелу 0,09.

Вместе с тем очевидно, что черная окраска присуща сливным массам микрокристаллического кремнезема, хорошо поглощающим свет (см. фиг. 7, б), а серый или белый цвет приобретает кремнями в результате перекристаллизации или маршаллитизации кремнезема (см. фиг. 7, в-ж), ведущих к появлению пористости и как следствие – к интенсивному рассеянию света на границах раздела сред (кварц – воздух) с резко различными оптическими характеристиками. Поэтому черная окраска кремней, связанная с наличием пигментов (органическое вещество и др.) или дефектов кристаллической решетки микрокварца, отчетливо проявляется лишь в плотных массах. В пористых же разностях густота окраски нивелируется интенсивным рассеянием света.

Сопоставление условий залегания и минералого-петрографических особенностей кремней из девонских и меловых отложений Беларуси показывает, что несмотря на наличие общих черт (приуроченность к плоскостям напластования, ассоциация с фаунистическими остатками и выделениями сульфидов, ныне полностью или частично окисленных, ряд текстурных свидетельств диагенетической природы) эти кремни существенно различаются. Девонские сложены более зрелым кремнеземом и вместе с тем в большей степени подверглись процессу маршаллитизации, чем меловые. Кроме того, в первых все карбонатные фоссилии замещены кремнеземом, во вторых – большинство фаунистических остатков имеет карбонатный состав.

Список литературы

1. Акимец В.С. Стратиграфия и фораминиферы верхнемеловых отложений Белоруссии // Палеонтология и стратиграфия БССР. Сб. III. Минск: Изд-во АН БССР, 1961. С. 3–245.
2. Головенко В.К. Отбор кремней из докембрийских карбонатных пород для изучения древних микрофоссилий. Методические рекомендации. Л.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1989. 26 с.
3. Гречин В.И. О методах изучения катагенетического преобразования кремнистых пород (на примере миоцена Камчатки и Сахалина) // Литология и полез. ископаемые. 1972. № 4. С. 147–151.
4. Гулис Л.Ф., Махнач А.А., Цытленок А.М., Ажигевич Л.Ф. Петрография и палеонтология желваковых кремней девонских отложений Беларуси // Докл. АН Беларуси. 1992. Т. 36. № 3–4. С. 240–244.
5. Залманзон Э.С. Определение форм некоторых элементов и анализ коллоидной фракции глин // Методы изучения осадочных пород. Т. II. М.: Гостеолтехиздат. 1957. С. 53–69.
6. Копысов Ю.Г. Мергельно-меловые породы востока Белоруссии. Минск: Наука и техника. 1968. 204 с.
7. Муравьев В.И. Вопросы абиогенного осадочного кремненакопления // Происхождение и практическое использование кремнистых пород. М.: Наука. 1987. С. 86–96.
8. Петрушко Е.Я. Основные модификации кремнезема в силицитах БССР и смежных районов // Геология нерудных полезных ископаемых БССР. Минск: БелНИГРИ, 1976. С. 176–186.
9. Решения Межведомственного регионального стратиграфического совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Белоруссии. 1981 г. Л.: Изд-во ВСЕГЕИ. 1983. 135 с.
10. Сорокин В.С. Выделение аутигенного кремнезема в карбонатных породах даугавской свиты // Франские отложения Латвийской ССР. Рига: Изд-во АН ЛатвССР, 1963. С. 253–298.
11. Холодов В.Н., Седлецкий В.И., Рыжков М.М. О работе Всесоюзной школы-семинара "Кремненакопление в осадочном процессе". Новороссийск. 27 сентября – 2 октября 1985 г. // Литология и полез. ископаемые. 1986. № 5. С. 141–142.
12. Цытленок А.М. Моллюски и седентарии девона Белоруссии // Палеонтология и ее роль в познании геологического строения территории Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1986. С. 71–76.
13. Шуменко С.И. Роль биогенного фактора в кремненакоплении // Происхождение и практическое использование кремнистых пород. М.: Наука, 1987. С. 121–127.
14. Hesse R. Silica diagenesis: Origin of inorganic and replacement cherts // Earth Sci. Rev. 1989. V. 26. N 4. P. 253–284.
15. Maliva R.G., Siever R. Pre-cenozoic nodular cherts: Evidence for opal-CT precursors and direct quartz replacement // Amer. J. Sci. 1988. V. 288. N 8. P. 798–809.
16. Murata K.J., Norman M.B. An index of crystallinity for quartz // Amer. J. Sci. 1976. V. 276. N 9. P. 1120–1130.
17. Williams L.A., Parks G.A., Crerar D.A. Silica diagenesis. I. Solubility controls // J. Sediment. Petrol. 1985. V. 55. N 3. P. 301–311.

УДК 550.4:552.54

© 1993 Покровский Б.Г., Герцев Л.О.

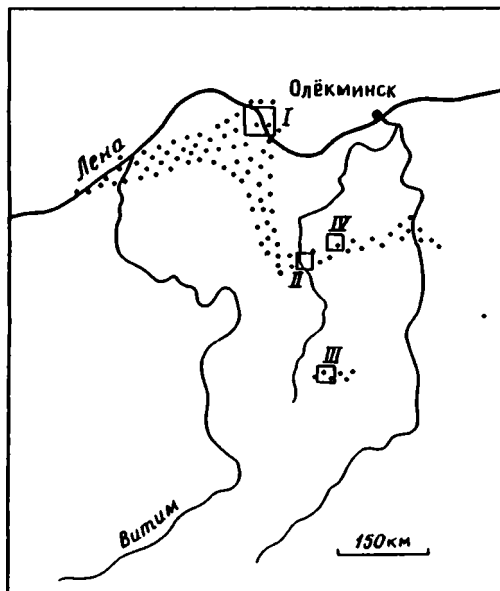
**ВЕРХНЕДОКЕМБРИЙСКИЕ КАРБОНАТЫ С АНОМАЛЬНО
ЛЕГКИМ ИЗОТОПНЫМ СОСТАВОМ
УГЛЕРОДА (ЮГ СРЕДНЕЙ СИБИРИ)**

Обсуждается генезис верхнедокембрийских осадочных карбонатов Патомского нагорья, западного склона Алданского щита и Верхнекаларской впадины, в которых установлены аномально низкие ($-6 + -12$) значения $\delta^{13}\text{C}$.

Известно, что изотопный состав углерода морских осадочных карбонатов, как фанерозойских, так и докембрийских, в целом очень однообразен и крайне редко выходит за пределы интервала $-4 < \delta^{13}\text{C} < +4\%$ [25, 30, 35]. Карбонаты с низкими $\delta^{13}\text{C} < -5$ среди собственно осадочных образований практически неизвестны: как правило, низкие $\delta^{13}\text{C}$ указывают на постседиментационные преобразования пород с участием CO_2 органического происхождения и являются важным индикатором условий накопления и деструкции органического вещества. Обычно изотопно легкие карбонаты узко локализованы, а их мощность не превышает первых десятков метров.

Принципиально иные масштабы имеет изотопно-углеродная аномалия, обнаруженная среди верхнедокембрийских отложений западного склона Алданского щита [10], где изотопно легкие карбонаты ($\delta^{13}\text{C} = -8 \div -10$) прослеживаются на расстоянии до 100 км (от р. Чары до Мурунского массива на Чара-Токкинском междуречье) и имеют мощность не менее 250 м. В целях определения причин этого уникального явления авторы изучили изотопный состав углерода и кислорода в верхнедокембрийских карбонатах сопредельных территорий (Уринского поднятия и Верхнекаларской впадины), расположенных соответственно в 200–250 км к северу и 250–300 км к югу от разреза на р. Чаре (фиг. 1). Полученные результаты обсуждаются в предлагаемой статье.

Уринское поднятие. Верхне- и среднерифейские отложения, объединяемые здесь в патомский комплекс, имеют общую мощность более 5000 м и подразделяются на баллаганахскую, кадаликанскую и жуинскую серии. Две первые относятся к среднему, а последняя – к верхнему рифею [3]. Баллаганахская серия имеет мощность до 4000 м и сложена преимущественно конгломератами, гравелитами и песчаниками, с отдельными горизонтами сланцев и карбонатных пород. Породы этой серии не анализировались, в данной статье не рассматриваются. Отложения кадаликанской серии характеризуются терригенно-глинисто-карбонатным составом и расчленяются (снизу вверх) на джемкуканскую, баракунскую и валухтинскую свиты. Джемкуканская (большепатомская) свита (мощность ~ 1000 м) сложена преимущественно грубообломочными терригенными отложениями. В баракунской свите (мощность до 1000 м) наряду с терригенными отложениями широко распространены карбонатные породы. Характерны темные и светло-серые "углистые" известняки, испускающие запах сероводоро-



Фиг. 1. Географическое положение изученных разрезов

I – Уринское поднятие; *II* – западный склон Алданского щита (р. Чара); *III* – Верхнекаларская впадина; *IV* – Мурунский массив. Крапом показана область распространения верхнедокембрийских отложений

да. Валюхтинская свита (мощность 750 – 900 м) имеет в основании преимущественно терригенно-глинистый состав и в верхней части – доломитово-известковый.

Жуинская серия подразделяется на никольскую (жуинскую) и ченчинскую свиты. Никольская свита (мощность 250 м) сложена преимущественно пестроцветными алевролитами, мергелями и известняками. В составе ченчинской свиты (мощность 400–800 м), которая завершает разрез верхнего рифея, наиболее широко распространены строматолитовые и онколитовые известняки и в меньшей степени известковые отложения. В некоторых работах [17] ченчинская свита разделена на алянскую (низ) и хопычскую (верх) свиты. К венду в пределах Уринского поднятия относятся жербинская свита (мощность 200–500 м), в составе которой преобладают терригенные породы и преимущественно карбонатные тиновская и нохтуйская свиты (мощность до 500–800 м). Отложения нохтуйской свиты перекрываются породами мачинской свиты, относимой к нижнему кембрию.

Западный склон Алданского щита (р. Чара). Разрез верхнедокембрийских отложений на р. Чаре расположен в краевой Березовской впадине и фациально рассматривается как переходный от миогеосинклинального разреза патомского комплекса к платформенным разрезам западного склона Алданского щита [2]. Верхнедокембрийские отложения имеют в долине р. Чары общую мощность до 1,3 км и подразделяются (снизу вверх) на ничатскую, кумукулахскую, сеньскую, торгинскую, жербинскую и тиновскую свиты [2].

Ничатская свита (мощность 150–200 м) сложена преимущественно конгломератами и крупнозернистыми песчаниками с отдельными линзами и прослоями известковистых песчаников и глинистых доломитов. Кумукулахская свита

(150–200 м) в нижней части сложена в основном терригенно-карбонатными и в верхней – карбонатными породами (доломитами и известняками). Сеньская свита подразделяется на две подсвиты – нижнюю (мощность 150–200 м), сложенную главным образом песчаниками, и верхнюю (мощность 200–250 м), для которой характерны массивные, иногда битуминозные доломиты, переслаивающиеся глинистыми доломитами. Торгинская свита (мощность ~ 250 м) сложена пестроцветными и глинистыми известняками, она завершает рифейский разрез. Согласно данным, приведенным в работе [5], ничатская свита сопоставляется с джемкуканской свитой патомского комплекса, кумукулахская – с баракунской, сеньская – с валухтинской и торгинская – с никольской и ченчинской свитами.

Вендские отложения в бассейне р. Чара, так же как и на Патомском нагорье, подразделяются на терригенную жербинскую (мощность 50–60 м) и преимущественно карбонатную тиновскую (~ 200 м) свиты. Последняя перекрывается отложениями соленосной юдейской свиты, относимой к нижнему кембрию.

Образцы карбонатных пород Уринского поднятия и западного склона Алданского щита получены от Н.М. Чумакова и С.В. Шипунова.

Верхнекаларская впадина. Верхнедокембрийские отложения Верхнекаларской впадины в настоящее время изучены относительно слабо. Л.И. Салопом [12] здесь были описаны: 1) горизонт кварцевых песчаников мощностью до 20 м, залегающих с угловым несогласием на метаморфических породах нижнепротерозойской удоканской серии; 2) толща серых доломитов мощностью 200–220 м и 3) пестроцветная терригенно-карбонатная толща видимой мощностью не менее 650 м. Он полагал, что эти пачки лучше всего сопоставляются соответственно с жербинской, тиновской и юдейской свитами Приленской зоны, хотя не исключал, что они имеют более древний возраст.

В дальнейшем В.И. Свешниковым [13] в пределах Верхнекаларской впадины были выделены: ничатская (мощность ~ 100 м), кумукулахская (270–540 м), сеньская (1375 – 1475 м) и торгинская (мощность не менее 880 м) свиты, являющиеся аналогами свит, описанных в бассейне р. Чары. По мнению В.С. Федоровского [15], лишь горизонт песчаников и толща серых доломитов имеют рифейский возраст и могут быть сопоставлены с сеньской свитой, а вышележащая пестроцветная толща должна быть отнесена к нижнему кембрию.

Образцы верхнедокембрийских отложений Верхнекаларской впадины отбирались из разреза по р. Кемен и его левому притоку – ручью Известковому; описание разреза приводится в работе Л.И. Салопа [12].

Изотопные анализы. Разложение проб для изотопного анализа углерода и кислорода проводилось с помощью H_3PO_4 в два этапа: при 25°C (1 ч) и при 100°C (1 ч). На первом этапе разлагался кальцит, на втором – доломит [28]. Величина фракционирования изотопов кислорода при разложении и кальцита и доломита принята равной 10,2‰. Измерение изотопного состава проводилось на масс-спектрометре МИ-1201В. Значения $\delta^{13}\text{C}$ даны в промилле относительно стандарта PDB, $\delta^{18}\text{O}$ – стандарта SMOW. Для привязки к PDB использованы стандарты NBS-19 и KH-2 [23]. Значения $\delta^{18}\text{O}$ пересчитаны относительно SMOW по формуле [22]:

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = 1,03086\text{PDB} + 30,86.$$

Погрешность определения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ не превышает $\pm 0,2\text{‰}$.

Результаты определения изотопного состава кислорода и углерода представлены в табл. 1–3. Прежде чем приступить к их обсуждению, следует отметить, что некоторые свиты охарактеризованы лишь отдельными анализами, которые могут быть сочтены непредставительными. Оказалось, однако, что все наиболее резкие изменения в изотопном составе связаны с границами свит; соизмеримых колебаний в пределах той или иной свиты не устанавливается. Не исключая, что

**Изотопный состав углерода и кислорода в верхнедокембрийских
карбонатах Патомского нагорья**

Номер образца*	Кальцит		Доломит	
	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
<i>Тиньская свита (V)</i>				
1981	-1,9	21,0	-0,3	22,7
1985	—	—	-0,25	19,6
1990	-1,0	23,8	-0,8	25,4
1996	-0,1	24,8	-0,3	26,1
1998	-1,0	—	-0,3	28,2
<i>Ченчинская свита (R₃)</i>				
2007	-8,4	21,7	-8,4	21,5
2008	-7,7	23,5	-8,3	24,2
2010	-8,2	21,7	-7,7	20,4
2014	-7,7	21,5	-7,1	22,5
2016	-7,8	22,9	-7,7	21,6
2018	-7,6	21,5	-8,0	21,3
2019	-8,3	21,5	-8,1	20,3
<i>Никольская (Жуинская) свита (R₃)</i>				
2061	-10,7	21,4	-10,3	19,6
2058	-11,2	20,5	-9,9	19,5
2055	-11,0	20,3	-9,9	19,7
2051	-11,6	20,0	-9,8	19,5
2047	-11,5	20,0	-9,9	22,2
2043	-12,8	18,2	-12,5	19,7
2039	-11,7	19,3	-10,4	18,6
2082	-10,4	19,8	-10,5	18,4
2088	-10,6	20,4	-10,7	19,3
2093	-10,8	18,1	-11,2	18,7
2099	-10,2	22,8	-10,7	19,1
2064	-10,8	18,1	-5,8	20,0
2067	-7,8	19,5	-4,4	18,4
2070	-7,0	19,4	-3,6	22,2
2074	-7,4	28,7	-5,5	20,5
2078	-5,4	20,8	-3,8	20,3
2081	-6,7	17,0	-4,3	19,4
<i>Валюхтинская свита (R₂)</i>				
2181	2,0	20,1	—	—
<i>Баракунская свита (R₂)</i>				
2250	5,1	19,1	5,6	17,3
2244	5,9	16,9	—	—
2240	5,9	17,9	6,0	16,9
2237	6,1	17,0	6,1	16,7

*Последовательность номеров в этой и следующих таблицах – сверху вниз по разрезу.

Изотопный состав углерода и кислорода в верхнедокембрийских карбонатах западного склона Алданского шита (р. Чара)

Номер образца	Кальцит	
	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
<i>Юдейская свита (E_1)</i>		
512/	-9,5	22,9
<i>Тинювская свита (V)</i>		
490	-2,7	18,8
488	-4,0	16,6
<i>Торгинская свита (R_3)</i>		
484	-9,1	23,4
475	-7,1	14,1
472	-9,6	22,9
468	-10,4	20,9
463	-9,7	21,3
<i>Кумукулахская свита (R_2)</i>		
447	-3,8	20,3
435	-2,8	21,2
419	-3,7	13,8

таковые могут быть выявлены при более детальном опробовании, авторы тем не менее полагают, что имеющийся материал позволяет наметить наиболее общие закономерности в изменениях $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ по разрезам.

Уринское поднятие. Баракунская – самая нижняя из опробованных свит патомского комплекса – характеризуется аномально высокими $\delta^{13}\text{C}$ (от 5,1 до 6,1). Вверх по разрезу $\delta^{13}\text{C}$ постепенно уменьшаются до "нормально-осадочного" значения $\delta^{13}\text{C} = 2,0$ в валюхтинской свите и затем аномально низких, нигде ранее не наблюдавшихся среди морских осадочных карбонатов – в никольской. В пределах последней, опробованной наиболее детально, могут быть отмечены следующие особенности. В нижней ее части $\delta^{13}\text{C}$ постепенно уменьшаются снизу вверх (фиг. 2) от $\delta^{13}\text{C} = -5,4$ до $\delta^{13}\text{C} = -10,8$ в кальците и от $-3,8$ до $-5,8$ в доломите. Наблюдается сильное и неравновесное фракционирование изотопов углерода ($\Delta^{13}\text{C}$) между кальцитом и доломитом, причем величина фракционирования также увеличивается вверх по разрезу от 2,4 до 5%.

В средней и верхней частях никольской свиты установлены наиболее низкие и достаточно однообразные $\delta^{13}\text{C}$, не выходящие, исключая один образец, за пределы интервала $-10 \div -12$. В средней части свиты кальцит и доломит практически идентичны по изотопному составу, что более или менее обычно для древних толщ и не свидетельствуют об изотопном равновесии. В верхней части средняя величина $\Delta^{13}\text{C}_{\text{кальцит-доломит}} = -1,1$ что по шкале, установленной в работе [29], соответствует равновесной температуре $160\text{--}170^\circ\text{C}$. Нельзя исключить, что эта температура отвечает действительности.

В вышележащей ченчинской свите $\delta^{13}\text{C}$ несколько увеличиваются ($-7,1 \div -8,4$), оставаясь, однако, также аномально низкими. В аномально легких карбонатах никольской и ченчинской свит не наблюдается явных следов перетложения или перекристаллизации – в основном это очень однородные, афанитовые, реже криптокристаллические строматолитовые и онколитовые известняки и известковистые доломиты (фиг. 3 и 4).

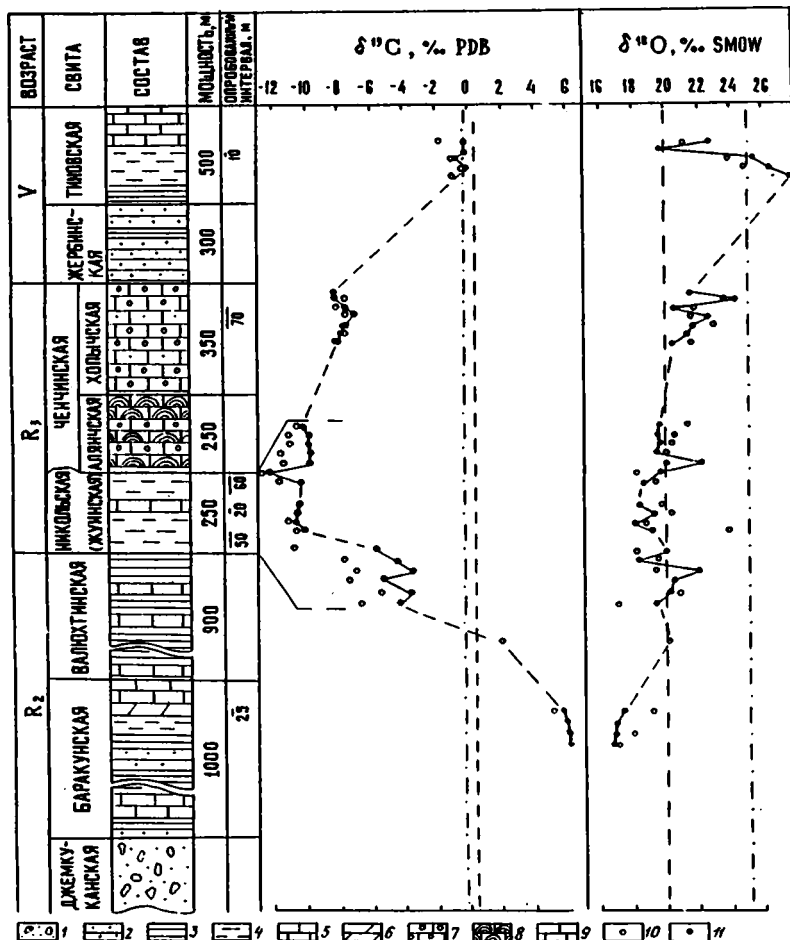
Изотопный состав углерода и кислорода в верхнедокембрийских (нижнекембрийских?) карбонатах Верхнекаларской впадины

Номер образца	Кальцит		Доломит	
	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
<i>Пестроцветная свита</i>				
35/90	-1,8	19,8	-1,7	22,8
34/90	-0,4	20,0	-0,1	19,9
32/90	-6,0	14,1	-5,6	20,4
31/90	-6,4	18,8	-5,0	19,3
30/90	-5,6	10,2	-5,7	20,3
29/90	-5,6	11,5	-5,5	20,3
28/90	-4,8	17,0	-6,1	19,9
27/90	0,6	23,1	1,9	23,3
26/90	-1,0	21,1	-2,3	21,1
25/90	-2,5	12,0	1,7	17,9
24/90	-5,3	10,9	-5,6	18,0
23/90	-4,9	8,0	-4,8	9,0
22/90	-3,6	8,0	-3,2	8,0
<i>Свита серых доломитов</i>				
21/90	-3,8	17,2	-3,1	17,4
20/90	-3,5	12,5	-3,1	10,9
19/90	-2,5	20,5	-1,1	22,0
18/90	-0,3	24,5	0,6	24,3
17/90	-6,3	17,9	-3,6	21,9
16/90	-3,9	25,7	-3,5	24,6
15/90	-2,6	22,0	-1,9	20,2
14/90	-	-	-6,1	20,2

В тиновской свите, представляющей уже вендскую часть разреза, $\delta^{13}\text{C}$ не выходят за пределы "нормально-осадочного" интервала.

Изотопный состав кислорода в верхнедокембрийских карбонатах Уринского поднятия постепенно утяжеляется снизу вверх: от $\delta^{18}\text{O} = 16 \div 17$ в баракунской свите до $23 \div 24$ в тиновской свите. Фракционирование $\Delta^{18}\text{O}$ в системе "кальцит - доломит" колеблется в достаточно широких пределах (от -2,8 до 3,7), не обнаруживая какой-либо закономерности. Данные по изотопному равновесию изотопов кислорода между кальцитом и доломитом несколько противоречивы; можно утверждать, однако, что при 25–200°C эта величина не должна выходить за пределы $-6 \div -3\%$ [22, 29]. Следовательно, по изотопному составу кислорода кальцит и доломит в верхнедокембрийских карбонатах Уринского поднятия в целом неравновесны.

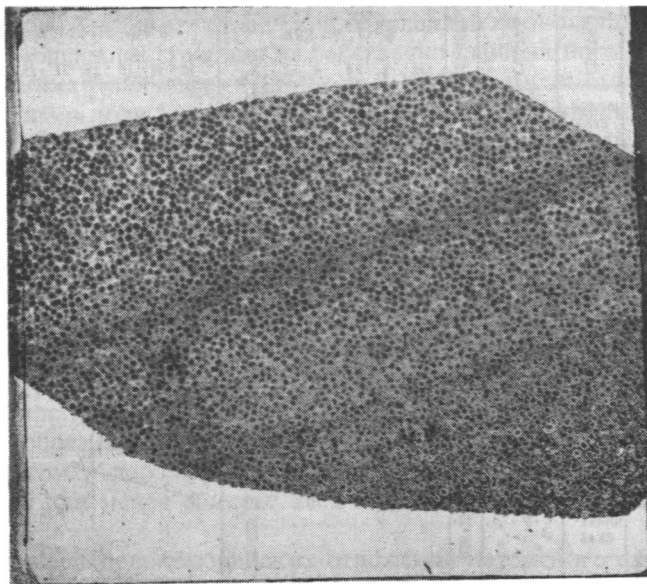
Западный склон Алданского щита (р. Чара). Разрез по р. Чаре изучен менее детально. В отличие от патомского комплекса среди карбонатов этого разреза образцы с положительными значениями $\delta^{13}\text{C}$ не были обнаружены. Все они обеднены тяжелым изотопом углерода по сравнению с "нормально-осадочными" карбонатами, хотя в различной степени. В породах кумулахской свиты $\delta^{13}\text{C}$ колеблется в пределах от -2,8 до -3,8 (см. табл. 2 и фиг. 5). Вышележащая сеньская свита в долине р. Чары не опробовалась. Торгинская свита характеризуется устойчивыми низкими $\delta^{13}\text{C}$ - от -9,1 до -10,4 (образец с несколько более высоким значением $\delta^{13}\text{C} = -7,1$ и низким $\delta^{18}\text{O} = 14,1$ представляет собой кальцитовую жилу). По изотопному составу углерода и кислорода торгинская



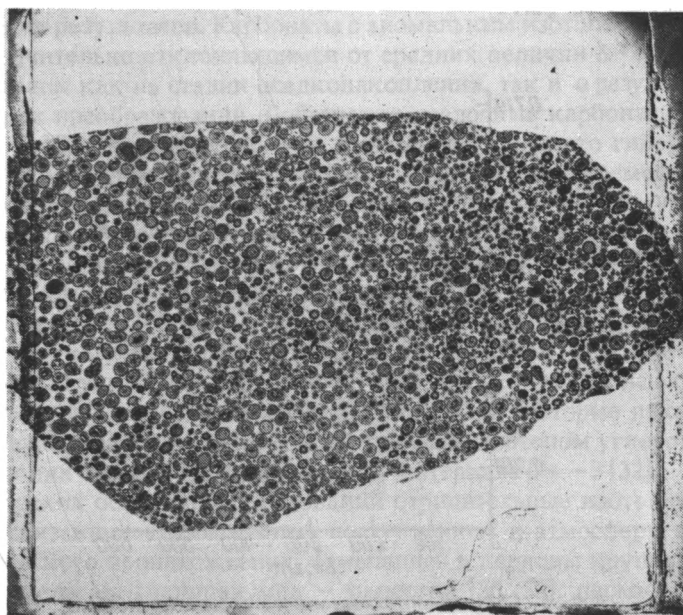
Фиг. 2. Обобщенный разрез верхнедокембрийских отложений [2, 3, 17] и вариации $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в карбонатных породах Уринского поднятия (северная окраина Патомского нагорья)

свита очень близка к ее стратиграфическим аналогам – никольской и ченчинской свитам патомского комплекса. Так же как и в последних, в торгинской свите аномально низкие $\delta^{13}\text{C}$ имеют карбонаты с хорошо сохранившимися онколитами.

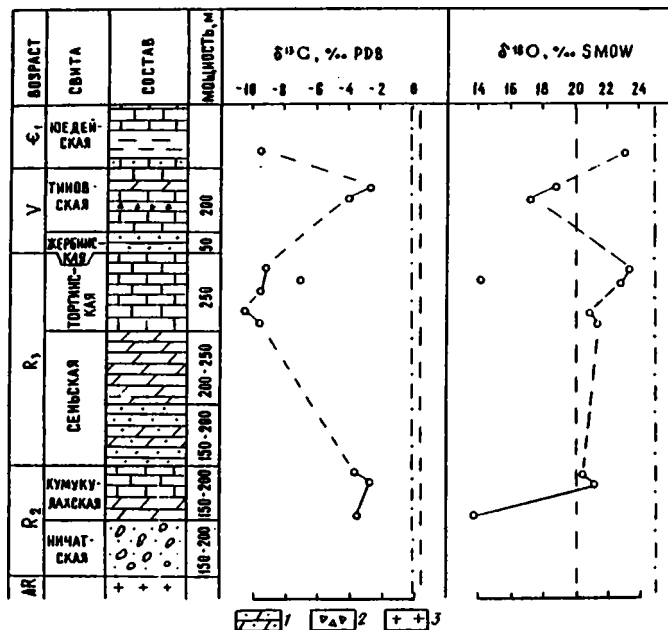
Ранее [10] в отдельных образцах карбонатов торгинской и кумукулахской свит были определены содержания стронция и значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Значительные вариации (от 63 до 408 г/т) содержаний стронция, по-видимому, свидетельствуют об интенсивной миграции этого элемента на постседиментационном этапе. Значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ находятся в обратной зависимости от содержаний Sr (фиг. 6):



Фиг. 3. Онколитовый известняк, обр. 2047 (см. табл. 1); верхняя часть никольской свиты;
р. Лена, скала Хапчаган. Увел. 4

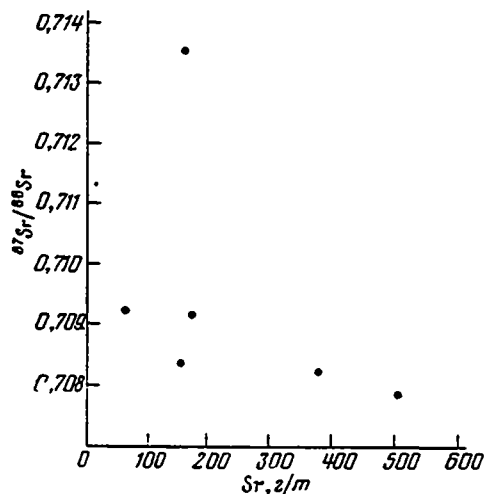


Фиг. 4. Онколитовый известняк, обр. 2007 (см. табл. 1); верхняя часть ченчинской свиты;
р. Лена у пос. Нохтуйск. Увел. 4



Фиг. 5. Обобщенный разрез верхнедокембрийских отложений [2] и вариации изотопного состава углерода и кислорода в карбонатных породах западного склона Алданского щита (р. Чара)

1 — песчанистые доломиты; 2 — карбонатная брекчия; 3 — гранитогнейсы. Остальные условные обозначения см. фиг. 2



Фиг. 6. Соотношения изотопного состава и концентраций стронция в верхнедокембрийских карбонатах р. Чары (таблица приведена в работе [10])

очевидно, разброс изотопных отношений обусловлен не эволюцией состава морской воды, а смешением стронция из собственно карбонатного и терригенного материала. Минимальная цифра $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70787$, по-видимому, ближе остальных к значениям в воде бассейна седиментации. Она удовлетворительно соответствует изотопному составу стронция в верхнерифейских карбонатах других регионов [33, 34].

Верхнекаларская впадина. Для верхнедокембрийских (или верхнедокембрийско-нижнекембрийских) карбонатов Верхнекаларской впадины также характерны аномально легкие карбонаты. Значения $\delta^{13}\text{C}$ в них, однако, не достигают столь же низких величин, как в разрезах, рассмотренных выше; в основной массе они находятся в пределах интервала $\delta^{13}\text{C} -3,0 \div -6,0$ (см. табл. 3, фиг. 7).

По изотопному составу кислорода все три разреза достаточно сходны. Интересной особенностью пород Верхнекаларской впадины является обнаруженное в некоторых образцах сильное и неравновесное фракционирование ($\Delta^{18}\text{O}$) между кальцитом и доломитом (см. фиг. 7), причем в доломите $\delta^{18}\text{O}$, как правило, более или менее обычные: 20 ± 2 , а в кальците – аномально низкие: $\delta^{18}\text{O} = 10 \div 12$.

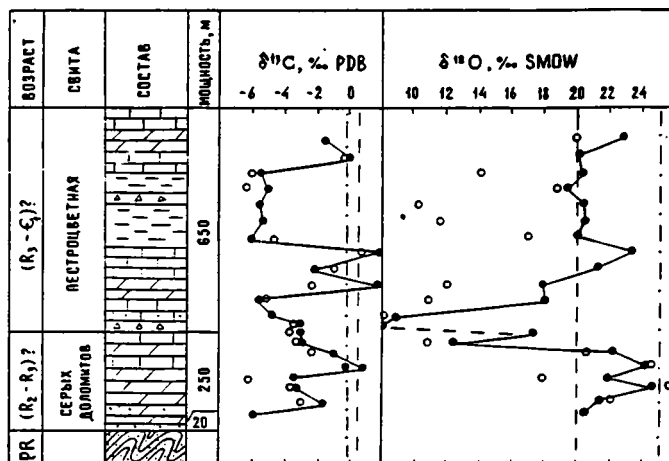
В отличие от верхнедокембрийских отложений Патомского нагорья и западного склона Алданского щита карбонаты Верхнекаларской впадины несут следы постседиментационной переработки – брекчирования, выщелачивания и т.д., по-видимому связанные с растворением эвапоритов [12]. В пестроцветной толще широко распространены карбонаты с глиптоморфозами по каменной соли (фиг. 8). В них установлены наиболее низкие для данного района значения $\delta^{13}\text{C}$.

Обсуждение результатов. Карбонаты с аномальным изотопным составом углерода (т.е. значительно отклоняющимся от средних величин $\delta^{13}\text{C} = 0 \pm 2$) могут быть образованы как на стадии осадконакопления, так и в результате постседиментационных преобразований. Собственно осадочные карбонаты с аномально высокими $\delta^{13}\text{C} > 4$ характерны для изолированных, часто гиперсоленых бассейнов с высокой биопродуктивностью и ослабленным перемешиванием глубинных и поверхностных вод. На некоторых этапах истории Земли, например в пермское время [18], очевидно, в результате действия тех же факторов в глобальном масштабе аномально тяжелые карбонаты приобретали исключительно широкое, возможно повсеместное, распространение.

Низкие значения $\delta^{13}\text{C} < -4$ свойственны карбонатам, образованным в небольших пресноводных озерах, реках и их эстуариях, там, где поступления изотопно легкой углекислоты органического происхождения не компенсируются изотопным обменом с CO_2 атмосферы. Карбонаты, которые накапливаются в крупных озерах, как правило, обеднены тяжелым изотопом углерода в меньшей степени; для них обычны величины $\delta^{13}\text{C}$ в интервале $0 \div -3$ [32].

Среди морских осадочных образований отрицательные изотопно-углеродные аномалии, связанные с избыточным поступлением в атмосферу и гидросферу CO_2 органического происхождения, отмечались в периоды крупных перестроек природной среды на границах мел – палеоген [36, 38], пермь – триас [18] и венд – кембрий [11, 19]. Амплитуда этих аномалий ограничена величинами $\delta^{13}\text{C} = -4 \div -6$, а мощность – первыми десятками метров.

Вариации $\delta^{13}\text{C}$ в диагенетических и катагенетических карбонатах, а также изменения, которые претерпевает изотопный состав углерода в осадочных карбонатах, в решающей степени обусловлены деструкцией органического вещества. В наибольших количествах на стадии диагенеза и катагенеза генерируется углекислота с $\delta^{13}\text{C} \approx -25$, так как большая часть органики несомненно подвергается простому окислению. Образование метана сопровождается появ-



Фиг. 7. Обобщенный разрез верхнедокембрийских (?) – нижнекембрийских (?) отложений [12] и вариации изотопного состава углерода и кислорода в карбонатных породах Верхнекаларской впадины. Условные обозначения см. фиг. 2 и 5

лением в осадках углекислоты, резко обогащенной тяжелым изотопом углерода [27]. В наиболее изотопно тяжелых диагенетических карбонатах величины $\delta^{13}\text{C}$ достигают $20 \div 25$ [9, 26]. В свою очередь вторичное окисление метана приводит к образованию сверхлегкой углекислоты ($\delta^{13}\text{C}$ до -60) и соответствующих карбонатов [6, 24].

Большая часть углекислоты, образующейся при разложении органики на стадии раннего диагенеза, как известно, удаляется в придонную воду [14]. На стадии позднего диагенеза, когда обмен между поровой и придонной водой ослабляется, разложение органического вещества происходит достаточно медленно из-за недостатка главного окислителя – сульфат-иона морской воды. Поэтому мощность диагенетических карбонатов с аномальным изотопным составом, как правило, крайне невелика – обычно это или конкреции, или слои толщиной не более 1–2 м. Незначительные изменения (в пределах 1–2‰) претерпевает на этой стадии и изотопный состав собственно осадочных карбонатов.

Принципиально иные условия могут складываться при катагенетических преобразованиях осадочных толщ, в строении которых принимают или принимали участие отложения, богатые органическим веществом, и эвапориты. Взаимодействие нефтяных рассолов с сульфатными залежами нередко сопровождается образованием достаточно мощных (десятки и даже сотни метров) толщ изотопно легких карбонатов [7, 31, 37], причем перекристаллизация иногда охватывает не только участки, непосредственно примыкающие к соленосным отложениям, но и ассоциирующие толщи [7]. Изотопный состав кислорода катагенетических растворов, как правило, отличается от изотопного состава морской воды, поэтому катагенетические преобразования обычно сопровождаются существенным уменьшением $\delta^{18}\text{O}$ в карбонатах, а также возникновением корреляционных зависимостей между $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$.

Опираясь на вышеизложенное, рассмотрим условия образования верхнедокембрийских карбонатов юга Средней Сибири.

Можно предположить, что положительная изотопно-углеродная аномалия, установленная в баракунской свите патомского комплекса, имеет первично-осадочное происхождение. Повышенные $\delta^{13}\text{C}$ находятся в данном случае в

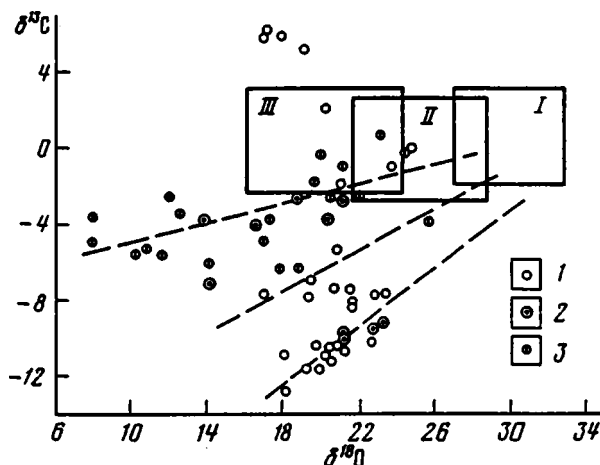


Фиг. 8. Известково-доломитовый мергель с глиптоморфами по галиту (обр. 31/90); пестроцветная свита; верховье р. Кемен

хорошем соответствии с высоким содержанием в породах этой свиты органического вещества. Отметим, что нигде ранее такого рода аномалии в среднерифейских отложениях не наблюдались.

Если руководствоваться чисто геологическими критериями, нельзя не признать, что отрицательная изотопно-углеродная аномалия также имеет много признаков первично-осадочной: она прослеживается на одном стратиграфическом уровне на большом расстоянии и в различных структурно-фациальных зонах, отличается высокой степенью постоянства изотопного состава как по разрезу, так и по простиранию и развита в породах, которые не несут явных следов вторичных преобразований. И тем не менее первично-осадочная природа аномально легких карбонатов представляется крайне маловероятной. Очевидно, что это было бы возможно в одном из двух случаев: 1) изотопно легкие карбонаты формировались в пресноводном и исключительно мобильном бассейне – это предположение находится в противоречии с литологией верхнедокембрийских толщ и должно быть без сомнений отклонено; 2) изотопно легкие карбонаты были накоплены в период с аномальным изотопным составом атмосферной углекислоты: $\delta^{13}\text{C} = -20 \div -22$ (равновесие с кальцитом с $\delta^{13}\text{C} = -10 \div -12$).

Напомним, что в настоящее время атмосферная углекислота характеризуется значением $\delta^{13}\text{C} = -7$. Эта величина определяется сложным динамическим равновесием накопления и деструкции органического вещества и осадочных карбонатов. При отсутствии жизни на Земле и поступлении в атмосферу углекислоты только из эндогенного источника для CO_2 атмосферы величины $\delta^{13}\text{C}$ должны были бы быть близки к $-14 \div -15$, а в осадочных карбонатах – к $-4 \div -6$ [30]. Для более сильного обеднения CO_2 атмосферы тяжелым изотопом углерода необходимо ее пополнение из более легкого источника – возможно, за счет углекислоты, которая образовалась в результате окисления органики,



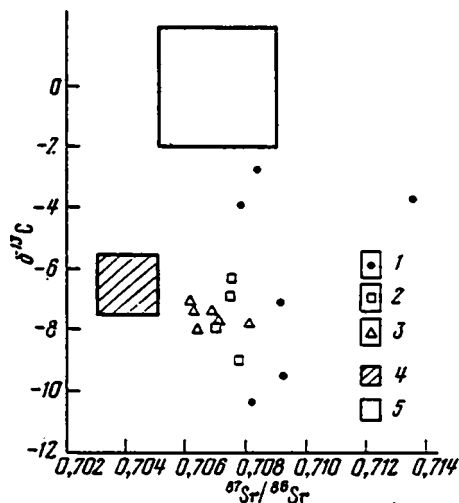
Фиг. 9. Соотношения изотопного состава углерода и кислорода в верхнедокембрийских карбонатах

1 — Уринское поднятие; 2 — западный склон Алданского щита (р. Чара); 3 — Верхнекаларская впадина. Прямоугольниками ограничены средние составы современных (I), фанерозойских (II) [25] и докембрийских (III) [30] осадочных карбонатов

накопленной в предшествующие периоды, или углекислоты внеземного происхождения. Хотя теоретически такой вариант исключить нельзя, его имело бы смысл обсуждать лишь в том случае, если бы имелись признаки глобального распространения верхнерифейской аномалии. Такие данные, однако, пока отсутствуют.

Наиболее вероятной причиной резкого обеднения тяжелым изотопом углерода, которое установлено в верхнерифейских карбонатах Патомского нагорья, западного склона Алданского щита и близких по возрасту отложениях Верхнекаларской впадины, несомненно, является катагенетическое преобразование с участием углекислоты органического происхождения. Убедительным подтверждением этого вывода служат корреляционные зависимости между изотопным составом углерода и кислорода. Интересно отметить, что в координатах $\delta^{18}\text{O}$ — $\delta^{13}\text{C}$ (фиг. 9) изотопно легкие карбонаты разбиваются на несколько трендов, наклон которых, по-видимому, отражает характерное для данной толщи соотношение первичного и вторичного материалов. Вокруг самого нижнего тренда группируются образцы никольской и ченчинской свит Патомского нагорья, а также торгинской свиты из разреза на р. Чаре. Они изменены в максимальной степени: до 50% углерода в них, по-видимому, имеют органическое происхождение. На среднем тренде располагается большая часть образцов верхнедокембрийских отложений Верхнекаларской впадины; на самом верхнем — породы кумукулахской и тиновской свит, в перекристаллизации которых участвовало, очевидно, наименьшее количество изотопно легкой углекислоты. Отметим, что верхнедокембрийские карбонаты юга Средней Сибири, обсуждаемые в данной статье, в целом существенно обеднены тяжелым изотопом кислорода по сравнению с близкими по возрасту породами других районов, например западного склона Анабарского поднятия, где средние величины $\delta^{18}\text{O}$ близки к $24 \div 25$ [11].

Необходимым условием столь сильных преобразований является наличие в породах, с одной стороны, органического вещества и, с другой — эквивалентного количества окислителя, в качестве которого в данном случае очевидно мог



Фиг. 10. Соотношения изотопного состава углерода в верхнедокембрийских осадочных карбонатах р. Чары и карбонатитоподобных породах Мурунского массива [10]

1 — осадочные карбонаты (Sr от 63 до 508 г/т); 2 — рихтерит-содержащие карбонатиты (Sr от 5000 до 12000 г/т); 3 — бенстонитовые и кальцит-бенстонитовые карбонатиты (Sr от 14000 до 96900 г/т); 4 — типичные карбонатиты; 5 — "нормально-осадочные" морские карбонаты

выступать только сульфат-ион, так как оксиды марганца и железа присутствуют в породах в незначительных количествах. Наиболее вероятным источником органического вещества на первый взгляд могли бы быть черные сланцы и известняки баракунской свиты, в которых он α сохранилось до настоящего времени. В этом случае мы должны предположить, что между баракунской и никольской свитами, а также, возможно, в пределах никольской и ченчинской свит некогда располагались мощные залежи эвапоритов, полностью уничтоженные при катагенезе.

Хотя исключить такой возможности нельзя, следует отметить, что в рамках этой схемы трудно объяснить, почему отложения, непосредственно примыкающие к черным сланцам баракунской свиты (валюхтинская и низы никольской свит) изменены слабее, чем вышележащие толщи.

Можно предположить, что органическое вещество в больших количествах содержалось не только в породах баракунской свиты, но и в вышележащих отложениях, но впоследствии было окислено сульфатными рассолами, поступающими сверху. Источником таких рассолов могли быть как венд-нижнекембрийские соленосные отложения, которые распространены на юге Средней Сибир [4], так и более древние, к настоящему времени полностью уничтоженные. Сохранение органического вещества в баракунской свите и существование переходной зоны в основании никольской свиты в этом случае легко объяснить истощением сульфатного резерва рассолов по мере их продвижения сквозь богатые органикой толщи.

Принимая для первичного карбонатного осадка $\delta^{13}\text{C}$ равным нулю и для органического вещества (и продуктов его окисления) -25 , можно заключить, что в аномальных карбонатах углерод органического происхождения относится к первично-осадочному карбонатному углероду в среднем как 1/3 и, следовательно, концентрации органики в породах должны были достигать как мини-

мум 20–25%. Очевидно, что окисление такого количества органического вещества, уничтожение эвапоритовых залежей и весьма вероятное растворение части карбонатов должны были сопровождаться значительным сокращением разреза. Признаками такого сокращения, возможно, являются обильные стилолиты и сутурные швы, отмечаемые в ченчинской свите [17].

По классификации В.Н. Холодова [16], процессы, рассмотренные выше, по-видимому, могут быть соотнесены с гравитационно-рассольным типом катагенеза, который нередко сопровождается вторичной доломитизацией известняков. По некоторым признакам кальцит в исследованных породах является, однако, более поздним, чем доломит. Особенно отчетливо это видно в образцах из нижней части никольской свиты, где доломит по изотопному составу углерода явно ближе к "нормально-осадочным" значениям, чем кальцит, а также в образцах из Верхнекаларской впадины, где аналогичный эффект проявляется в изотопном составе кислорода. Вместе с тем в целом для доломита характерны столь же низкие величины $\delta^{13}\text{C}$, как и в кальците, и считать его первично-осадочным нет оснований. Вероятно, доломитизация вторична и связана с деятельностью остаточных хлор-магниевых растворов, а кальцитизация – еще более поздний процесс, получивший развитие уже в результате растворения эвапоритов атмосферными водами.

Весьма важным аспектом гравитационно-рассольного катагенеза является интенсивная миграция рудных компонентов. В частности, удаление сульфат-иона в результате сульфат-редукции сопровождается обогащением растворов барием и стронцием; концентрации последнего в некоторых случаях достигают 10000 г/т [1, 8]. Есть основания полагать, что при активном участии таких рассолов в районе Мурунского щелочного массива были сформированы богатые Sr, Ba и РЗЭ карбонатитоподобные породы, сходные с аномально легкими осадочными карбонатами по изотопному составу углерода и стронция (фиг. 10).

* *
*

Мощные толщи верхнедокембрийских известняков и доломитов с аномально низкими ($-6 \div -12$) $\delta^{13}\text{C}$ были сформированы, по нашему мнению, в результате гравитационно-рассольного [16] катагенеза богатых органическим веществом карбонатных осадков. Об этом свидетельствуют характерные корреляционные зависимости между $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$, нарушения изотопно-углеродного и изотопно-кислородного равновесия между кальцитом и доломитом, признаки миграции стронция и некоторые другие факты.

Предложенная интерпретация имеет и слабые стороны. Она плохо согласуется с огромными размерами аномалии, ее выдержанностью по мощности и простираению, отсутствием выразительных признаков перекристаллизации и переотложения карбонатного материала. Другие объяснения наталкиваются, однако, на еще более серьезные возражения.

По масштабам обнаруженная изотопно-углеродная аномалия является, по-видимому, крупнейшей в мире. Только в современном эрозионном срезе на севере Патомского нагорья (Уринском поднятии) и западном склоне Алданского щита ее площадь составляет порядка 30000 – 40000 км² при мощности не менее 250 м, а местами более 1000 м. Если принять катагенетическую гипотезу, придется допустить, что количество органического вещества, окисленного на стадии катагенеза, исчислялось десятками миллиардов тонн, а его концентрации в средне- и верхнерифейских толщах исследованного района достигали 30%. О высокой биопродуктивности и условиях, способствующих захоронению органического вещества, свидетельствуют установленные в породах баракунской

свиты аномально высокие ($5 \div 6$) значения $\delta^{13}\text{C}$, которые мы рассматриваем как первично-осадочные.

Учитывая то, что аномалия зарегистрирована на очень большой территории и в различных структурно-фациальных зонах, нельзя исключить, что она маркирует некое глобальное или субглобальное событие – период, благоприятный для накопления органического вещества и эвапоритов, подобный тем, которые имели место в более поздние эпохи [20, 21]. Изотопные исследования близких по возрасту отложений в других районах могли бы помочь решению этого вопроса.

Список литературы

1. Анциферов А.С. Гидрогеология древнейших нефтегазоносных толщ Сибирской платформы // М.: Недра, 1989. 172 с.
2. Верхний докембрий / Под ред. Б.М. Келлера. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 716 с.
3. Дольник Т.А., Воронцова Г.А. Биостратиграфия верхнего докембрия и нижних горизонтов кембрия Северо-Байкальского и Патомского нагорий // Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1974. 95 с.
4. Жарков М.А. Палеозойские соленосные формации мира. М.: Недра, 1974. 392 с.
5. Журавлева З.А., Комар В.А., Чумаков Н.М. Стратиграфические соотношения патомского комплекса с осадочными отложениями западного и северного склона Алданского щита // Докл. АН СССР. 1959. Т. 128. № 5. 128 с.
6. Леин А.Ю., Гальченко В.Ф., Покровский Б.Г. и др. Морские карбонатные конкреции как результат процессов микробного окисления газогидратного метана в Охотском море // Геохимия. 1983. № 10. С. 1396–1406.
7. Леин А.Ю., Иванов М.В. Минералого-геохимические особенности формирования экзогенных серных месторождений // Литология, минералогия и геохимия месторождений самородной серы. Киев: Наук. думка, 1980. С. 16–34.
8. Пиннекер Е.В. Рассолы Ангаро-Ленского артезианского бассейна. М.: Наука, 1966. 332 с.
9. Покровский Б.Г. Условия образования диагенетических карбонатов кайнозойских отложений о. Карагинского (Восточная Камчатка) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 12. С. 88–98.
10. Покровский Б.Г., Виноградов В.И. Изотопные исследования щелочных пород Средней и Западной Сибири // Изотопная геохимия и космохимия. М.: Наука, 1990. С. 144–159.
11. Покровский Б.Г., Виноградов В.И. Изотопный состав стронция, кислорода и углерода в верхнедокембрийских карбонатах западного склона Анабарского поднятия (р. Котуйкан) // Докл. АН СССР. 1991. Т. 320. № 5. С. 1245–1250.
12. Салоп Л.И. Геология Байкальской горной области. Т. 1. М.: Недра, 1964. 515 с.
13. Свежников К.И. О возрасте и условиях образования терригенно-карбонатных отложений северо-западной части Алдано-Витимского щита // Зап. Забайкальского ф-ла Географического о-ва СССР. 1973. Вып. 94. С. 3–15.
14. Страхов Н.Н. Баланс редукционных процессов в осадках Тихого океана // Литология и полез. ископаемые. 1972. № 4. С. 65–92.
15. Федоровский В.С. Стратиграфия нижнего протерозоя хребтов Кодар и Удокан. М.: Наука, 1972. 130 с.
16. Холодов В.Н. Новое в познании катагенеза // Литология и полезн. ископаемые. 1982. № 3. С. 3–22.
17. Чумаков Н.М. Стратиграфия и тектоника юго-западной части Вилуйской впадины // Тектоника СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1959. Т. 4. 460 с.
18. Baud A., Magaritz M., Holser W.T. Permian-Triassic of the Tethys: Carbon isotope studies // Geol. Rdschau. 1989. V. 78/2. P. 649–677.
19. Brasier M.D., Magaritz M., Corfield R. The carbon- and oxygen-isotope record of the Precambrian-Cambrian boundary interval in China and Iran and their correlation // Geol. Magazin. 1990. V. 127. No. 4. P. 319–322.
20. Edgell J.S. Infracambrian salt basin and their role in prolific hydrocarbon generation // 28-th Internat. Geol. Congr. Abstracts. Wash. D.C., 1989. P. 433–434.
21. Engster H.P. Oil shales, evaporites and ore deposits // Geochim. et cosmochim. acta. 1985. V. 49. P. 619–636.
22. Friedman I., O'Neil J.R. Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest // Data of Geochemistry, 6-th ed. U.S. Print. Off. Wash. D.C., 1977.

23. Gerstenberger H., Herrmann M. Report on the Intercomparison for the Isotope Standards Limestone KH-2 and Polyethylene Foil PEF 1 // Preprint ZFI-25, Leipzig, 1982. 19 p.
24. Hathway I.C., Degens E.T. Methan derived marine carbonate of pleistocene Age // Science. 1969. V. 165. No. 3894. P. 690-692.
25. Keith M.L., Weber J.M. Carbon and oxygen isotopic composition of selected Limestones and fossils // Geochim. et cosmochim. acta. 1964. V. 28. P. 1787-1816.
26. Murata K.J., Friedman I., Madsen B.M. Isotopic composition of diagenetic carbonates in marine miocene formation of California and Oregon // Prof. Pap. U.S. Geol. Surv. 1969. 614-B. P. 1-24.
27. Nissenbaum A., Presley B.J., Kaplan I.R. Early diagenesis in reducing fiord Saxonish Inlet, British Columbia. // Geochim. et cosmochim. acta. 1972. V. 36. P. 1007-1027.
28. Rosenbaum J., Sheppard S.M.F. An isotopic study of siderites, dolomites and ankerites at high temperatures // Geochim. et cosmochim. acta. 1986. V. 5. P. 1147-1150.
29. Sheppard S.M.F., Schwarcz H.P. Fractionation of carbon and oxygen isotopes and magnesium between metamorphic calcite and dolomite // Contrib. Mineral. Petrol. 1970. V. 26. P. 161-198.
30. Shidlovski M., Eichmann R., Jung Ch. E. Precambrian sedimentary carbonates: carbon and oxygen isotope geochemistry and implications for terrestrial oxygen budget // Precambrian Res. 1975. V. 2. P. 1-69.
31. Speed R.C., Clayton R.N. Origin of marble by replacement of gypsum in carbonate breccia nappes, Carson Sink region, Nevada // J. Geol. 1975. V. 83. N. 2. P. 223-237.
32. Talbot M.R. A review of the palaeohydrological interpretation of carbon and oxygen isotopic ratios in primary lacustrine carbonates // Chem. Geol. (Isotope Geosci. Sect.). 1990. V. 80. P. 261-279.
33. Veizer J., Compston W. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in Precambrian carbonates as an index of crustal evolution // Geochim. et cosmochim. acta. 1976. V. 40. P. 905-914.
34. Veizer J., Compston W., Clauer N., Schidlowski M. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in late Proterozoic carbonates: evidence for a "mantle" event at 900 m.a. ago // Geochim. et cosmochim. acta. 1983. V. 47. P. 295-302.
35. Veizer J., Holser W.T., Wilgus C.K. Correlation of $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ and $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ secular variations // Geochim. et cosmochim. acta. 1980. V. 44. P. 579-587.
36. Verhagen B.Th., Tredoux M., Sindsay N.M.e.a. Implication of isotopic and other geochemical data from a Cretaceous-Tertiary transition in southern Africa // Chem. Geol. (Isotope Geosci. Sect.). 1990. V. 80. P. 319-326.
37. Werner M.L., Feldman M.D., Knauth L.P. Petrography and geochemistry of water-rock interaction in Richton Dome cap rock (Southern Mississippi, USA) // Chem. Geol. 1988. V. 74. P. 113-135.
38. Zachos J.C., Arthur M.F., Dean W.E. Geochemical evidence for suppression of pelagic marine productivity at the Cretaceous/Tertiary boundary // Nature. 1989. V. 337. P. 61-64.

Геологический институт РАН,
Москва

Поступила в редакцию
26.II. 1992

УДК 552.5:551.732

© 1993 Ушатинская Г.Т., Хераскова Т.Н.

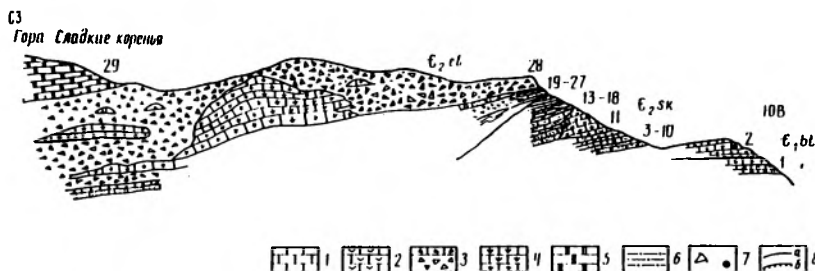
**ОБСТАНОВКИ СЕДИМЕНТАЦИИ В РАННЕМ
И СРЕДНЕМ КЕМБРИИ В ОКРЕСТНОСТЯХ ГОРЫ
СЛАДКИЕ КОРЕНЬЯ**

Комплексное литолого-фациальное и палеонтологическое исследование нижне- и среднекембрийских отложений, слагающих гору Сладкие Коренья, позволило восстановить условия, в которых происходило их формирование.

В пределах Батеневского кряжа на правом берегу среднего течения р. Ербы непосредственно к северу от д. Большая Ерба (Хакасская автономная обл.) находится гора Сладкие Коренья, сложенная карбонатными и терригенно-карбонатными отложениями нижнего и среднего кембрия. Геологическое строение самой горы и прилегающих к ней участков неоднократно обсуждалось в литературе. Этот район привлекает исследователей легкой доступностью, сравнительно хорошей обнаженностью, кажущейся простотой структуры, а главное – исключительным богатством и разнообразием встречающейся в отложениях фауны.

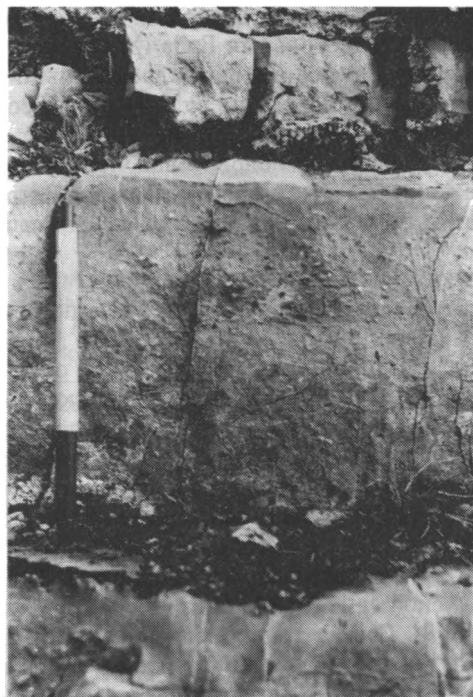
По литологическим особенностям, характеру залегания пород и составу фауны здесь выделяются три толщи. Первая сложена белыми и светло-серыми массивными известняками с видимой мощностью около 150 м, заключающими археоциаты и трилобиты. В разное время данная толща описывалась как верхняя часть богградской свиты [8], как нижняя часть карасукской свиты [14], как благодатская свита [3, 9]. По составу фауны возраст толщи однозначно определяется как обручевский (верхняя часть нижнего кембрия-тойонский ярус) [6, 8, 14]. Вторая толща сложена переслаивающимися серовато-коричневыми органо-обломочными известняками, желтовато- и темно-серыми тонкоплитчатыми калькаренидами и известковистыми алевролитами мощностью 40–50 м и содержит обильную фауну трилобитов и брахиопод. Толща описывалась как верхняя часть карасукской свиты [14], свита "сладкие коренья" [8], сладко-кореньевская свита [3, 9]. Состав трилобитов указывает на ее среднекембрийский-амгинский возраст (мундыбашский горизонт) – на зону *Ogustocerphalops-Schistocerphalops* [6, 7, 10, 14 и др.]. Третья толща состоит из белых, светло-серых, розовых, иногда кофейных известняков и доломитов мощностью около 200 м с более редко встречающимися остатками трилобитов и брахиопод с отдельными водорослевыми биогермами. Толща была выделена Р.Т. Богниевой и др. [3] как эльдахская свита, и под этим же названием вошла в Унифицированную схему Алтае-Саянской области. Возраст ее по трилобитам определяется как верхняя часть амгинского яруса – эльдахский горизонт, зона *Pseudonomocrina* [9].

Относительно положения эльдахской свиты у исследователей нет расхождений – всеми признается, что она является верхним членом обнажающейся в данном районе последовательности. Что касается благодатской и сладкокореньевской свит, то в литературе рассматривались три варианта их взаимоотношений.



Фиг. 1. Схематический геологический разрез ниже- и среднекембрийских отложений на горе Сладкие Коренья

1 — калькаренины и калькалютиты; 2 — органогенно-обломочные известняки; 3 — карбонатная брекчия; 4 — водорослевые известняки; 5 — доломиты; 6 — углеродистые карбонатные и кремнистые породы; 7 — прослой с фауной; 8 — линии (а — разлома, б — надвига); E_{1bt} — благодатская свита; E_{2sk} — сладкокореньевская свита; E_{2el} — эльдохская свита; арабскими цифрами обозначены номера слоев



Фиг. 2. Градационная сортировка материала в карбонатных обломочных породах

1. Сладкокореньевская свита лежит выше известняков благодатской свиты согласно или с перерывом и имеет среднекембрийский возраст, в то время как благодатская свита относится к обручевскому горизонту верхов нижнего кембрия [5–7].

2. Сладкокореньевская свита подстилается и перекрывается известняками благодатской свиты и вместе с ними относится к обручевскому горизонту. Это служит аргументом для обоснования среднекембрийского возраста последнего [2, 11].

3. Сладкокореньевская свита является фациальным аналогом благодатской. Как вариант – известняки благодатской свиты представляют собой рифовый массив, а сладкокореньевская свита – межрифовая фация. Обе свиты имеют среднекембрийский возраст [3, 4, 11] или могут включать самую верхнюю часть нижнего кембрия [14].

Единой точки зрения нет до сих пор. Нами подробно описан разрез горы Сладкие Коренья с попутным изучением обстановок формирования осадков и полным сбором органических остатков. Такое комплексное литолого-фациальное и палеонтологическое исследование отложений проведено впервые и, как нам представляется, вносит определенную ясность в решение вопроса о строении горы Сладкие Коренья. Трилобиты из данного разреза определялись и описывались неоднократно. Полный их список приведен в табл. 14, на листе 2 Схемы стратиграфии среднекембрийских отложений Алтае-Саянской области [9], поэтому здесь состав трилобитов не дается. На обилие в отложениях остатков брахиопод также указывали многие исследователи, но их систематический состав не расшифровывался. Лишь в работе Н.А. Аксариной [1] описаны три вида брахиопод с указанием месторождения "гора Сладкие Коренья". Мы специально отбирали образцы карбонатных пород по разрезу, которые после были растворены с помощью 5–10%-ной уксусной кислоты. Это позволило выделить большой комплекс брахиопод, часто прекрасной сохранности, в основном относящихся к классу *Lingulata*, т.е. имеющих фосфатную раковину, но иногда и из класса *Articulata* – с карбонатной раковинной, последние обыкновенно окремнены. Помимо брахиопод встречены остатки губок, ханцелорий, таблички иглокожих.

Рассмотрим последовательно этот разрез с юго-востока на северо-запад, где с пологим погружением на северо-запад обнажается следующая последовательность (фиг. 1).

Нижний кембрий. Благодатская свита, Обручевский горизонт (C_1, bt)

1. Светло-серые массивные и комковатые известняки, местами переходящие в брекчии от мелко- до крупнообломочных, слагающих тела неправильной формы. В обломках брекчий встречены трилобиты обручевского горизонта нижнего кембрия. Известняки представляют собой биостром с довольно сильно перекристаллизованной комковато-пузырчатой водорослевой структурой. Местами в них видны скопления водорослей типа *Eriphyton*, гнезда онколитов. Видимая мощность 25–30 м.

2. Известняки светло-серые, коричневатые, комковатые, массивно-слоистые. Среди них встречены карбонатные корки со структурой стилостромника. Видимая мощность 25 м.
Перерыв в обнажении составляет несколько метров.

Средний кембрий. Сладкокореньевская свита, мундыбашский горизонт (C_2, sk)

3. Известняки светло-серые и серые, представляющие собой мелкозернистый калькарениит или кальцилитит, с включениями тонкостенных раковин брахиопод и трилобитов, расположенных по напластованию тонких (3–10 см) слоев. Среди брахиопод встречены *Batenevotreta formosa* Ushat., *Erbotreta singularis* Ushat., *Nisusia minussensis* Lerm.

Породы, по-видимому, представляют собой осадки мелководной лагуны с низкой гидродинамикой и илистым дном. Мощность 2 м.

4. Пачка тонкослоистых интракластовых и онкоидных калькарениитов. Сло-

истость горизонтальная (слои 1–10 мм), обусловлена изменением зернистости карбонатного материала. Характерны следы взмучивания полуконсолидированного осадка. В калькаренидах встречаются обрывки водорослей *Epiphyton* трубочки *Proaulopora*, остатки брахиопод: *Erbotrete singularis* Ushat., *Nisusia minusensis* Lerm., *Wimanella* sp. Видимо, это в основном осадки донных течений, приносивших биокластический материал с крайнего мелководья. Мощность 2 м.

5. Органогенно-детритовые известняки, коричневатые-серые, средне-слоистые (слои 10–15 см), содержащие большое количество трилобитов и брахиопод: *Homotrete aksarinae* Ushat., *Erbotrete singularis* Ushat., *Acrothele* sp., *Kyrshabactella* sp., *Dictyonina pannula sibirica* (Lerm.), *Nisusia* sp. По всей вероятности это осадки органогенной банки. Мощность 5 м.

6. Тонкослоистые (3–5 см) калькарениды и кальцилиты с многочисленными остатками трубочек *Proaulopora*, *Epiphyton*, брахиопод, раковинного детрита. Слоистость обусловлена градиционной сортировкой материала, характерной для осадков штормовых волнений (темпекститы). Из брахиопод присутствуют *Homotrete aksarinae* Ushat., *Erbotrete singularis* Ushat., *Nisusia* sp. Мощность 0,5 м. От слоя 3 к слою 6 наблюдаются следы роста гидродинамической активности в мелководной среде осадконакопления.

7. Карбонатно-водорослевый биостром. Мощность 0,5 м.

8. Тонкослоистые калькарениды и кальцилиты, аналогичные слою 6, содержащие остатки *Erbotrete singularis* Ushat., *Homotrete* sp., *Nisusia* sp., спикулы губок и ханцеллорий. Мощность 2 м.

9. Небольшой водорослевый биогерм, образующий выпуклую вверх линзу. Мощность 0,5 м.

10. Биокластовые калькарениды и кальцилиты, аналогичные слоям 6 и 8 и представляющие собой продукты разрушения при штормовом воздействии на водорослевые постройки. Они содержат также остатки брахиопод. *Linnarssonina* sp., *Homotrete* sp., *Nisusia* sp., ханцеллорий. Мощность 2 м.

11. Водорослевый биогерм со сгустковой структурой, мощностью от 0,5 до 8 м. Биогерм прослеживается на расстояние около 20 м и резко выклинивается, замещаясь биокластовыми известняками, в которых присутствуют: *Homotrete aksarinae* Ushat., *Erbotrete* sp., *Dictyonina* sp., *Nisusia* sp., спикулы губок. Мощность 0,5–8 м.

12. Плохо обнаженное пространство с высыпками калькаренидов. Мощность 2,5 м.

Далее по канаве 1:

13. Пачка частого (1–10 см) чередования плитчатых органогенно-детритовых известняков, калькаренидов, кальцилитов, глинистых калькаренидов и мергелей. Наблюдается несколько типов слоистости. Наиболее распространены слои с градиционной сортировкой материала, типичной для темпекститов (фиг. 2). Характерно отсутствие окатанности разнообразного карбонатного обломочного материала (интракласты, обрывки водорослей, раковинный детрит, иногда целые раковины). В основании таких слоев нередко следы взмучивания и взламывания подстилающих тонкозернистых осадков. Частые эрозионные контакты градиционно-сортированных слоев заставляют предполагать, что часть их перемещалась на некоторое расстояние в виде непротяженных турбидных потоков эдафогенного материала. Между градиционно-сортированными слоями наблюдаются тонкие слойки, примазки, реже серии сантиметровых слойков глинистых кальцилитов и мергелей, отражающих фон седиментации между периодами катастрофического привноса калькаренидового и органогенно-детритового материала. В этих глинистых кальцилитах и мергелях имеются остатки брахиопод: *Linnarssonina* sp., *Batenevotrete formosa* Ushat., *Homotrete aksarinae* Ushat., *Erbotrete singularis* Ushat., *Acrothele* sp., *Kyrshabactella tatjanae*

Ushat., *K. rectangulata* Ushat., *Dictyonina* sp., *Nisusia* sp., а также обломки *Gorchonophyton*, трилобитов, иногда археоциат, трубочки *Proalupora*, *Akchaerhaera* и др. Хорошая сохранность органических остатков обусловлена их мгновенным прижизненным захоронением в периоды штормов (может быть, сверхприливов) и действия спазматических турбидных потоков, несущих во взвешенном состоянии более грубую кластику, являющуюся продуктом разрушения рядом расположенных водорослевых биогермов и органогенных банок. Эта пачка, видимо, характеризует изменчивую обстановку углубления и переход к условиям осадконакопления в более открытом бассейне. Мощность 3,5 м.

14. Конглобрекчии, состоящие из угловатых и округло-угловатых обломков фосфатизированных черных кремней, водорослевых известняков, онкоидных известняков. Цементом конглобрекчий служит калькаренит с остатками водорослей и, иногда, крупных спикул губок. Породы характерны для подножий уступов и эскарпов. Мощность 0,5 м. Далее по канаве 2:

15. Пачка чередования органогенно-обломочных известняков и калькаренитов, близких к описанным в слое 13. Однако здесь отсутствуют глинистые кальцилиты и мергели. Их место занимают тонкоплитчатые глинистые калькарениты с тонкой горизонтальной и косой слоистостью течений. Иногда наблюдаются текстуры оползания полуконсолидированных осадков. В основании градационно-сортированных слоев располагаются остатки крупных трилобитов, таблички иглокожих, обильные остатки раковин брахиопод: *Linnarssonina* sp., *Homotreta aksarinae* Ushat., *Batenewotreta formosa* Ushat., *Erbotreta singularis* Ushat., *Acrothele* sp., *Kyrshabactella tatjanae* Ushat., *Dictyonina* sp., *Nisusia* sp. В прослоях тонкоплитчатых глинистых калькаренитов остатки фауны очень редки и среди нее преобладают тонкостворчатые лингулиды и отдельные сильно обломанные створки. Мощность 2 м.

16. Органогенно-обломочные известняки и калькарениты, среднеслоистые с крупной пологой волнистой слоистостью. Мощность косых серий 25–30 см. Среди органических остатков определены брахиоподы *Linnarssonina* sp., *Homotreta aksarinae* Ushat., *Erbotreta singularis* Ushat., *Dictyonina* sp., *Kyrshabactella rectangulata* Ushat., *Kyrshabactella tatjanae* Ushat., *Chakassilingula erbiensis* Ushat., *Oepikites* sp., *Nisusia* sp., *Wimanella sinuata* Aks. Мощность 6 м.

17. Темно-серые слабоуглеродистые органогенно-обломочные известняки с градационной сортировкой материала, близкой к турбидной. Мощность ритмов около 15 см. Кровля ритмов сложена микрослоистыми кальцилититами с остатками брахиопод: *Dictyonina pannula asiratica* Aks., *Nisusia minussensis* Lerm. Мощность 6 м.

18. Углеродистые органогенно-обломочные известняки, преимущественно мелко- и тонкозернистые, близкие предыдущему слою, однако содержащие между турбидными ритмами пропластки 1 мм – 1 см черных фтанитов, а также горизонтов карбонатных брекчий мощностью от 1 до 10 см. На поверхности напластования углеродистых известняков остатки пережитой и переотложенной фауны трилобитов и брахиопод плохой сохранности. Этот слой скорее всего характеризует максимальное углубление и погружение данного участка бассейна ниже базиса волн в область появления кремнистой седиментации в обстановке стагнации. Мощность 1 м.

Далее следует зона небольшого разлома, фиксируется ожелезнением, обелением и брекчированием карбонатных пород. Плоскость сместителя погружается на запад под углом около 70°. За разломом и структурно выше разрез надстраивается существенно иными породами эльдахской свиты [4], хотя и близкими по составу обломочного материала и органических остатков со слоями [3–11].

19. Органогенно-обломочные известняки, слагающие слои 0,3–0,5 м без видимой сортировки обломочного материала с включениями водорослевой микропроблематики и обломков раковин брахиопод: *Homotreta aksarinae* Ushat., *Chakassilingula erbiensis* Ushat. Мощность 3,5 м.

20. Органогенно-обломочный известняк типа мадстоун, где в обильный микритовый цемент включены слабо перемещенные остатки водорослей *Bija*, *Girvanella* и др., а также трилобитов. Мощность 0,5 м.

21. Серые мелкозернистые калькарениты микрослоистые с горизонтальной и мелкой пологой волнистой слоистостью течений. Среди обломков в калькаренитах преобладают остатки водорослей и пеллеты. Породы смяты в оползневую складку, переходящую по простиранию на запад в подводно-оползневые брекчии. Оползание происходило с юго-запада на северо-восток (в современных координатах) в не полностью консолидированном осадке. В брекчиях сохраняются обрывки отдельных оползших пластов (фиг. 3). Мощность 1 м.

22. Водорослевый биостром с бугристой кровлей. Видимая мощность 1 м.

23. Серые калькарениты тонкогоризонтально-слоистые, прилегающие к водорослевым буграм и частично облекающие их (фиг. 4). Мощность 2 м.

24. Подводно-оползневые брекчии, состоящие из плоских угловатых обломков водорослевых известняков, фрагментов и обрывков слоев калькаренитов. Цемент брекчий калькаренитовый, состоящий из слабоокатанных и неокатанных интракlast, водорослевых известняков, остатков водорослей *Epiphyton*, *Girvanella*. Мощность 7 м.

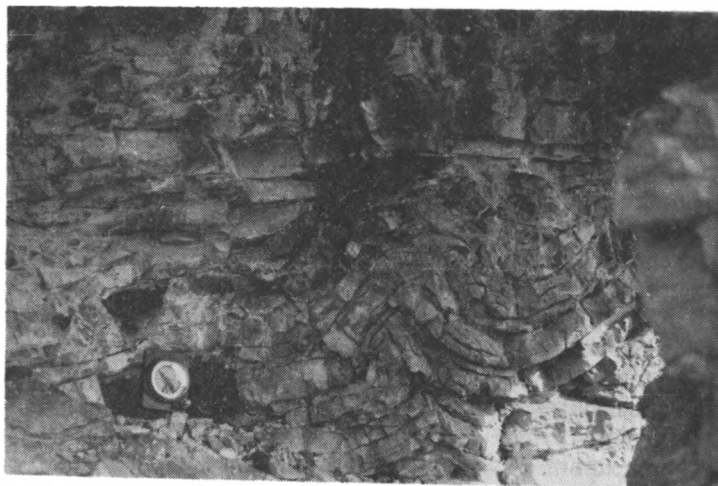
25. Калькарениты среднезернистые коричневато-серые, которые по простиранию на запад на расстоянии 10 м срезаются подводно-оползневыми брекчиями, состоящими из обломков карбонатных пород, часто угловатых, комковатых, округлых, или представленных обрывками слоев; вероятно, они попали в осадок в различной стадии консолидации. Еще далее на запад через 20 м в брекчиях появляются элементы слоистости и сортировки материала, прослои калькаренитов и глинистых калькаренитов. В некоторых слоях калькаренитов наблюдаются оползневые текстуры. Вероятно, это более дистальные части оползневой массы, представленные осадками высокоплотностных турбидных потоков. Мощность 4 м.

26. Калькарениты, кальцилиты и брекчии, слагающие 20–30-сантиметровые ритмы с прямой (фиг. 5) и обратной градиционной сортировкой материала, следами размыва в основании ритмов. Наиболее грубозернистая часть некоторых ритмов сложена мелкообломочными карбонатными брекчиями. По-видимому, это осадки незрелых турбидных потоков. Среди турбидитов встречена переотложенная фауна брахиопод *Linnarssonina* sp., *Homotreta aksarinae* Ushat., *Erbotreta singularis* Ushat., *Acrothele* sp., *Dictyonina* sp., *Kyrshabactella tatjanae* Ushat. Мощность 2 м.

27. Крупнообломочные оползневые карбонатные брекчии слагают выпуклую вниз линзу мощностью 1 м и протяженностью 15 м. Брекчии, видимо, выполняют небольшое подводное русло, выпавшее при движении оползней и турбидных потоков. Канал запечатан выдержанным прослоем калькаренита. Мощность 1 м.

28. Обвальное-оползневые крупнообломочные карбонатные брекчии хаотичного строения с размером обломков до 0,7 м. По простиранию на запад в брекчиях появляются включения крупных фрагментов водорослевых биогермов со строматолитоподобными корками. Мощность 60–70 м.

29. Буровато-желтые однородные и массивно-слоистые доломиты, лишенные органических остатков. Видимая мощность 60 м. Суммарная мощность приведенного разреза 250 м.



Фиг. 3. Оползневая складка, переходящая в брекчию



Фиг. 4. Тонкослойные калькарениды, прилегающие и облегающие водорослевый бугор

Слои 19–28, по-видимому, представляют собой мелководные осадки, частично, возможно, одноэоэрастные слоям 13–18 описанного разреза, которые под влиянием оползневых и обвальных процессов были перемещены в более глубокую часть бассейна к подножию эскарпа, обращенного на северо-запад и возникшего при ступенчатом опускании части дна бассейна по листрическим (?) сбросам, формирование которых происходило на Батеневском кряже, начиная с венда [13]. Фрагмент одного из этих сбросов, обновленных в более позднее время, наблюдается, вероятно, между слоями 18 и 19. Происхождение слоя 29 неясно, так как процессы доломитизации практически стерли в нем первичные литологические признаки осадков. Однако не исключено, что они также слагают оползневое тело мелководных доломитизированных калькаренидов, характерных для нижней половины нижнего кембрия этого региона, движение которого к подножию эскарпа вызвало оползание и полуконсолидированных осадков амгинского возраста. Подобные процессы весьма характерны для современных и древних карбонатных платформ [15, 16].

Рассмотренный разрез через гору Сладкие Коренья позволяет реконструировать историю развития этого участка земной коры в конце раннего – начале среднего кембрия. Неординарность этого развития и трудности в интерпретации без изучения обстановки их седиментации породили разногласия во мнениях ученых, которые, однако, все по существу оказались правы, обратив внимание на сложность строения моноклинали, слагающей гору Сладкие Коренья.

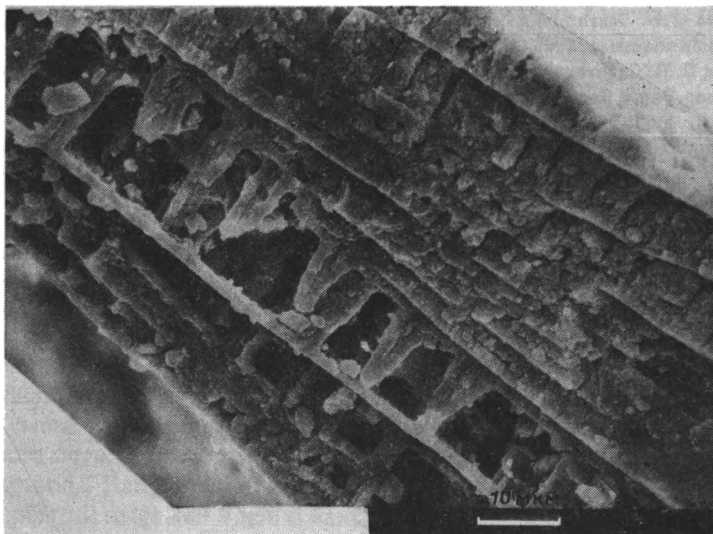
В конце раннего кембрия осадконакопления на этом участке Батеневского края происходило в обстановке мелководья, благоприятного для роста водорослевых биогермов, развивавшихся на доломитизированных калькаренитах и онкоидных калькаренитах по крайней мере с санаштыкгольского времени раннего кембрия [13]. С начала среднего кембрия наступило дифференцированное погружение района и формирование в его пределах контрастного рельефа. На отдельных приподнятых участках продолжали расти водорослевые биогермы. В других относительно углубленных местах дна накапливались углеродистые органогенно-обломочные известняки с тонкими прослоями фтанитов. Их образование происходило частично за счет обломочного карбонатного материала, приносимого с мелководья во время штормов и свержприливов, а частично в результате биохемотренной садки кремнезема.

Дальнейшее ступенчатое погружение части территории по сбросу, возможно, листрическому, привело к формированию эскарпа и интенсивному развитию оползневых процессов на его склоне. В результате происходило неоднократное оползание мелководных органогенно-детритовых илов и водорослевых биогермов, продолжавших формироваться на рядом расположенных приподнятых участках.

Дополнительным аргументом в пользу существования во время накопления слоев 13–27 обстановки подножия тектонического уступа с неоднократным спазматическим поступлением материала из мелководья является микроструктура раковин встреченных здесь брахиопод из отряда *Acrotretida* (роды *Homotreta*, *Batenewotreta*, *Erbotreta*). У представителей этого отряда створки при жизни были построены чередующимися минеральными (из фосфата кальция) и органическими слоями. Минеральные слои были пронизаны порами. После смерти в микроструктуре раковин, обычно оказывавшихся на дне близ границы раздела вода – осадок, в зоне интенсивной биологической активности, происходили существенные преобразования. Благодаря жизнедеятельности микроорганизмов первичный фосфатный материал из минеральных и органических слоев растворялся и затем здесь же переотлагался в виде фосфата кальция в пространстве, при жизни занятом органикой [12]. Следовательно, обыкновенно наблюдаемая микроструктура у древних акротретид, состоящая из тонких фосфатных слоев, разделенных пустыми промежутками и соединенных между собой округлыми в сечении столбиками не первична, а сформировалась в ходе раннего диагенеза. Однако у акротретид из разреза горы Сладкие Коренья строение раковин иное. Части створок у внешней поверхности состоят из относительно толстых слоев, разделенных узкими промежутками, и пронизаны многочисленными порами. Части же, прилегающие к внутренней стороне, имеют типичное для акротретид устройство – это протяженные слои, соединенные столбиками (фиг. 6). Представляется, что строение приповерхностных частей створок близко к первичному. Вероятно, сразу после смерти животных органическое вещество с наружной части раковин было разрушено и вынесено, поэтому сохранились ближайшие к поверхности первичные минеральные слои. Как и при жизни, они пронизаны порами, составляющее их минеральное вещество превращено в коллофан. Из более глубоких участков стенок органика, по всей вероятности, не была вынесена, и там произошло обычное для этих раковин ее разложение с последующим переотложением фосфата в освободив-



Фиг. 5. Градационная сортировка материала в карбонатных брекчиях



Фиг. 6. Поперечный скол через створку *Erbotreta* sp., сверху снимка — слои, прилегающие к внешней стороне, они пронизаны порами; под ними — тонкие слои, соединенные столбиками, принадлежат внутренней части створки

шиеся пространства. Такая сохранность раковин, вероятно, объясняется мгновенным прижизненным захоронением этих брахиопод под большой толщей осадка, где деятельность микроорганизмов из-за слабого доступа кислорода была подавлена.

Список литературы

1. Аксарина Н.А., Пельман Ю.Л. Кембрийские брахиоподы и двусторчатые моллюски Сибири // Тр. ИГиГ, 1978. Вып. 362. 178 с.
2. Биостратиграфия палеозоя Саяно-Алтайской горной области. Т. I. // Тр. СНИИГГиМС. 1980. Вып. 19. С. 45–66.
3. Богнибова Р.Т., Пегель Т.В., Щеглов А.П. Разрез пограничных отложений нижнего и среднего кембрия Батеневского кряжа и хр. Азыр-Тал // Тр. ИГиГ. 1983. Вып. 548. С. 71–82.
4. Богнибова Р.Т., Семашко А.К., Щеглов А.П. Амгинский ярус Батеневского кряжа // Тр. СНИИГГиМС. 1971. Вып. III. С. 29–40.
5. Винкман М.К., Гингингер А.Б. К вопросу о корреляции кембрийских отложений западной части Алтае-Саянской складчатой области // Тр. СНИИГГиМС. 1962. Вып. 24. С. 38–78.
6. Журавлева И.Т., Репина Л.Н., Хоментовский В.В. Биостратиграфия нижнего кембрия складчатого обрамления Минусинской впадины // Б. МОИП. Отд. геол. (2). 1959. Т. XXXIV. С. 67–90.
7. Зайцев Н.С., Покровская Н.В. К строению Кузнецкого Алатау // Сов. геология. 1958. № 6. С. 24–43.
8. Краевский Б.Г. К стратиграфии отложений нижнего и среднего кембрия бассейна р. Бол. Ерба (Батеневский кряж) // Тр. СНИИГГиМС. 1962. Вып. 24. С. 79–91.
9. Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию палеозою и четвертичной системе Средней Сибири. Новосибирск, 1983.
10. Сивов А.Г., Томашпольская В.Д. О возрасте санаштыкольских археоциато-трилобитовых комплексов Саяно-Алтайской области // Материалы по геологии Западной Сибири. 1958. Вып. 61. С. 40–48.
11. Суворова Н.П. О природе и корреляции кембрийских отложений Батеневского кряжа Кузнецкого Алатау // Докл. АН СССР. 1969. Т. 187. № 4. С. 878–881.
12. Ушатинская Г.Т. Раннедиагенетические преобразования в микроструктуре раковин у фосфатных брахиопод // Литология и полез. ископаемые. 1990. № 4. С. 133–139.
13. Хераскова Т.Н. Литология карбонатных отложений Батеневского кряжа // Литология и полез. ископаемые. 1990. № 4. С. 54–70.
14. Ярошевич В.М. Стратиграфия синийских и кембрийских отложений Батеневского кряжа, хребта Азар-Тал и бассейна реки Белый Июс // Тр. ИГиГ. 1962. Вып. 17. 185 с.
15. Hurst J.M., Surluk F. Tectonic control of silurian carbonate-shelf Margin Morphology and Facies, North Greenland // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1984. V. 68. № 1. P. 1–17.
16. Mullins H.T. Carbonate depositional environments modern and ancient // Quart. Colo. Sci. Mines. 1986. V. 81. № 2. P. 1–63.

Геологический институт РАН,
Москва

Поступила в редакцию
22.IV.1992

УДК 551.89(470.4)

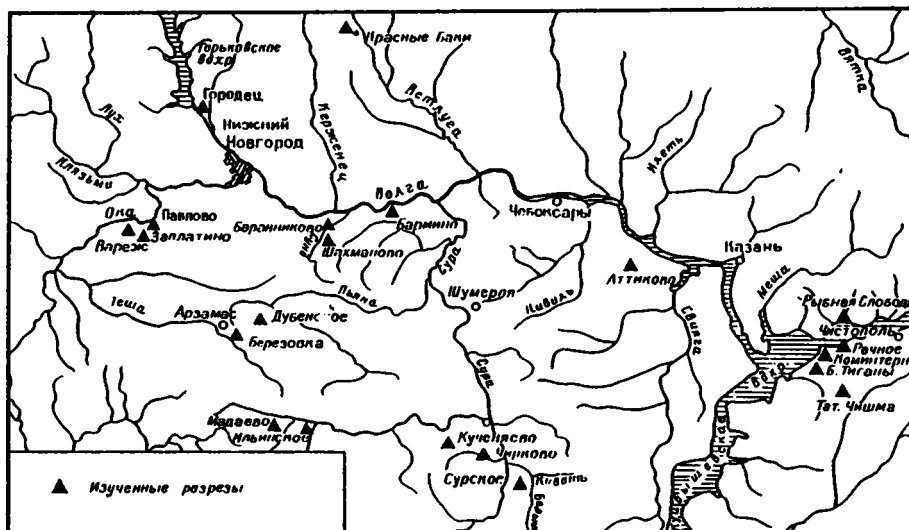
© 1993 Глушанкова Н.И.

СТРОЕНИЕ НОВЕЙШИХ ОТЛОЖЕНИЙ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ВНЕЛЕДНИКОВОЙ ОБЛАСТИ СРЕДНЕГО ПОВОЛЖЬЯ

В результате комплексного исследования новейших отложений опорного разреза Коминтерн прослежена история развития внеледниковой области Среднего Поволжья в плейстоцене. Существенно дифференцированы и уточнены характеристики выделенных палеогеографических этапов. Показана многосложность природной обстановки межледниковий, интерстадиалов, перигляциальных эпох среднего и позднего плейстоцена. Дано ритмоклиматическое обоснование стратиграфического расчленения новейших отложений исследуемого региона.

В течение последнего десятилетия на географическом факультете МГУ проводятся комплексные исследования генетически и фациально разнородных новейших отложений во вновь выявленных опорных и дополняющих их геологических разрезах в ледниковой и перигляциальной областях Среднего Поволжья: на левобережье Волги, в низовьях Оки, Камы (разрезы Тиганы, Заплатино, Павлово, Варез, Бармино, Городец, Рыбная Слобода, Татарская Чишма, Речное-Остолопово, Коминтерн и др.), по Суре (Чирково, Кученяево, Кивать и др.), Свияге (Аттиково, Апастово), Теше (Березовка), Пьяне (Лубенское), Юнге (Еласы), Сундовiku (Шахманово, Баранниково и др.), Ветлуге (Красные Баки) и др. (фиг. 1). К настоящему времени накоплен значительный материал, полученный с помощью литологического, геохимического, палеопедологического, палеонтологического и других методов сопряженного палеогеографического анализа.

В настоящей статье кратко излагаются основные данные, полученные в результате изучения новейших отложений во внеледниковой области Среднего Поволжья. Сочетание хорошей обнаженности исследованной территории, значительных по мощности и стратиграфически полных разрезов плейстоцена позволило детально изучить отложения как субазального, так и субаквального генезиса. Среди первых широко распространена и наиболее полно представлена лёссово-почвенная формация, характеризующаяся незначительным числом перерывов и несущая в себе подробную информацию о природно-климатических изменениях, смене обстановок осадконакопления, постседиментационных преобразованиях за период более 1 млн. лет на обширной территории восточной части Русской равнины. Направленно-ритмический характер изменений палеогеографических событий выражен в ней в закономерной последовательности горизонтов ископаемых почв, лёссовидных суглинков или фациально замещающих их субаквальных отложений. Особую значимость при этом имеют морфогенетические признаки и типологическое своеобразие хорошо сохранившихся профилей разновозрастных почв древних междуречий, составляющих до 80% мощности разрезов. По комплексу этих показателей они не только четко различаются в одном разрезе, но и прослеживаются непрерывно на значительные расстояния,



Фиг. 1. Местоположение изученных разрезов новейших отложений в бассейне Средней Волги

являясь маркирующими горизонтами. Установленная при этом последовательность автохтонных почв отдельных геохронологических этапов плейстоцена на междуречьях в сочетании с микротериологическими данными положена в основу расчленения четвертичных толщ и определения возраста ряда горизонтов.

Несмотря на повышенный интерес к палеопочвам как к надежным стратиграфическим и палеогеографическим реперам межледниковых и интерстадиальных эпох плейстоцена, выделенным и подробно изученным на смежных территориях Русской равнины (А.А. Величко, Т.Д. Морозова, О.А. Чичагова, В.П. Ударцев, С.А. Сычева, А.И. Цацкин, Н.И. Глушанкова и др.), в бассейне Средней Волги им до сих пор не уделялось должного внимания, хотя ряд важных проблем четвертичной геологии, стратиграфии, корреляции геологических тел лёссового комплекса, палеогеографических событий в новейшее геологическое время на Русской равнине и в особенности в Среднем Поволжье все еще остается дискуссионным или недостаточно разработанным. Лишь Е.В. Шанцер [15], излагая новые данные по стратиграфии четвертичных отложений Среднего Поволжья, первым обратил внимание на ископаемые почвы как на надежные показатели климата, существовавшего к моменту их захоронения, и подчеркнул их значимость для четвертичной климатостратиграфии. Вслед за ним А.И. Москвитин [13, 14] широко использовал палеопочвы при расчленении склоновых отложений в бассейне Средней Волги.

Одним из наиболее интересных разрезов плейстоцена, в строении которого наиболее отчетливо проявились климатоседиментационные особенности, характерные для внеледниковой области Среднего Поволжья, является опорный разрез Коминтерн, обнаруженный приблизительно в 100 км к юго-западу от г. Чистополя и вскрытый на междуречье Камы (в ее нижнем течении) и Б. Черемшана – слабо приподнятой, волнистой и слегка наклоненной равнине (абс. высота преимущественно 100–150 м, лишь отдельные высоты достигают 190 м). Выбор разреза для впервые проводимого комплексного изучения определяло удачное сочетание ряда факторов: хорошая обнаженность плейстоценовой толщи на протяжении свыше 7 км, значительная (> 20 м) мощность, генетичес-

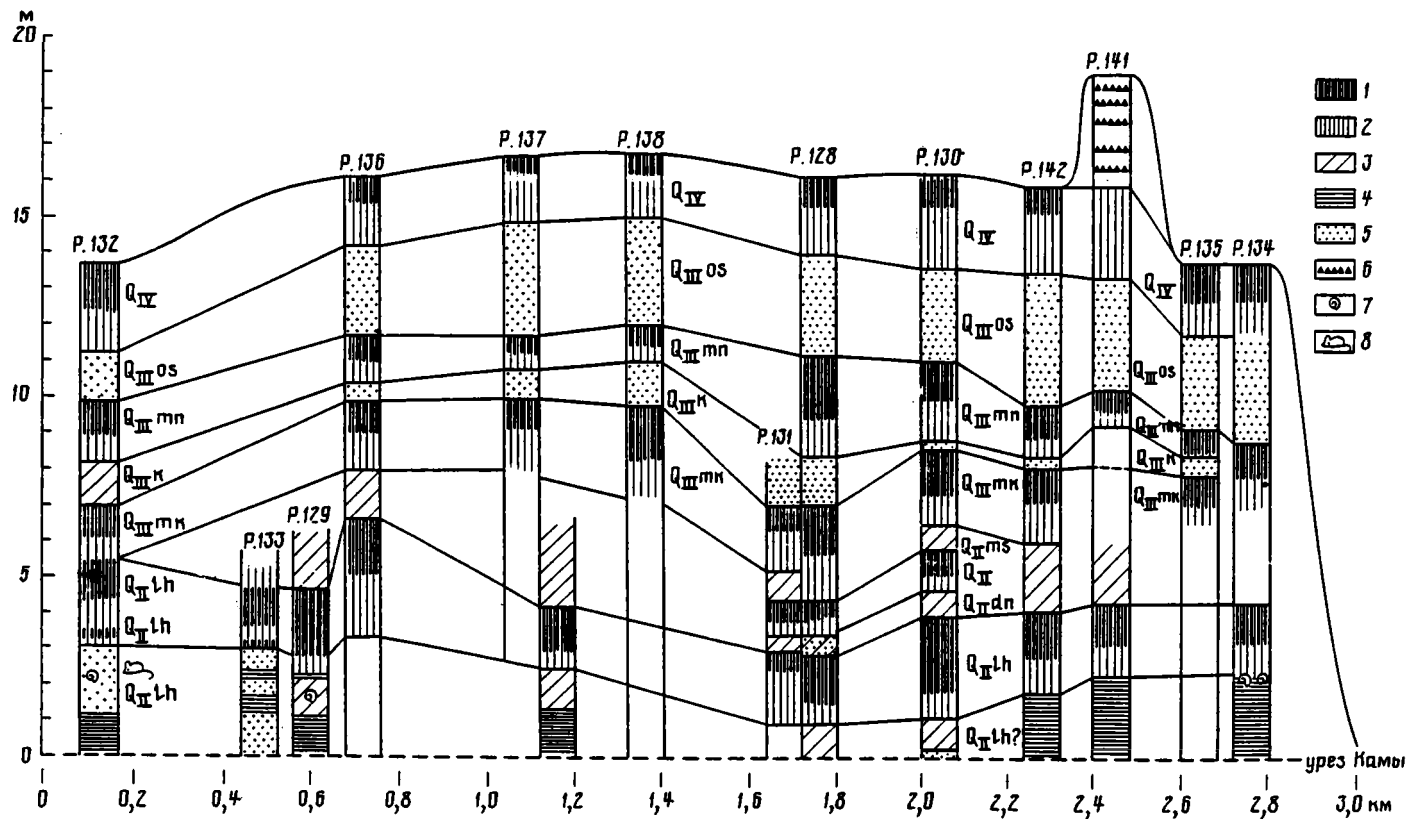
кое разнообразие отложений, широкий возрастной диапазон, наличие палеонтологических остатков. Как показало геолого-геоморфологическое изучение, большая часть исследованной территории левобережья Камы сложена плиоценовыми отложениями, в отдельных случаях служащих почвообразующими породами для современных почв. Они подстилаются пермскими отложениями казанского и татарского ярусов. Последние распространены несколько шире и представлены преимущественно мергелями. На дневную поверхность они выходят в среднем течении Б. Черемшана. Сверху они перекрываются плиоцен-нижнеплейстоценовыми аллювиальными и озерными осадками, среднеплейстоценовой лёссово-почвенной толщей, слоем лёссовидных суглинков днепровско-московского возраста и разделяющей их среднеплейстоценовой палеопочвой; позднелестоценовой лёссово-почвенной серией с последовательно наложенным на них комплексом образований мерзлотно-солифлюкционного ряда, голоценовой почвой, выходящей на дневную поверхность. Аналогичное строение новейших отложений характерно для большинства разрезов, изученных в окрестностях г. Чистополя. Здесь плейстоценовый лёссовый покров имеет почти сплошное распространение. Он покрывает значительную площадь междуречий, вскрывается в речных долинах и отсутствует на крутых склонах и самых высоких элементах рельефа. Общая мощность новейших отложений в низовьях Камы неодинакова и, как правило, не превышает 25 м. Стратиграфическая полнота в целом уменьшается от древних междуречий и высоких террас к I надпойменной террасе.

Новейшие отложения разреза Коминтерн изучались поэтапно в течение четырех полевых сезонов, в серии взаимосвязанных расчисток, заложенных на небольшом расстоянии друг от друга и привязанных к одному геоморфологическому уровню. Расположение расчисток и схема корреляции новейших отложений разреза Коминтерн приводятся на фиг. 2. Прежде чем перейти к изложению результатов исследования, необходимо отметить, что в связи с ограниченным объемом статьи здесь не представляется возможным дать полный обзор полученных данных. В ней рассматриваются лишь литолого-геохимические особенности отложений, вскрытых расчисткой 130, заложенной в максимально высокой части разреза, и дополняющей ее расчисткой 132. Ниже приводится описание сводного разреза (сверху вниз):

Слой 1 – 0,0–2,55 м (eQ_{IV}) – современная почва, в профиле которой прослеживаются следующие генетические горизонты: A_1 (0,0–0,8 м) – суглинок, темно-серый, почти черный с буроватым оттенком, комковато-зернистая структура, псевдомицелий, корни растений, нижний контакт по языковатой границе; AB (0,8–1,4 м) – суглинок бурый, комковато-зернистая структура, псевдомицелий, корни растений, обилие кротовин, различной формы (округлые и вытянутые) и размеров, заполненные материалом из гор. A_1 , B ; переход в нижележащий горизонт по волнистой границе, намечается по изменению цвета; B (1,4–2,55 м) – суглинок опесчаненный, светло-коричневато-бежевый, комковато-порошистая структура, пористый (макро-, микропоры), псевдомицелий, в верхней части горизонта отдельные кротовины, заполненные более темным материалом (из гор. A_1); переход постепенный, намечается по изменению цвета и гранулометрического состава.

Слой 2 – 2,55–5,10 м (aQ_{IIos}) – песок разнозернистый (преимущественно средне-, тонкозернистый), светло-коричневый, горизонтально-слоистый (преобладает), косослоистый; в отдельных частях слоя чередуются линзочки и пропластки суглинка; точечная пунктация гидроксидов марганца; нижний контакт постепенный.

Слой 3 – 5,10 – 7,45 м (eQ_{IIIpn}) – горизонт I ископаемой почвы, в профиле которой выделяются генетические горизонты: A_1 (0,0–1,2 м) – суглинок опес-



Фиг. 2. Сопоставление основных толщ новейших отложений разреза Коминтерн

1 — современные и ископаемые почвы; 2 — лёссовидный суглинок; 3 — суглинок; 4 — глина; 5 — песок; 6 — палеолитические культурные слои; 7 — раковины моллюсков; 8 — остатки мелких млекопитающих

чаненный, от желтовато-светло-коричневого в верхней части горизонта до серовато-светло-коричневого с сизоватым оттенком в основной массе горизонта; пористый (макро-, микропоры); обильное ожелезнение (точечная пунктация, примазки, прожилки, пятна), слабая потечность органического вещества, отдельные языки проникают до глубины 1,7 м от кровли горизонта; нижний контакт неясный. В + В_{св} – 1,2–2,35 м – суглинок, от среднекоричневого с обильной пунктацией гидроокислов железа до буровато-среднекоричневого в верхней части горизонта; карбонатные конкреции, слабый псевдомицелий; интенсивно ожелезненный, пористый; переход намечается по изменению цвета и гранометрического состава.

Слой 4 – 7,45–7,80 м (аQ_{III}k) – песок разнозернистый, преимущественно средне-, тонкозернистый; суглинок светло-коричневый, горизонтально-слоистый, слабоожелезненный; переход по ровной границе.

Слой 5 – 7,8–9,9 м (еQ_{III}mk) – горизонт II ископаемой почвы, дифференцированной на генетические горизонты: А₁ 0,0–1,5 м – суглинок, светло-коричневато-бурый, серо-бурый; комковато-порошистая структура; вертикально направленная потечность органического вещества, отдельные языки глубоко проникают в нижележащие горизонты; максимальная прокрашенность органическим веществом наблюдается в кровле горизонта; интенсивная пунктация гидроокислов марганца; переход по волнистой границе. В – 1,5–2,1 м – суглинок, коричневый; комковато-порошистая структура, обильное ожелезнение в форме пунктации: в горизонте наблюдаются пустоты, выполненные тонкозернистым песком (недоуплотненные конкреции?) с пятнами вивианита; вокруг них наблюдается ожелезненный чехол; переход намечается по изменению окраски.

Слой 6 – 9,9–10,50 м (dsQ_{III}ms) – суглинок, буровато-коричневый с красноватым оттенком в нижней части слоя; пористый, неслоистый; пунктация гидроокислов железа с максимумом в кровле слоя; редкие примазки гидроокислов марганца; гляцевый налет по граням структурных отдельностей в локальных участках слоя; слабая вертикальная потечность материала; нижний контакт не совсем ясный, намечается по изменению цвета.

Слой 7 – 10,50–11,6 м (еQ_{II}) – горизонт III ископаемой почвы. С определенной долей условности в монолитном профиле палеопочвы выделяются следующие генетические горизонты: А₁ – 0,0–0,75 м – суглинок, серовато-коричневый, комковато-порошистая структура, слегка пористый; слабая потечность более темного и светлого материала, слабые примазки и пунктация гидроокислов железа и марганца; переход намечается по цвету. В(С?) (0,75–1,10 м) – суглинок, буровато-коричневый; комковато-порошистая структура; очень слабая потечность более светлого материала, слабопористый, у подошвы слоя наблюдается достаточно обильная пунктация гидроксидов марганца; переход по неровной границе.

Слой 8 – 11,6–12,25 м (dsQ_{II}dn) – суглинок, коричневатобурый с красноватым оттенком, слабо пористый; слабая пунктация гидроксидов марганца и железа, но гораздо интенсивнее, чем в вышележащем гор. В III палеопочвы; слабая потечность более светлого материала, голубовато-зеленоватые примазки, кротовина округлой формы, выполненная материалом из вышележащей почвы; нижний контакт по волнистой границе.

Слой 9 – 12,25–15,10 м (еQ_{II}) – горизонт IV ископаемой почвы. Морфологически в палеопочве выделяются следующие генетические горизонты: А₁¹ + А₁ (0,0–0,85 м) – суглинок, от коричневатокрасноватосерого до серовато-коричневого, интенсивная вертикальная потечность органического вещества, более светлого и красновато-коричневого материала; горизонт имеет "полосчатое" строение с вертикальным распределением полос; макро-, микроструйчатость, обилие примазок гидроксидов железа и марганца; максимум прокрашенности

органическим веществом приходится на среднюю часть горизонта; нижний контакт намечается по осветлению окраски; АВ (0,85–1,55 м) – суглинок опесчаненный, белесовато-коричневато-серый; обилие карбонатного материала и кротовин различной формы и размеров, выполненных более светлым материалом из нижележащего горизонта; примазки и пунктация гидроксидов железа и марганца, переход в нижележащий горизонт постепенный. АВ_{св} (1,55–1,80 м) – супесь, серовато-белесая, бесструктурная; вертикальные потеки материала из вышележащего горизонта; обилие карбонатного материала, слабая пунктация гидроксидов железа и марганца; кротовины округлой и вытянутой форм, различных (7×15, 4×7 см) размеров, выполненные темным материалом из вышележащих горизонтов; переход по неровной границе. В – 1,80–2,85 м – суглинок, от сизовато-бурого, серовато-коричневого до красновато-коричневого у подошвы горизонта; комковато-порошистая структура, пористый, струйчатая потечность материала, в том числе и органического; пунктация и примазки гидроокислов железа, железисто-марганцовистые микроорштейны; максимум ожелезнения приходится на нижнюю часть горизонта; здесь же наблюдаются голубоватые примазки, распространение которых имеет вертикальную направленность; обилие кротовин, выполненных более светлым материалом из вышележащих горизонтов. Переход постепенный.

Слой 10 – 15,10–15,75 м (IQ_{II}) – суглинок, глина, красновато-темно-коричневой окраски. Наблюдается внедрение белесоватого материала в виде отдельных струй из вышележащего слоя; нижний контакт по неровной границе ~ 0,65 м.

Слой 11 – 15,75–16,05 м (аQ_{II}) – песок тонкозернистый, коричневатого-темно-серовато-желтый с пятнами вивинита, неслоистый. Видимая мощность ~ 0,40 м.

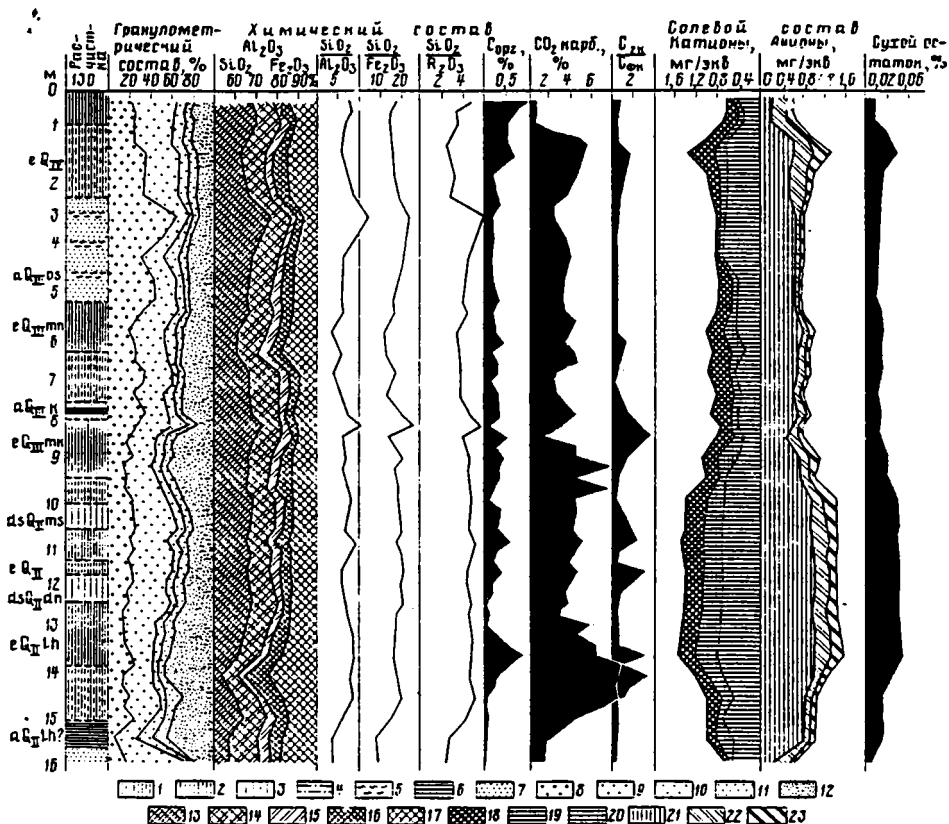
Детальное представление о V ископаемой почве и подстилающих ее отложениях дает расчистка 132, в которой сверху вниз вскрываются:

Слой 7 – 9,90–10,45 м (еQ_{II}) – горизонт V ископаемой почвы. Морфологически, с определенной долей условности, в профиле палеопочвы прослеживаются следующие генетические горизонты: А₁ – 0,0–0,2 м – суглинок, малиново-коричневый, комковато-порошистая структура; ячеистая текстура; интенсивность прокрашенности органическим веществом различна, максимум приходится на нижнюю часть горизонта; горизонт имеет фрагментарное распространение, но прослеживается в расчистке и в обнажении в целом на значительном расстоянии; кротовины, отдельные железисто-марганцовистые микроорштейны. Переход в нижележащий горизонт по неровной границе. В(?) – 0,2 – 0,55 м – суглинок опесчаненный, светло-коричневато-желтовато-сизый, комковатая структура, ячеистая текстура, обильное ожелезнение (пятна, примазки, прослои, железисто-марганцовистые микроорштейны), в меньшей степени – омарганцевание; обилие кротовин различных форм (округлые, вытянутые) и размеров (12×38, 14×6, 7×5 см), выполненных материалом из гор. А₁; обилие карбонатного материала, кремнеземистая присыпка. Нижний контакт по неровной, волнистой границе намечается по изменению окраски и гранулометрического состава.

Слой 8 – 10,45–12,40 м (аQ_{II}) – перемежаются прослои, пропластки, линзы и линзочки песка тонкозернистого и суглинка; коричневатого-белесоватая окраска верхней части слоя изменяется до коричневатого-малиново-сизовато-желтой; изначальная горизонтальная слоистость в значительной степени деформирована и смята криогенными процессами; нижний контакт неровный.

Слой 9 – 12,40–13,60 м (IP) – глина, коричневатого-малиновая, пластичная, вязкая, у подошвы слоя наблюдается значительное ожелезнение, встречаются голубовато-сизоватые пятна оглеения. Видимая мощность ~ 1,2 м.

Литолого-геохимические особенности плейстоценовых отложений внеледниковой области Среднего Поволжья базируются на данных определения гранулометрического и валового химического состава, органического



Фиг. 3. Стратиграфическая колонка и вещественный состав новейших отложений разреза Коминтерн

1 — гумусовый горизонт; 2 — иллювиальный горизонт современных и ископаемых почв; 3 — лёссовидный суглинок; 4 — алевроит; 5 — супесь; 6 — глина; 7 — песок. Гранулометрический состав (фракции, мм): 8 — 0,5–0,05; 9 — 0,05–0,01; 10 — 0,01–0,005; 11 — 0,005–0,001; 12 — < 0,001. Валовой химический состав: 13 — SiO_2 ; 14 — Al_2O_3 ; 15 — Fe_2O_3 ; 16 — CaO ; 17 — MgO , MnO , Na_2O , K_2O ; 18 — Na ; 19 — Mg^{2+} ; 20 — Ca^{2+} ; 21 — HCO_3^- ; 22 — Cl^- ; 23 — SO_4^{2-} .

углерода и его качественной характеристики, степени карбонатности, концентрации и состава воднорастворимых солей, реакции среды (pH), содержания и состава обменных катионов, содержания подвижных форм железа и др. Комплексное изучение физико-химического состава разновозрастных и неоднородных по генезису плейстоценовых отложений опорного разреза Коминтерн, проведенное с использованием перечисленных выше данных и в сочетании с литолого-фациальными и морфологическими признаками, выявило особенности их вещественного состава и показало четкие различия в их свойствах и генезисе, на которых мы остановимся ниже.

Современный почвенный покров водораздельных пространств, пологих склонов левобережья Камы представлен черноземами, аналитические характеристики и морфологические данные которых характерны для почв степного типа почвообразования. В них наблюдается значительное (0,24–2,47%) накопление органического углерода, содержание которого постепенно падает с глубиной. В его составе преобладают гуминовые кислоты ($C_{\text{гк}}/C_{\text{фк}}$ 1,8–2,0). Почвообразование сопровождается нейтральной средой, о чем свидетельствуют значения pH,

близкие к 7. Почва имеет большую емкость поглощения в гумусовом горизонте (30 мг/экв на 100 г почвы) и полностью насыщена основаниями, с преобладанием в составе последних кальция. Содержание его составляет 80–90% емкости поглощения. Гранулометрический и валовой состав черноземов характеризуется однообразием; содержание ила распределено по профилю современной почвы равномерно. Значительное количество (1,64–4,34%) карбонатов кальция сосредоточено в нижней части иллювиального горизонта. Реакция среды здесь слабощелочная. Воднорастворимые соли (хлориды и сульфаты) практически отсутствуют по всей толще почвы (фиг. 3, таблица).

Голоценовая почва подстилается неравномерными по мощности и неоднородными по гранулометрическому и химическому составу, горизонтально-слоистыми, карбонатными (CO_2 карб. 2,52–3,93%) отложениями водного генезиса позднего валдая. В этих аллювиальных осадках наиболее широко развиты пойменные фации, представленные песками, супесями, суглинками, которые прослеживаются в разрезе и сменяют друг друга по простирацию. При послойном детальном рассмотрении этих отложений вдоль обнажения разреза Коминтерн обнаруживаются их фациальная изменчивость и закономерные пространственные изменения вещественного состава. Так, по мере продвижения вниз по течению р. Камы в гранулометрическом составе этих отложений возрастает тонкодисперсная составляющая осадка; тонко-, среднезернистые пылеватые пески по простирацию переходят в пылеватые горизонтально-слоистые супеси и суглинки. Степень карбонатности, количество полуторных оксидов железа и алюминия в аллювии возрастает в том же направлении, а содержание кремнекислоты уменьшается. Для этих отложений характерно низкое (0,13–0,32%) содержание органического вещества фульватного состава, максимум которого отмечается в нижней части толщи. В кровле отложений фиксируется: максимально высокое количество кремнекислоты, минимальное – полуторных оксидов железа и алюминия, что отражается в широком отношении коэффициентов $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$, $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (см. фиг. 3). Реакция водной вытяжки по всей толще щелочная. В ее составе преобладают гидрокарбонаты кальция (сухой остаток 0,041%). Поглощенный комплекс представлен катионами кальция и магния при некотором преобладании первого из них. Емкость поглощения ниже, чем в голоценовой почве. Максимум ее приходится на среднюю часть толщи и достигает здесь 25 мг/экв на 100 г породы (см. таблицу).

В основании этих отложений залегает слабодифференцированный по илистой фракции и полуторным оксидам карбонатный профиль I ископаемой почвы средневалдайского интерстадиала. Он характеризуется переменной мощностью в разных частях разреза и состоит из постепенно сменяющих друг друга генетических горизонтов A_1 , B, B_{ca} . По гранулометрическому составу палеопочва относится к тяжело- и среднесуглинистым разностям. Для нее характерно высокое содержание ила, особенно в гумусовом горизонте. Максимальное количество (0,22–0,47%) органического вещества гуматно-фульватного состава отмечается в средней и нижней языковатых частях профиля, что обусловлено, вероятно, диагенетическими изменениями или перераспределением материала в результате слабо проявляющихся в бассейне Средней Волги мерзлотных деформаций этого уровня. Как морфологически, так и химически наблюдается обособление карбонатного горизонта (CO_2 2,78–4,66%). Данные валового анализа указывают на обогащение I палеопочвы, в особенности гумусового горизонта, полуторными оксидами без заметного или очень слабого перемещения их по профилю, что отражается в показателях геохимических коэффициентов ($\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$ 3,31–3,80; $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ 4,5–5,2). Это свидетельствует, возможно, о слабой выраженности процессов иллювиирования тонкодисперсной массы I ископаемой почвы. Она отличается повышенным содержанием подвижного железа по сравнению с пере-

**Содержание и состав обменных катионов, pH, содержание подвижных форм железа
в плейстоценовых отложениях разреза Коминтерн**

Глубина взятия об- разца, м	pH води.	Содержание обменных катионов в мг/экв на 100 г сухой породы					Подвиж- ное Fe ₂ O ₃ в мг/ 100 г по- роды
		Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Сумма	
Разрез 130							
3,0	7,30	8,66	2,48	0,01	1,71	13,10	70,0
4,0	8,05	13,28	10,70	0,01	0,90	24,95	95,0
5,00	7,90	13,51	9,17	0,02	0,24	22,99	70,0
5,25	8,00	12,26	7,08	0,02	0,18	19,60	90,0
5,75	8,06	15,80	8,88	0,02	0,26	24,99	155,0
6,25	8,00	17,89	7,46	0,03	0,22	25,35	155,0
6,75	8,06	13,46	7,22	0,03	0,22	20,98	150,0
7,25	8,10	13,77	12,24	0,03	0,22	25,30	50,0
7,75	8,07	14,23	4,45	0,04	0,14	18,90	50,0
8,00	7,35	8,95	3,74	0,05	0,11	12,90	60,0
8,25	7,90	14,22	13,13	0,03	0,26	27,70	150,0
8,75	7,94	15,90	11,52	0,03	0,22	27,71	153,0
9,25	8,04	13,18	6,83	0,03	0,22	20,32	70,0
9,50	8,10	10,79	8,55	0,02	0,18	19,64	95,0
9,75	8,15	11,43	8,58	0,01	0,24	20,30	50,0
10,00	8,05	13,31	9,37	0,02	0,26	22,98	50,0
10,50	8,05	12,75	5,93	0,02	0,24	18,98	50,0
10,75	7,98	13,06	4,95	0,02	0,20	18,31	55,0
11,25	8,20	11,56	5,78	0,01	0,25	17,68	55,0
11,50	8,16	13,34	2,67	0,01	0,26	16,42	50,0
12,0	8,19	14,53	2,81	0,01	0,24	17,70	50,0
12,50	8,17	12,60	10,08	0,02	0,25	22,98	55,0
13,0	8,05	16,14	5,87	0,02	0,24	22,29	90,0
13,5	8,16	19,53	7,05	0,02	0,20	26,98	50,0
14,00	8,18	14,25	6,43	0,01	0,17	20,92	45,0
14,50	8,15	15,11	10,23	0,02	0,13	25,52	45,0
15,00	8,31	22,01	7,34	0,02	0,19	29,61	50,0
15,50	8,15	24,69	9,33	0,01	0,28	34,39	50,0
Разрез 132							
10,00	8,21	12,53	8,82	0,04	0,08	21,53	100,0
10,05	8,20	13,01	9,00	0,04	0,12	22,26	175,0
10,30	8,09	9,20	4,81	0,06	0,08	14,28	137,0
10,40	8,04	11,97	7,37	0,06	0,07	19,42	250,0
10,75	8,01	6,50	2,17	0,05	0,07	8,90	200,0
12,25	7,74	9,12	2,99	0,01	0,11	12,40	320,0
12,60	7,70	21,01	2,34	0,01	0,18	23,62	700,0

крывающими и подстилающими отложениями. Наиболее высокие его концентрации обнаруживаются в гор. А. Здесь количество подвижного железа в 3 раза выше относительно материнской породы. Реакция водной среды по всему профилю щелочная. Заметных концентраций воднорастворимых солей гидрокарбонатно-кальциевого состава в профиле палеопочвы не наблюдается (сухой остаток 0,037–0,049%). Среди поглощенных оснований преобладают кальций и магний, причем первый из них почти в 2 раза превышает содержание второго, за исключением самой нижней части гор. В. Здесь содержание их почти равно. В целом емкость поглощения палеопочвы невысока и приближается по этому по-

казателю к современной почве. В распределении ее по профилю отмечается два максимума, один из которых приурочен к гумусовому горизонту, а другой – к низам иллювиального горизонта (см. таблицу и фиг. 3). Указанные выше аналитические характеристики и отмеченные раньше морфологические особенности I ископаемой почвы прослеживаются в большинстве расчисток опорного разреза Коминтерн. Незначительные отличия обусловлены скорее всего различиями гранулометрического состава вмещающих пород и, возможно, другими (в частности, геолого-геоморфологическими) причинами. В целом по морфологическим признакам и физико-химическим показателям, составу и свойствам органического вещества данная палеопочва приближается к современным почвам дернового педогенеза.

Материнской породой для I ископаемой почвы послужили неоднородные по строению и неодинаковые по гранулометрическому составу горизонтально-слоистые аллювиальные отложения ранневалдайского времени, в которых чередуются прослои карбонатного суглинка и мелкого песка. По простирацию, вниз по течению Камы, они становятся более однородными и фациально замещаются тяжелыми суглинками. Наибольшее содержание илистой фракции и полуторных оксидов приходится на кровлю этих осадков. Здесь же отмечается максимальная гумусированность ($C_{орг}$ 0,36%), карбонатность (CO_2 карб. 4,43%). Емкость поглощения этих осадков невысокая (12,9–18,9 мг/экв на 100 г породы). В составе поглощения оснований кальций преобладает над магнием. Для них характерно также невысокое содержание подвижного железа, слабощелочная (pH 7,9–8,0) реакция среды (см. таблицу и фиг. 2, 3).

Ниже по разрезу залегает тяжелосуглинистый, полигенетический профиль черноземовидной II ископаемой почвы начала позднего плейстоцена, состоящий из хорошо выраженных гумусового и иллювиального горизонтов. Значительная (0,8–1,5 м) мощность и темная окраска гумусово-аккумулятивного горизонта в сочетании с хорошо выраженным иллювиальным горизонтом не свойственна современным лесостепным почвам. В связи с этим подобное строение почвенного профиля может быть объяснено с позиции полигенезиса данного почвенного комплекса, развивавшегося в две стадии. Визуально признаки первой фазы в исследованных расчистках разреза Коминтерн хорошо выражены лишь в виде иллювиальных горизонтов. Гумусовый горизонт, принадлежащий палеопочве этого времени, очевидно, скрыт в профиле педокомплекса вследствие наложения гумусового горизонта второй фазы почвообразования. В педокомплексе хорошо выражен иллювиальный карбонатный горизонт, выдержанный во всех расчистках. Так, в расчистке 130 в педокомплексе четко выделяются залегающие друг на друге две палеопочвы сходного педогенеза различных (0,7; 2,15 м) мощностей. Гранулометрический состав педокомплекса: в разрезе Коминтерн представлен преимущественно тонкодисперсными фракциями. Каждая из них содержится по всему профилю примерно в одинаковых количествах. Незначительное увеличение содержания илистой фракции наблюдается лишь в средней и нижней частях гумусово-аккумулятивного горизонта. Все это свидетельствует, по-видимому, об отсутствии или слабом развитии процессов разрушения минеральной части почв, входящих в педокомплекс, и передвижении продуктов разрушения по профилю. По содержанию основных компонентов валового состава педокомплекс слабо дифференцирован и достаточно однороден. Отмечается лишь относительное накопление полуторных оксидов в гумусовых горизонтах палеопочв, входящих в педокомплекс. Для него характерны узкие молекулярные отношения SiO_2/R_2O_3 , которые в верхней палеопочве составляют 3,9–4,3, а в нижней – 4,4–4,7. Легкорастворимые соли преимущественно гидрокарбонатно-кальциевого состава не образуют заметных концентраций в профиле педокомплекса. Тем не менее содержание их увеличивается вниз по профилю

(сухой остаток 0,042–0,079%), при этом качественный состав остается неизменным. В распределении органического вещества ($C_{орг}$ 0,14–0,53%) гуматного состава ($C_{гк}/C_{фк}$ 1,3–3,1) наблюдаются два максимума, приуроченные к гумусовым горизонтам палеопочв. Падение его вниз по профилям постепенное. Аналогичное распределение обнаруживает и подвижное железо: наибольшее содержание наблюдается в гумусовых горизонтах ископаемых почв педокомплекса. Реакция обеих почв по всему профилю слабощелочная (pH 7,9–8,1). Емкость поглощения педокомплекса достаточно высокая, причем в верхней почве она выше, чем в нижней, и приближается к современному чернозему. В составе поглощенных оснований верхней почвы кальций представлен почти в равных количествах с магнием, а в нижней – превалирует над магнием. В распределении карбонатов по профилю педокомплекса наблюдается несколько отчетливо выраженных максимумов: один из которых приурочен к иллювиальному горизонту верхней палеопочвы (CO_2 карб. 4,3%), два других отмечаются в гумусовом (CO_2 карб. 7,62%) и верхней части иллювиального горизонта (CO_2 карб. 7,27%) нижней палеопочвы. Отмеченные выше геохимические особенности в сочетании с морфологическими признаками свидетельствуют о ведущей роли гумусонакопления, что характерно для лугово-черноземных и черноземных почв лесостепных и степных пространств (см. таблицу и фиг. 2, 3).

Педокомплекс развит на среднесуглинистых, карбонатных (CO_2 карб. 3,9–4,16%), гумусированных ($C_{орг}$ 0,31–0,37%) отложениях лёссовидного облика, синхронных московскому этапу палеогеографического развития. Мощность их по отдельным расчисткам разреза Коминтерн меняется в пределах 0,80–1,35 м; вниз по течению р. Камы от разреза 130 они выклиниваются в стенке обнажения (см. фиг. 2). Для них характерно органическое вещество фульватного типа ($C_{гк}/C_{фк}$ 0,34–0,42). В отличие от выше- и нижележащих отложений они более насыщены легкорастворимыми солями, в составе которых наряду с превалирующими в разнотипных осадках разреза Коминтерн гидрокарбонатами кальция заметную роль играют сульфаты натрия. Содержание обменных катионов здесь понижено по сравнению с вышележащим педокомплексом, а в составе поглощенного комплекса также преобладает кальций (см. таблицу и фиг. 2, 3).

Вниз по разрезу лёссовидные суглинки сменяются генетическим профилем среднесуглинистой, буроватой, иллювиально-карбонатной III ископаемой почвы, представленной в разрезе Коминтерн в ряде расчисток и сближенной с более древними палеопочвами (см. фиг. 2). Морфологически она менее четко выделяется в разрезе относительно как более молодых, так и более древних разностей почв. Аналитически в ней не обнаруживается четкой дифференциации минеральной массы в пределах профиля; отмечаются лишь признаки оглинения верхней и средней частей гумусового горизонта, к которым и тяготеет максимум в содержании ила, полуторных оксидов железа и алюминия. Содержание органического углерода ($C_{орг}$ 0,25–0,57%) преимущественно гуматного состава ($C_{гк}/C_{фк}$ 1,5–3,0) постепенно падает с глубиной. В распределении его отмечаются два максимума, приходящихся на гумусовый и иллювиальный горизонты (см. фиг. 3). Карбонаты кальция появляются в нижней части гумусового горизонта, но наибольшее содержание их обнаруживается на некоторой глубине. Реакция водной вытяжки щелочная. Количество воднорастворимых солей, в составе которых доминируют гидрокарбонаты кальция, невелико (сухой остаток 0,080%), но несколько повышено относительно вышележащего педокомплекса. Емкость поглощения постепенно уменьшается с глубиной. В составе обменных катионов кальций значительно преобладает над магнием (см. таблицу). Указанные выше особенности морфологического строения, а также литолого-геохимические параметры позволяют наметить в III ископаемой почве некоторые черты сходства как с современными черноземовидными почвами умерен-

ных широт, так и с коричневоподобными почвами умеренно-теплых и субтропических областей.

Почвообразующей породой для III палеопочвы являются тяжелые делювиальные суглинки перегляциального облика. В гранулометрическом составе их доминируют алевритовая и илистая фракция, а своеобразие геохимической характеристики этих суглинков проявляется в промытости от легкоподвижных солей, низком (0,22%) содержании органического углерода при относительно высокой (3,6–3,9%) степени карбонатности (см. фиг. 3).

В основании этих суглинков залегает мощный, хорошо выраженный в разрезе, профиль пылевато-тяжелосуглинистой IV ископаемой почвы лихвинского межледниковья. Для него характерна относительная однородность гранулометрического и химического состава, значительная гумусированность ($C_{\text{орг}}$ 0,09–0,95%) и высокая степень карбонатности. Максимальные концентрации углекислоты сосредоточены непосредственно под гумусово-аккумулятивным горизонтом (CO_2 карб. 11, 51%). В составе гумуса гуминовые кислоты преобладают над фульвокислотами ($C_{\text{гк}}/C_{\text{фк}}$ 1,2–3,0), а в гор. АВ, В наблюдается обратная картина ($C_{\text{гк}}/C_{\text{фк}}$ 0,67–0,75). Реакция палеопочвы по всему профилю щелочная (рН 8,0–8,3). Емкость поглощения высокая (20,9–29,6 мг/экв на 100 г породы). В составе поглощенных оснований доминирует кальций (см. таблицу и фиг. 2, 3). В профиле IV ископаемой почвы отмечаются внутрипочвенное глинообразование и некоторые признаки слабого перемещения по профилю илистой фракции. Почти на всем протяжении почвенного профиля обнаруживаются следы бывшего восстановительного режима, нашедшие отражение в виде ржавых пятен, микроорштейнов, пунктирии гидроксидов железа и марганца. Указанные признаки свидетельствуют о том, что в прошлом на одном из этапов развития IV палеопочва, возможно, прошла луговую стадию. Морфологические признаки и аналитические особенности, обнаруженные в палеопочве, позволяют диагностировать ее как черноземовидную с остаточными луговыми чертами и сопоставить с современными бруниземами умеренных широт.

В ряде расчисток разреза Коминтерн IV ископаемая почва подстилается среднеплейстоценовыми, озерно-аллювиальными отложениями, в гранулометрическом составе которых доминирует илистая и другие тонкодисперсные фракции. Отложения эти относительно гумусированы ($C_{\text{орг}}$ 0,10%), слабокарбонатны (CO_2 карб. 1,82%), в значительной степени промыты от легкорастворимых солей (сухой остаток 0,053%) и обогащены подвижным железом.

Вниз по разрезу, непосредственно под IV ископаемой почвой, залегает относительно маломощный, фрагментарно и неповсеместно представленный, в значительной степени деформированный, полигенетический профиль V ископаемой почвы ранних этапов лихвина. Гранулометрический состав ее отличается однородностью по всему профилю с тенденцией некоторого облегчения состава с глубиной. Основу его составляют мелкопесчаная, алевритовая и тонкодисперсная фракции. Для химического состава V палеопочвы характерно высокое (0,32–0,82%) содержание органического вещества, постепенно убывающее с глубиной. В составе гумуса гор. А₁ преобладают гуминовые кислоты ($C_{\text{гк}}/C_{\text{фк}}$ 1,33–3,0), связанные преимущественно с кальцием (см. фиг. 3). Реакция среды слабощелочная (рН 8,44–8,21). Валовой состав палеопочвы остается неизменным по профилю, а в распределении карбонатов отмечается отчетливый максимум в иллювиальном горизонте (CO_2 карб. 7,85%). Емкость обмена V ископаемой почвы достаточно велика и колеблется в пределах 14,2–22,26 мг/экв на 100 г почвы. Максимум ее сосредоточен в гумусовом горизонте (21,5–22,2 мг/экв на 100 г почвы), к низу она падает. В составе обменных оснований преобладает кальций (см. таблицу и фиг. 2). Воднорастворимые соли (хлориды и сульфаты натрия) практически отсутствуют по всей толще почвы. Гидрокарбонаты кальция зна-

чительных концентраций также не образуют (сухой остаток 0,052–0,070%). Примечательно обогащение профиля палеопочвы подвижными формами железа. Морфологически в нем обнаруживаются следы прошлого восстановительного режима, что проявляется в наличии железисто-марганцовистых микроорштейнов, ржавых пятен и пунктации гидроксидов железа и марганца. Отмеченный выше комплекс аналитических данных в сочетании с морфогенетическими особенностями дают основание для отнесения V палеопочвы к черноземовидным и буроземовидным почвам, прошедшим луговую стадию.

Почвообразующей породой для V палеопочвы послужили горизонтально-косослоистые, слабокарбонатные (CO_2 карб. 1,61–1,99%), тонкозернистые пески, супеси и суглинки водного генезиса первой половины лихвинского времени, в значительной степени измененные криогенными процессами. Они не имеют повсеместного распространения в разрезе, а вскрываются лишь в расчистках 132, 129, 133 (см. фиг. 2). В гранулометрическом составе их преобладают мелкопесчаная и алевритовая фракции; содержание илистой фракции явно уступает и несколько повышено в средней части, а алевритовой фракции – у подошвы толщи. Степень гумусированности ($C_{\text{орг}}$ 0,09–0,22%) и карбонатности относительно невысока и лишь в верхней части толщи (на границе с вышележащей палеопочвой) отмечается повышенное (3,57%) количество углекислоты. Химический состав достаточно однородный. Поглощенные катионы представлены кальцием и магнием при резком преобладании первого из них. Емкость поглощения невысока (8,9–12,4 мг/экв на 100 г породы). Супесчано-суглинистый материал насыщен подвижным железом (см. таблицу).

Описанные отложения подстилаются коричневато-малиновыми глинами перми. Для них характерны максимально высокие для данного разреза значения валового (7,79%) и подвижного железа. В гранулометрическом составе их доминируют тонкодисперсные фракции, среди которых илистая достигает наибольших величин, наблюдаемых в разрезе Коминтерн. Они малогумусны ($C_{\text{орг}}$ 0,10%) и слабокарбонатны (CO_2 карб. 1,98%). Химический состав отличается повышенным содержанием полуторных оксидов и пониженным количеством углекислоты относительно вышележащих осадков. Поглощающий комплекс практически полностью насыщен основаниями, среди которых главенствующая роль кальция очевидна (см. таблицу). Емкость обмена значительно выше, чем в перекрывающих отложениях (23,6 мг/экв. на 100 г породы).

Изложенные выше материалы детального изучения строения разреза Коминтерн, условий залегания основных его толщ с учетом фациальных переходов, а также результатов литолого-геохимического анализа новейших отложений позволили выделить наиболее важные стратиграфические горизонты и кратко охарактеризовать последовательные этапы палеогеографического развития природной среды внеледниковой области Среднего Поволжья в плейстоцене.

Наиболее древний этап палеогеографического развития исследуемого региона представлен в разрезе Коминтерн, как отмечалось выше, коричневато-малиновыми, интенсивно ожелезненными, малогумусными и слабокарбонатными глинами перми. Литолого-геохимические характеристики позволяют заключить, что климатические условия осадконакопления этих отложений были теплыми и достаточно влажными.

Средний плейстоцен исследованной территории характеризуют отложения, образование которых происходило во время двух межледниковий (лихвинского и следовавшего за ним) и ледниковий (днепровского и московского). На левобережье Камы этот стратиграфический интервал представлен аллювиальными, аллювиально-озерными образованиями, лёссово-почвенной формацией, отражающими сложную картину природно-климатических событий среднего плейстоцена. Как было показано выше, наиболее сложно построена серия осад-

ков, отвечающая окско-днепровскому палеогеографическому этапу. В разрезе Коминтерн к лихвинскому межледниковью нами отнесены: старичная фация нижнекривичского аллювия, перекрывающие его лёссовидные суглинки, с заключенными в них двумя горизонтами сложнопостроенных ископаемых почв (см. фиг. 2). Нижнекривичский аллювий, отвечающий первой половине лихвина [11], вскрыт в основании разреза. Он представлен горизонтально- и косо-слоистыми тонкозернистыми песками и суглинками, содержащими раковины мелких гастропод, железисто-марганцовистые микрооршштейны, костные остатки мелких млекопитающих и птиц. По мнению А.К. Агаджаняна, ориктоценоз местонахождения Коминтерн характеризуется относительной бедностью видового состава и преобладанием степных форм с одновременным присутствием бореальных элементов. Это позволяет предположить, что данная фауна соответствует условиям прохладного и сухого климата. Преобладание мелкопесчаной и алевритовой фракций в гранулометрическом составе этих осадков свидетельствует о том, что их накопление происходило в субаквальных условиях, в мелких хорошо аэрируемых водоемах без заметного течения. Существование мелких, временных, пересыхающих водоемов подтверждает состав фауны моллюсков, который, по определениям М.Ф. Ивахненко, содержит следующие виды: *Valvata (Valvata) pulshella* Studer – 197, *Bithynia inflata* (Hausen) – 182, *Bithunia (Bithunia) troshell* Paash. – 104, *Planorbis planorbis* (L) – 433, *Lymnaea (Stagnicola) vulnerata* Küster – 118. Основные из приведенных видов – обитатели мелководных и временных водоемов. Ареал большинства видов охватывает Европу и Сибирь. Исключение составляет *Lymnaea (Stagnicola) vulnerata*, ограниченной в своем распространении юго-западом европейской части России. Наземные формы рода *Oxyloma* являются амфибионтами и живут на растениях и в прибрежной зоне водоемов. В настоящее время они распространены по всей Палеоарктике. Исключение составляет лишь *Succinella oblonga elongata* – вид, обитающий в мезоксерофильных условиях. На условия поймы указывает видовой состав птиц, среди которых, по определениям А.А. Карху, преобладают пластинчато-клювые утки (*Anas cf. clypeata* 2, *Anas crecca* 2, *Anas cf. crecca* 1, *Anatinae* sp. 1, *Porzana* 3, *Gallinago* sp. 2, *Muscicapidae* 17). В палинокомплексах, полученных из одновозрастных отложений в долине р. Меши, преобладает пыльца травянистых растений, показывающая на довольно прохладные условия времени их образования [5]. Не противоречат этому и литолого-геохимические особенности аллювия. Они проявляются в повышенном (73,8%) содержании кремнезема и пониженном (12,35%) количестве полуторных оксидов железа и алюминия относительно вышележащих отложений. Они промыты от карбонатов, слабогумусированы. Степень гипергенного преобразования их невелика, о чем свидетельствуют величины SiO_2/Al_2O_3 , 7,6–7,8; SiO_2/Fe_2O_3 , 25,2–26,1; SiO_2/R_2O_3 , 5,6–5,8. На одном из этапов осадконакопления, а возможно, и позднее аллювиальные осадки испытали воздействие криогенных процессов, приведших к диагенетическому нарушению слоистости и развитию мерзлотных текстур. В эту эпоху в бассейне Средней Волги существовала сухолюбивая фауна степного, а может быть, полупустынного типа.

На правобережье Камы, в разрезе Черная Слобода, в аллювии аналогичной стратиграфической позиции обнаружены остатки мелких млекопитающих сингильского фаунистического комплекса [6].

Периоду значительного улучшения природной обстановки лихвинского межледниковья и ранней фазе почвообразования этого этапа в разрезе Коминтерн отвечает полигенетический профиль V палеопочвы, состоящей из буроземовидной и лугово-черноземовидной разностей почв, в значительной степени измененных криогенными процессами. Диагностические признаки, вытекающие из морфологического строения и литолого-геохимических данных, указывают

на ее сложную историю развития: под лугово-лесной и лугово-степной растительностью древней лесостепи при доминирующем дерновом процессе. Формирование лёссовидного суглинка, перекрывающего ископаемую почву, происходило, по-видимому, при слабом участии почвообразовательных процессов в условиях нарастающей аридизации климата [3, 8–10].

В более позднюю продолжительную фазу лихвинского межледниковья во внеледниковой области Среднего Поволжья сформировался почвенный покров, свидетельством которого в опорном разрезе Коминтерн является значительно более мощный, чем в предыдущую эпоху, полигенетический, тяжелосуглинистый профиль черноземовидной почвы, состоящий из двух полнопрофильных почв. В них отмечается высокое содержание тонкодисперсных фракций с максимумом их в верхней и средней частях горизонта A_1 ; им присуща значительная окисленность, высокая гумусированность с преобладанием гуматного углерода при относительно стабильном содержании основных компонентов валового состава, а также высокая емкость поглощения. Указанные основные геохимические признаки в комплексе с морфотипическим своеобразием свидетельствуют о преобладании гумусонакопления и наличии элювиально-глеевых процессов, принимавших участие в формировании педокомплекса. Они позволяют сопоставить почвы, входящие в него, с одновозрастными образованиями, ранее изученными в бассейне Сейма (разрез Михайловка), Дона (разрез Коростелево) и др. с луговыми черноземовидными почвами прерийной лесостепи южных равнин Приамурья, плоских слабодренированных равнин Северной Америки к югу от Великих озер [7, 12]. Отдельные фазы педокомплекса формировались в однотипных природных условиях: под лугово-степной и степной растительностью лесостепи древних междуречий, их пологих склонов на фоне временно избыточного увлажнения. На заключительных этапах своего развития почвы прошли криоморфную стадию и подверглись незначительному солифлюкционному перемещению. При этом смещение материала по горизонтали было слабым, несмотря на, казалось бы, благоприятные свойства самого педокомплекса – тонкодисперсный состав, повышенную гумусированность и вязкость. Исходя из этого можно предположить, что уклоны водораздельной поверхности в момент возникновения процессов криосолифлюкции были небольшими. Не исключено также, что причиной этого могло быть и незначительное переувлажнение почвенной массы даже при близком залегании мерзлотного водоупора. Отсюда можно заключить, что климат в это время был достаточно холодный и сухой.

Таким образом, на протяжении окско-днепровского стратиграфического интервала – “большого лихвинского межледниковья” – значительная часть его характеризуется более мягкими климатическими условиями, чем современные, что благоприятствовало существенному преобразованию минеральной массы почв. В течение длительного времени формирования сложнопостроенных разнотипических отложений сменился не один климатический ритм: отмечается относительное похолодание, два существенных потепления, разделенных, очевидно, еще одним кратковременным, но ощутимым похолоданием, приведшим к деформации профиля V педокомплекса и подстилающих его аллювиальных осадков.

Постепенный переход IV педокомплекса в перекрывающие его среднесуглинистые перигляциальные коричневатокрасновато-бурые суглинки указывает на то, что на смену длительному межледниковью с интенсивными эпохами почвообразования приходит этап лёссонакопления в условиях, вероятно, сухого и холодного климата.

В постлихвинскую эпоху среднеплейстоценового почвообразования во внеледниковой области Среднего Поволжья сформировался почвенный покров,

представленный в разрезе Коминтерн менее организованным, монолитным профилем буровцветной палеопочвы, слабее выраженный по сравнению с педокомплексами лихвинского межледниковья. Для нее характерен среднесуглинистый состав, отсутствие четкой дифференциации минеральной массы и признаки оглинения верхней и средней частей гумусового горизонта. Теплая эпоха, в продолжение которой шло формирование профиля заметно гумусированной, карбонатной III ископаемой почвы, носила, вероятно, менее сложный характер, чем предыдущая, и была непродолжительной. Исходя из морфогенетических данных, можно предположить, что основными почвообразующими процессами в это время было гумусонакопление с гуматным составом органического вещества, лессиваж в сочетании с признаками оглинивания почвенной массы. Указанные особенности приближают ее к современным черноземовидным и коричневым почвам умеренных и средиземноморских областей.

Теплый этап среднеплейстоценового почвообразования сменился холодной эпохой, сопровождавшейся в бассейне Средней Волги осадконакоплением литологически неоднородных, неслоистых перигляциальных отложений, синхронизируемых с московским горизонтом региональной схемы МСК (1984 г.) [3].

Отложения позднего плейстоцена достаточно хорошо представлены во внеледниковой области Среднего Поволжья. К позднему плейстоцену здесь относятся аллювиальные отложения первых, вторых, а в некоторых долинах рек третьих надпойменных террас и субаэральные отложения с горизонтами ископаемых почв, развитых на междуречьях и в долинах рек. Нижний возрастной предел позднеледниковой лёссово-почвенной формации, широко распространенной в бассейне Средней Волги, ограничивается эпохой почвообразования микулинского межледниковья. Валдайская лёссово-почвенная толща включает два горизонта ископаемых почв интерстадиального характера (крутицкий и брянский) и три горизонта лёссовидных суглинков (внутримезинский, два других отвечают калининскому и осташковскому горизонтам региональной схемы МСК, 1984 г.).

Длительное и глубокое потепление климата начала позднего плейстоцена сопровождалось развитием почвенного покрова на водораздельных пространствах и их пологих склонах. Отражением этого этапа в бассейне Средней Волги является сложнопостроенный, мощный профиль мезинского педокомплекса. Пространственно-стратиграфически выдержанный как в ледниковой, так и перигляциальной областях полигенетический педокомплекс на левобережье Камы обнаруживает сходство с современными черноземовидными почвами. Он позволяет предположить, что входящие в него палеопочвы прошли длительный и сложный путь развития в неодинаковых по продолжительности и разнообразию ландшафтной ситуации этапов почвообразования. Особенности аналитических характеристик, наличие признаков выветривания минеральной массы указывает, по-видимому, на то, что формирование первой фазы педокомплекса в эпоху оптимума микулинского межледниковья (земского, ресс-вюрмского) происходило в относительно влажных и теплых условиях южной лесостепи. На последующих этапах, во время интерстадиала валдайской эпохи (бреруп, амерсфорт) формировались своеобразные почвы открытых степных пространств, когда наибольшее развитие получили процессы гумусонакопления. К этому периоду относится формирование коричневого иллювиально-карбонатного горизонта, светло-коричневато-бурого гумусового горизонта с органическим веществом гуматного состава. Наблюдалась активная деятельность землероев. На последующих этапах, в условиях нарастающей аридизации климата, происходит, по всей вероятности, деградация гумусово-аккумулятивного горизонта, сопровождавшаяся уменьшением доли гуматов кальция в органической составляющей и преобладанием фульватного гумуса; образованием иного, более

высокого уровня карбоната накопления. Почвообразование этого периода приближается к современному почвообразованию сухих степей. На заключительных стадиях развития под влиянием общей аридизации климата профиль педокомплекса испытал воздействие криогенных процессов, приведших к образованию трещин.

Последующая холодная эпоха в исследуемом регионе представлена перигляциальными делювиальными суглинками, аллювием ранневалдайского времени. Нижняя возрастная граница определяется их залеганием на микулинской палеопочве. Аллювий перигляциального типа, относимый к калининскому горизонту региональной стратиграфической схемы МСК (1984 г.), представлен светло-коричневыми, желтовато-бурыми супесями, песками, переходящими в суглинки. В них чередуются горизонтальная и косая слоистость. К подошве этих отложений приурочены следы криогенных процессов. Исходя из сказанного, можно предположить, что накопление перигляциальных осадков происходило в условиях холодного и сухого климата, не способствовавшего их глубокому гипергенному преобразованию.

Следующий этап позднего плейстоцена отмечен потеплением интерстадиального характера (дунаевский интерстадиал). Он сопровождался развитием почвенного покрова, представленного на левобережье Камы слабо дифференцированной палеопочвой с менее выраженным криоморфным изменением профиля, по сравнению с одновозрастными почвами, изученными ранее в бассейнах Днепра, Дона [1, 2, 4, 8, 9]. Показанные выше морфологические и литолого-геохимические особенности брянской ископаемой почвы свидетельствуют о том, что в средневалдайское время в бассейне Средней Волги широкое распространение получили мерзлотно-дерново-карбонатные почвы, сопоставляемые с современными почвами экстраконтинентальных криоаридных районов Сибири. Формирование сложно построенного профиля этой палеопочвы проходило, очевидно, в несколько стадий. Почвообразование начальной стадии протекало в наиболее гидроморфных условиях, о чем свидетельствует визуально наблюдаемая оглеенность почвенной массы. Постоянная переувлажненность, смена окислительно-восстановительных условий отразились в наличии железистых и марганцевистых пятен и примазок в ее профиле. Климатические условия, отвечающие начальной стадии формирования палеопочвы, были, по-видимому, холодными и слабоконтинентальными. На последующем этапе, в оптимум интерстадиала, почвообразование сопровождалось, вероятно, процессами внутрипочвенного выветривания (оглинивания), результатом которого явилось обогащение илом, полуторными оксидами железа и алюминия, органическим веществом, наблюдаемым в средней части профиля. Отмеченные признаки свидетельствуют об уменьшении гидроморфизма, некотором потеплении климата и увеличении континентальности. Можно предположить, что в заключительную стадию формирования палеопочвы происходит в условиях дальнейшей аридизации и усиления континентальности климата.

Относительно теплый средневалдайский интерстадиал сменился холодной и сухой эпохой позднего валдая, на протяжении которой происходит накопление перигляциальных отложений. В бассейне Камы они представлены лёссовидными суглинками и широко распространенными светло-коричневыми карбонатными аллювиальными осадками. Для последних характерна неоднородность вещественного состава: в кровле и подошве их доминируют средне-, мелкопесчаная и алевроитовая фракции, в средней части – алевроитовая и илистая. Литологическая неоднородность осадков позднего валдая отражается и на распределении основных компонентов химического состава (см. фиг. 3). Максимум полуторных оксидов приходится на среднюю часть толщи, а кремнекислоты – на

выше- и нижележащие слои. Органическое вещество фульватного состава присутствует в них в небольших количествах и достаточно равномерно рассеяно в толще осадков.

*
*

Таким образом, результаты проведенных исследований показали, что плейстоценовая история внеледниковой области Среднего Поволжья характеризуется многократными изменениями природно-климатической обстановки на разных этапах палеогеографического развития. Это отразилось в сложной динамике осадконакопления, ритмичном чередовании серии ископаемых почв и горизонтов лёссов, различных фациально замещающих их аллювиальных и озерных отложений. По опорному разрезу Коминтерн установлено, что формирование генетически разнородных почвенных покровов происходило в теплые и относительно теплые межледниковья и интерстадиальные эпохи среднего и позднего плейстоцена. Лёссовые горизонты, подобно ледниковым отложениям, являются свидетелями суровых эпох. Каждая из выделенных эпох интенсивного почвообразования отличалась присущими только ей особенностями строения почвенного покрова, сочетанием генетических типов, характером их географического распространения, обусловленными общими закономерностями эволюции природной среды плейстоцена. Так, в среднем плейстоцене почвообразование было субтропическим и умеренным. Ранний оптимум лихвинского межледниковья характеризовался почвами лесного и лесостепного генезиса с доминирующими процессами гумусонакопления лессиважа, оподзоливания, оглинения. Почвенный покров позднего оптимума был представлен бруниземами, черноземовидными почвами луговых степей. Ведущим процессом было гумусонакопление. Постлихвинская эпоха среднеплейстоценового почвообразования имела черты, характерные для современных субаридных субтропиков и степей умеренных широт. В позднем плейстоцене почвообразования становится умеренным, относительно аридным и континентальным. Почвы интерстадиальных эпох этого периода отличались дерновым и мерзлотно-глеевым генезисом. Микулинское межледниковье характеризовалось почвообразованием, свойственным умеренному поясу, сходным с современным. На этом этапе широкое развитие получили почвы лесного и степного педогенеза.

Проведенные исследования позволили дать ритмоклиматическое обоснование стратиграфического расчленения новейших отложений изученного региона.

Список литературы

1. Агаджанян А.К., Глушанкова Н.И. Палеогеография плейстоцена Окско-Донской равнины // Теоретические и методические проблемы палеогеографии. М.: Изд-во МГУ, 1987. С. 145–170.
2. Агаджанян А.К., Глушанкова Н.И. Палеогеография плиоцен-плейстоцена Верхнего Дона (по материалам изучения разреза Коротояк) // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1988. № 57. С. 62–77.
3. Агаджанян А.К., Глушанкова Н.И. Стратиграфия и палеогеография бассейнов Днепра, Дона, Средней Волги // Четвертичный период. Стратиграфия. М.: Наука, 1989. С. 103–113.
4. Агаджанян А.К., Глушанкова Н.И. Плиоцен-плейстоценовая история внеледниковой зоны Среднерусской возвышенности // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1990. № 59. С. 66–80.
5. Блудорова Е.А., Фомичева Н.Л. Опорные разрезы кайнозоя Казанского Поволжья. Казань: Изд-во КГУ, 1985. 165 с.
6. Величко А.А., Маркова А.К., Морозова Т.Д. и др. Хроностратиграфия лёссово-почвенной формации и ее значение в корреляции и периодизации ледниковой, перигляциальной и приморской областей // Четвертичный период. Палеогеография и литология. Кишинев: Штиинца, 1989. С. 14–21.

7. Глазоевская М.А. Почвы мира. Ч. 2. М.: Изд-во МГУ, 1973. 427 с.
8. Глушанкова Н.И. Плейстоценовое почвообразование в бассейнах Днепра, Дона, Средней Волги // Вестн. МГУ. Сер. 5, География. 1990. № 3. С. 48–57.
9. Глушанкова Н.И. Геохимические показатели плейстоценового почвообразования в бассейнах Днепра, Дона, Средней Волги // Ландшафтно-геохимические исследования антропогенных систем. М.: Наука, 1990. С. 72–99.
10. Глушанкова Н.И. Стратиграфия и палеогеография перигляциальной лёссово-почвенной формации плейстоцена Среднего Поволжья // Краевые образования материковых оледенений. Минск.: Наука и техника, 1990. С. 36–39.
11. Горецкий Г.И. Аллювий великих антропогенных прарек Русской равнины. Прареки Камского бассейна. М.: Наука, 1964. 415 с.
12. Ливеровский Ю.А. Проблемы генезиса и географии почв. М.: Наука, 1987. 247 с.
13. Москеитин А.И. Четвертичные отложения и история формирования долины р. Волги в ее среднем течении // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 12. 1958. 211 с.
14. Москеитин А.И. Плейстоцен Европейской части СССР // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 123. 1965. 180 с.
15. Шаниер Е.В. Некоторые новые данные по стратиграфии четвертичных отложений Среднего Поволжья в связи с вопросом о погребенных почвах и делювиальных шлейфах // Тр. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1935. Т. 4. Вып. 2. С. 37–59.

Московский государственный
университет

Поступила в редакцию
21.II. 1992

УДК 551.89(268.3)

© 1993 Эпштейн О.Г., Гатауллин В.Н.

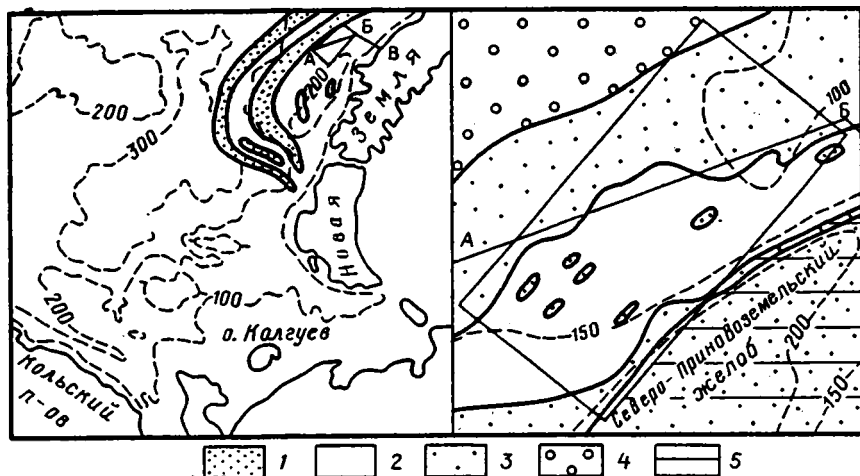
**ЛИТОЛОГИЯ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ
ОТЛОЖЕНИЙ В ВОСТОЧНОЙ (ПРИНОВОЗЕМЕЛЬСКОЙ)
ЧАСТИ БАРЕНЦЕВА МОРЯ**

На основе комплексного анализа сейсмоакустических данных и результатов изучения керна скважин и грунтовых трубок для одного из районов приновоземельской части Баренцева моря впервые дается достаточно полная характеристика строения и состава четвертичных отложений. Обосновывается вывод, что изученные осадки, залегающие на породах триаса, представлены новоземельской верхневалдайской мореной и голоценовыми морскими образованиями.

Баренцево море, являющееся крупнейшим шельфовым водоемом Мирового океана, расположено в зоне развития покровных материковых оледенений плейстоцена. Вопрос о том, как деятельность последних проявилась в палеогеографии и осадконакоплении этого морского бассейна, вызывает острый научный интерес и весьма оживленную дискуссию [20, 27]. Крайние точки зрения состоят в том, что одни авторы [1, 3, 9, 14] обосновывают факт значительного или даже сплошного оледенения Баренцева моря в ледниковья плейстоцена, а другие [5, 7] – полностью исключают возможность такого рода явлений. Высказываются представления [4], что в рассматриваемой высокоширотной (полярной) акватории современное осадконакопление, как ранее и плейстоценовое, находится под значительным влиянием транспортирующей деятельности морских льдов и айсбергов, в связи с чем здесь нарушены основные законы терригенной седиментации и преимущественно накапливаются однообразные диамиктоны, напоминая моренные образования.

Весьма противоречивая трактовка особенностей формирования четвертичных отложений в Баренцевом море объясняется, на наш взгляд, не только масштабом и сложностью объекта исследований, трудностями диагностики разных типов ледниковых отложений и слабой разработанностью общей концепции осадконакопления на гляциальных шельфах (можно отметить работы [9, 29, 30 и др.]). В значительной степени, а возможно, даже в основном, данная ситуация определяется тем, что большинство исследований, посвященных Баренцеву морю, имеют узкую тематическую направленность и базируются на ограниченном фактическом материале. Представляется, что оптимальный путь решения обозначенных выше проблем Баренцева моря – проведение детальных комплексных геолого-геофизических работ в разных типовых (ключевых) участках его акватории. В определенной мере отвечающими таким требованиям комплексности можно, очевидно, рассматривать результаты наших исследований, выполненных в районе¹, находящемся близ Новой Земли (фиг. 1).

¹Некоторые общие представления о строении четвертичных отложений района (главным образом выводы о наличии здесь моренных образований) содержатся в ряде работ предыдущих исследователей [14, 18 и др.].



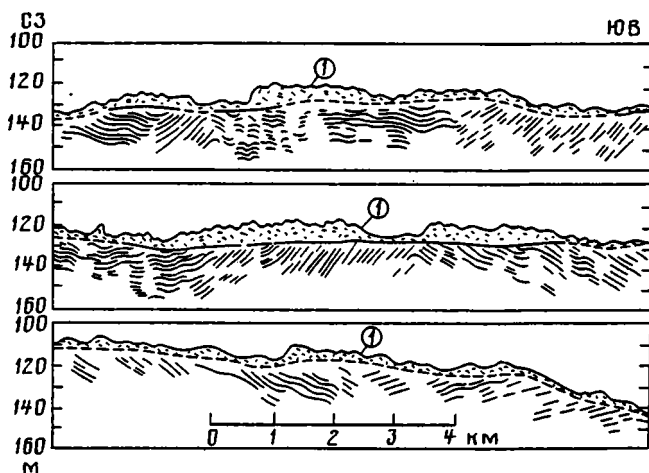
Фиг. 1. Обзорная схема и схема мощностей верхневалдайско-голоценовых отложений в изученном районе и прилегающей акватории

1 — конечно-моренные грядовые системы Новоземельского ледникового покрова; 2-4 — мощности верхневалдайских моренных отложений (? — менее 2-3 м, 3 — от 3-5 до 7-10 м, 4 — 10-20 м); 5 — мощность голоценовых морских осадков более 2-3 м: А-В — региональный профиль НСП, изображенный на фиг. 5

В указанном участке Арктической морской инженерно-геологической экспедицией НПО Союзморинжгеология проведено площадное непрерывное сейсмоакустическое профилирование (НСП) и бурение инженерно-геологических скважин, на всю мощность вскрывших четвертичные отложения, со специализированного бурового судна НИС "Бавенит". НСП было выполнено с использованием сейсмоакустического комплекса САК-3 конструкции НПО Союзморинжгеология: энергия электроискрового излучателя 1 кДж, глубинность освещения разреза 40-60 м, разрешающая способность 1,5-2 м. Кроме того, в данном районе АМИГЭ и ВНИИМоргео осуществили массовое опробование осадков с помощью ударных грунтовых трубок (глубина внедрения до 3,5 м) и дночерпателей типа "Океан" (последние использовали для получения большеобъемных проб поверхностных осадков). Керна скважин и грунтовых трубок изучен авторами во влажном и сухом состоянии. Проанализирован гранулометрический состав отложений, состав тяжелых минералов (фракции 0,05-0,1 и 0,1-0,25 мм), характер глинистого вещества (рентгеновский дифрактометр ДРОН-2, источник излучения $\text{CuK}\alpha$, фильтр Ni), проведены палинологические, макро- и микрофаунистические исследования, выполнен диатомовый анализ. В прозрачных шлифах, изготовленных из кусочков высушенного керна, изучены минералогический и петрографический состав осадков и ориентировка удлиненных обломочных частиц. Путем промывки больших проб керна материала (массой в несколько килограммов) из отложений выделено значительное количество содержащихся в них псефитовых обломков; у последних исследованы петрографический состав и морфологические особенности.

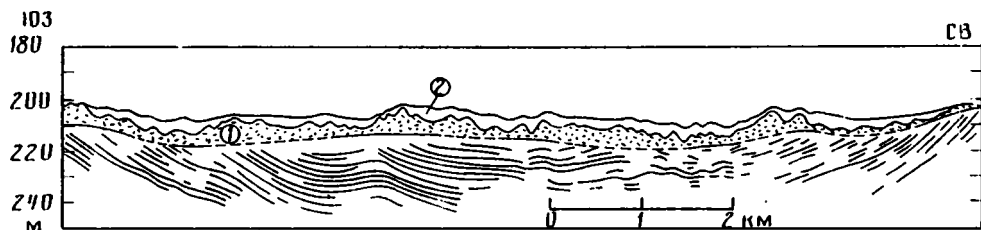
Результаты изучения строения и состава четвертичных отложений рассматриваемого района, анализа сейсмоакустических материалов и составляют основу данной статьи.

Исследованный район расположен в 60–80 км западнее северного о-ва Новая Земля (район п-ова Адмиралтейства) и охватывает часть Адмиралтейского поднятия и западного борта прилегающего к нему Северо-Приновоземельского желоба, отделяющего поднятие от Новой Земли (см. фиг. 1). Для района характерно общее плавное нарастание глубин моря от минимальных (90–120 м) на севере и северо-западе до 220–240 м на крайнем юго-востоке (на борту желоба). По данным НСП и бурения, развитый здесь чехол четвертичных отложений мощностью обычно менее 7–10 м резко несогласно залегает на дислоцированных триасовых образованиях (фиг. 2, 3). Он состоит из двух литостратиграфических (сейсмостратиграфических) комплексов: нижнего, слагающего обычно основную часть разреза и представленного плейстоценовой мореной (валунные суглинки), и маломощного, в целом, верхнего, сложенного разнообразными голоценовыми морскими осадками. На лентах НСП моренные образования, имеющие хаотический ("рябой"), реже почти прозрачный тип сейсмоакустической записи, четкой, а иногда нечеткой субгоризонтальной экзарационной "режущей" границей отделены от слоистой триасовой толщи, смятой в многочисленные сложные складки (см. фиг. 2, 3). Кровля морены весьма неровная и образует многочисленные морфологически хорошо выраженные разные по величине (обычно шириной до 0,5–1 км, высотой до 10–20 м и протяженностью до 1–3 км) грядовые формы, линейно вытянутые в северо-восточном направлении. Большинство гряд имеет уклоны склонов 1–4°, причем многие гряды асимметричны и их западные, обращенные от Новой Земли, склоны более крутые (см. фиг. 2). На борту желоба и на прилежащем восточном склоне Адмиралтейского поднятия (в полосе шириной до 35–40 км) мощность морены не превышает нескольких метров (обычно менее 2–3 м): в межгрядовых понижениях она часто уменьшается до 0,5–1,5 м и лишь в отдельных изолированных грядах достигает 5–10 м (см. фиг. 1–3). Далее к западу и северо-западу мощность моренного комплекса возрастает сначала до 5–10 м, а у самой северо-западной рамки района – до 10–20 м, а иногда и более (см. фиг. 1). Голоценовые осадки, перекрывающие морену, на основной части района весьма маломощны (< 1–



Фиг. 2. Фрагменты параллельных друг другу профилей НСП, пересекающих Адмиралтейское поднятие

Верхнеплейстоценовые моренные отложения – "рябой" тип сейсмоакустической записи – (1) с резким четким или нечетким (пунктир) экзарационным контактом залегают на дислоцированных слоистых триасовых накоплениях



Фиг. 3. Фрагмент профиля НСП, протягивающегося вдоль борта Северо-Приновоземельского желоба

На смятой в складки слоистой триасовой толще с режущим экзарационным контактом, выраженным то четкой, то нечеткой (пунктир) линией, залегает верхневалдайская морена — хаотический тип сейсмической записи (1), в свою очередь перекрытая сейсмоакустически прозрачными голоценовыми морскими глинистыми илами (2). Морские осадки залегают на морене с несогласным покровным облеканием

1,5 м), и лишь у подножия восточного склона Адмиралтейского поднятия (на борту желоба) их мощность существенно возрастает, достигая 4–6 м (см. фиг. 1). В силу разрешающей способности примененного сейсмоакустического метода голоценовые отложения отчетливо выделяются на лентах НСП только в указанной зоне наибольших мощностей, превышающих 2–3 м. При этом внутреннее строение голоценового комплекса выявляется весьма слабо (он акустически прозрачен или имеет нечеткую горизонтальную слоистость); лишь восточнее района (в тальвеге желоба), где мощность голоцена более 5–7 м, эти отложения на лентах НСП проявляют четкую горизонтальную слоистость. Как видно на сейсмоакустических профилях, у подножия Адмиралтейского поднятия (на борту желоба) голоценовые осадки залегают на ледниковых с отчетливо выраженным стратиграфическим, седиментационным несогласием, которое, согласно [16], можно классифицировать как прямое облекание, поскольку голоценовые морские осадки облекают неровности кровли морены, заполняя ее понижения и консолидационно почти выклиниваясь у вершин моренных всхолмлений (см. фиг. 3). В связи с тем, что несогласное залегание голоценовых отложений на морене не сопровождается, как будет показано ниже, какими-либо процессами размыва последней и стратиграфическое несогласие между этими комплексами осадков минимально, будучи связано лишь с временем резкой смены условий седиментации, то плейстоценовые гляциальные образования района мы, как и другие авторы [18], считаем верхневалдайскими, т.е. отвечающими времени последнего оледенения.

СТРОЕНИЕ И СОСТАВ ОТЛОЖЕНИЙ

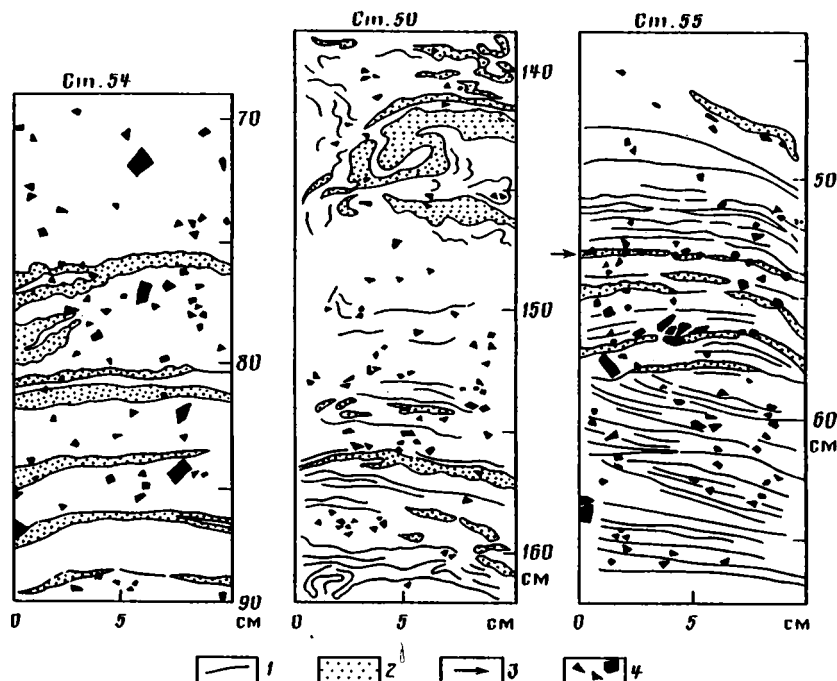
Осадки ледникового ложа. Триасовые образования, выходящие на субчетвертичную поверхность, литологически резко отличны от перекрывающих верхневалдайско-голоценовых отложений. Результаты проведенных в районе неглубокого бурения (первые метры) и опробования грунтовыми трубками показали, что в составе триаса здесь присутствуют слабосцементированные (рыхлые) светло-серые с голубоватым или зеленоватым оттенком хорошо сортированные мелкозернистые песчаники и буровато-коричневые глинистые алевролиты. Непосредственно к северо-востоку от рассматриваемой акватории в самых верхах триасовой толщи бурением вскрыты пестроцветные (переслаивающиеся зеленые, желтые, голубые, коричневые, красные, сиреневые) аргиллитоподобные глины. По данным НСП, триасовые отложения в изученном районе участвуют лишь в отчетливо выраженных пликативных деформациях

(см. фиг. 2, 3); однако, согласно материалам бурения, непосредственно у подошвы морены они интенсивно нарушены – превращены в рыхлые монопородные брекчии, состоящие из дресвы и мелкого щебня (до 2–3 см), заключенных в такую же по составу, но более тонко перетертую массу. Данные брекчии, по нашему мнению, являются экзогенными (гляциотектоническими) образованиями. В этом убеждают результаты бурения в смежных с районом участках, где мезозойские отложения вскрыты на большую ($> 10\text{--}20\text{ м}$) мощность, что позволяет наблюдать типичное обычно резкое (в интервале 5–7 м) падение интенсивности развитых в них деформаций от подошвы морены вниз вплоть до спокойного залегания осадков. Представляется, что именно с наличием достаточно мощных зон разуплотненных гляциотектонических брекчий связано наблюдаемое участками в изученной акватории (см. фиг. 2, 3) отсутствие четкой сейсмоакустической, а значит, и плотностной границы между триасовыми и перекрывающими их верхневалдайскими образованиями.

Верхневалдайские моренные отложения. Морена последнего оледенения сложена валунными суглинками, которые состоят из песчано-алеврито-глинистого матрикса и заключенных в нем рассеянных псефитовых обломков (до валунов) далекопринесенных крепкосцементированных терригенно-карбонатных домезозойских пород и слаболитифицированных ярко окрашенных триасовых пород ложа. В суглинках содержатся и немногочисленные с обычно резкими границами отторженцы плейстоценовых морских осадков: сложно деформированные мелкие (мощность до 5–10 см) линзы, гнезда серых глинистых алевритов, светло-серых хорошо сортированных песков и блоки (мощность до 0,3 м) тонкослоистых темно-серых глин, смятых в мелкие складки. Матрикс валунных суглинков имеет темно-серый цвет, но в приподошвенной обычно зоне (мощность 1–2 м) часто приобретает коричневатый оттенок, что обусловлено, очевидно, обилием здесь тонко перетертого материала ассимилированных триасовых пород. Морена в большинстве случаев обладает четко выраженной полосчатой текстурой, которая создается присутствием более темных серых или ярких цветных (коричневых, красных, зеленых, серо-голубых, желтых и т.д.) "лент" (фиг. 4). Эти субгоризонтально или наклонно расположенные полосы (от нитевидных до 5–10 см мощностью) то в значительной мере субпараллельны друг другу, то образуют серии по-разному ориентированных "лент", разделенных пологими надвигами. Все полосы в суглинках в той или иной степени деформированы: вырисовывают разные по величине и форме складки, в том числе волочения, не выдержаны по простиранию (раздувы, пережимы, выклинивание), дихотомируются (см. фиг. 4); весьма непостоянна и степень четкости их границ. Цветные "ленты" сложены продуктами интенсивной гляциодинамической переработки ассимилированных включений триасовых глин, редко – алевритов. В зависимости от степени механической дезинтеграции слагающего их вещества эти цветные полосы сложены или брекчиями (чаще монопородными), в которых щебнисто-дресвяные обломки заключены в более тонкий, такой же по окраске матрикс, или однородной тонко растертой пластичной существенно глинистой массой.

В силу технических сложностей получения непрерывного керна при бурении подошвенной зоны морены, нижний контакт валунных суглинков непосредственно наблюдался в керне лишь одной грунтовой станции. Здесь на брекчированных светлых голубовато-серых мелкозернистых песчаниках триаса с очень четкой неровной границей залегают темные коричневатые-серые валунные суглинки, базальная часть которых (20–30 см), представляющая собой типичную, по Ю.А. Лаврушину [8], ассимиляционную зону захвата, насыщена многочисленной дресвой и щебнем песчаников, аналогичных подстилающим.

Грубообломочный материал, заключенный в валунных суглинках и являю-



Фиг. 4. Сложные гляциодинамические текстуры в верхневалдайских моренных валуновых суглинках (зарисовки керны грунтовых станций).

1, 2 — более темные линзовидные или полосовидные обособления в суглинках (1 — тонкие, шнуровидные, 2 — более крупные); 3 — светлая голубовато-серая полоска, включающая комочки таких же по цвету плотных триасовых глин; 4 — наиболее заметный грубообломочный материал

шийся характернейшим компонентом этих отложений (составляет от 3–10% в темно-серых разновидностях до 20–30% и более в коричневато-серых), представлен преимущественно щебнем и дрсевой прочных пород и обломками триасовых образований с более мягкими контурами. Согласно результатам изучения крупных выборок, средний балл окатанности обломков > 1 см равен 0,2–0,7 балла, что типично и для морен Северо-Востока европейской части СССР [25]. Часть грубообломочного материала (главным образом литифицированных пород) несет следы явной ледниковой обработки. Это удлиненные обломки с прямолинейными слегка закругленными ребрами, плоскими шлифовальными гранями (в 4–6% случаев со следами штриховки, согласной с удлинением ребер) и с необработанными торцами; в единичных случаях штриховка наблюдается и на имеющих низкую прочность обломках триасовых отложений. Крупные обломки триасовых образований часто деформированы гляциодинамическими процессами, хотя и не столь сильно, как в зонах цветных полос. Так, валуны триасовых алевролитов и глин, как правило, брекчированы и имеют очень сложные очертания с глубокими заливообразными углублениями и длинными шиповидными выступами. Некоторые обломки заметно вовлечены в процессы будинирования, измельчения, в результате чего у них появляются субгоризонтально вытянутые утончающиеся "хвосты" тонко перетертого материала (см. фиг. 4).

В составе обломков триасовых отложений наблюдаются в основном разноцветные глины, слаболитифицированные светло-серые алевролиты и в меньшей мере — рыхлые бурые алевролиты и мелкозернистые песчаники. Эпизодически

встречаются кусочки древесного угля. Крепко сцементированные прочные дальнопринозные породы представлены главным образом темноцветными, часто сливными карбонатно-терригенными образованиями, материнскими для которых являются, очевидно, судя по [2], новоземельские палеозойские толщи. В наиболее представительной выборке (содержит 90 обломков крупнее 0,5 см) этих пород, полученной из керна темно-серых суглинков, вскрытых двумя близрасположенными грунтовыми станциями, присутствуют, %: аргиллиты 23, алевролиты 17, песчаники 9, известняки 30, кварциты 12, кварц 6, глинисто-кремнистые породы 3. Соотношение заключенных в валунных суглинках обломков триасовых и дальнопринозных пород весьма непостоянно. Последние преобладают в темно-серых разновидностях, а в коричневатых-серых суглинках обычно больше обломков триасовых образований, причем в приподошвенной части морены они доминируют, достигая 80–95% количества грубообломочного материала.

Матрикс валунных суглинков на 30–55% (а в коричневатых-серых разновидностях иногда и на 60–65%) состоит из глинистого вещества, на 35–50% – из алевроитового материала и обычно менее чем на 10% (изредка до 20–30%) – из песчаного и не обнаруживает каких-либо закономерных тенденций пространственной изменчивости. Среди крупно- и среднеспесчаных зерен преобладают обломки тех же пород, что слагают и грубообломочный материал. В алевроито-мелкопесчаной фракции доминируют зерна кварца (преобладает) и полевых шпатов (плагиоклазы, редко микроклин). Содержание тяжелых минералов во фракциях 0,05–0,1 и 0,1–0,25 мм в целом невелико и обычно суммарно составляет 0,9–1,7% и лишь иногда возрастает до 10%. Среди тяжелых минералов во всех случаях доминируют (50–75%) карбонат (сидерит) и глинисто-железистые образования. Они, по-видимому, являются компонентами триасовых отложений, ассимилированных мореной, и в максимальных количествах наблюдаются в коричневатых-серых валунных суглинках. Карбонат и глинисто-железистые образования имеют преимущественно крупноалевритовый размер, поэтому во фракции 0,05–0,1 мм тяжелых минералов содержится в 1,5–2 раза больше, чем во фракции 0,1–0,25 мм. Из-за колебаний относительного количества указанных выше доминантов существенно меняется (от менее 1% до первых процентов) и содержание каждого из присутствующих второстепенных минералов тяжелой фракции: граната, апатита, эпидота, циркона, сфена, хромшпинели, ильменита. Суммарно в количестве 5–15% наблюдаются пирит, магнетит, гематит, лимонит. В виде редких зерен встречаются рutil, турмалин, монацит.

Глинистое вещество матрикса валунных суглинков, почти тождественно содержащемуся в триасовых глинах и более чем наполовину сложено смешанослойным монтмориллонит-гидрослюдистым минералом; второстепенное значение имеют находящиеся примерно в равных количествах хлорит и каолинит. Монтмориллонит почти полностью отсутствует. В горизонтальной плоскости чешуйки глинистых минералов в целом расположены субпараллельно. В этом же направлении преимущественно ориентированы и удлиненные алевроито-песчаные зерна, что является важным признаком ледниковых образований [8].

В валунных суглинках присутствуют остатки немногочисленных, но достаточно разнообразных морских организмов. В виде обломков, определенных, как правило, лишь до рода, встречаются раковины моллюсков: *Joldiella* sp., *Hyatella* sp., *Macoma* sp., *Propeamussium* sp.; исключительно редки остатки створок раковин средней и хорошей сохранности, среди которых установлены *Propeamussium* (*Actinola*) (L.) *grælandia* (Sowerby), *Thysira gouldi* (Philippi), *Hyatella arctica* – определения О.М. Петрова и В.С. Зархидзе. Однако и эти сравнительно хорошо сохранившиеся остатки моллюсков несут следы динамического воздействия. Так, например, у створок раковин *Hyatella arctica* заметно пришлифованы

макушки. Содержащиеся в морене остатки фораминифер представлены смешанным бентосно-планктонным комплексом четвертичных бореальных и бореально-арктических видов, а также многочисленными мезозойскими формами (определения О.Г. Окуновой и В.И. Михайлова). В отдельных пробах наблюдаются лишь единичные плохой сохранности раковины фораминифер со следами явных механических повреждений (заклЮчение В.И. Михайлова). Изредка встречаются остатки спикул губок, остракод и определимых лишь до рода диатомей. В небольшой части проб в виде редких зерен (до 19 шт. на препарат) обнаружены остатки преимущественно четвертичных пыльцы и спор.

Завершая характеристику верхневалдайских валунных суглинков, следует отметить, что их текстурные особенности — обилие отторженцев, многочисленность надвигов и сопряженных зон интенсивной механической переработки ассимилированных пород ложа (цветные полосы), часто выведенных даже к кровле моренного пласта (в том числе в участках его существенной — не менее 10–15 м мощности), свидетельствуют о принадлежности отложений к фации чешуйчатой, по Ю.А. Лаврушину [8], основной морены, обычно формирующейся при встречных уклонах ложа и в краевых частях ледникового покрова.

Голоценовые морские осадки изученного района представлены широким спектром гранулометрических типов: от крупнозернистых алевроитов (алевропесков) до тонких глинистых илов. Грунтовыми трубками они повсеместно вскрыты на полную мощность, за исключением отдельных участков борта желоба, где мощность голоцена превышает 4–5 м (см. фиг. 1). Голоценовые отложения с седиментационным несогласием, как отмечено выше, но без каких-либо литологически выраженных признаков размыва, поглубина в базальной части перекрывают морену. Подошва голоценовых осадков в сухом керне устанавливается всегда и обычно имеет вид четкой неровной или ровной субгоризонтально или наклонно расположенной линии, отделяющей голоценовые отложения от заметно иных по цвету (или оттенку), структуре и текстуре валунных суглинков. Во влажном керне эта граница в подавляющем большинстве случаев также заметна, но проявляется главным образом в скачкообразном увеличении вниз от нее плотности осадков и в изменении цвета отложений.

Голоценовые осадки в целом имеют серую окраску. Однако чисто серый цвет (от светлого до темного) присущ только алевроито-глинистым и глинистым илам, а для алевропесков и алевроитов характерны желтоватые и зеленоватые оттенки. Вниз по разрезу окраска отложений часто становится несколько более темной. Темный цвет осадкам придает присутствующий в них гидротроилит. Он или тонко рассеян в отложениях, или образует изолированные разные по величине (от обычных точечных до 0,5 см) почти черные выделения. Осадки содержат немногочисленные хорошей сохранности (в том числе с двумя створками) раковины морских моллюсков, трубки полихет, наиболее обильные в придонной части разреза, редкий преимущественно хорошо окатанный грубообломочный (главным образом гравийно-мелкогалечный) материал и принизаны ходами илоедов. В керне одной грунтовой трубки наблюдалось, как крупные ходы илоедов из голоценовых алевроитов на 3–5 см проникают в кровельную часть валунных суглинков. Голоценовые отложения часто обнаруживают горизонтально-слоистое строение, но выражено оно обычно слабее, чем полосчатость в валунных суглинках. Слоистость рассматриваемых осадков имеет как достаточно четкий, так и нечеткий характер: первый — при наличии отдельных заметно более темных слоев (от 0,1 до 1 м), обогащенных гидротроилитом, а второй — в случае поинтервально неодинакового содержания остатков макрофауны.

Голоценовые осадки района гранулометрически изменчивы по латерали, будучи весьма однотипны в разрезе. Исключение составляет заметно более грубый тонкий (до 2–5 см) поверхностный слой, развитый в зоне глубин менее

150–170 м. В этом слое существенно увеличено содержание песчаных зерен и во много раз (часто на порядок и более) – псефитовых обломков: на глубинах менее 120–130 м количество последних достигает 20–30% (следует заметить, что основная масса грубообломочного материала лишь частично погружена в осадки и в той или другой мере выступает в поддонную воду). Если отвлечься от тонкого грубого поверхностного слоя, то от зоны минимальных (90–130 м) глубин Адмиралтейского поднятия к наиболее глубокой (220–240 м) части борта Северо-Приновоземельского желоба происходит закономерное утонение структуры осадков от алевропесков и крупнозернистых алевроитов до тонких глинистых илов. В этом направлении в отложениях последовательно уменьшается содержание песчаных зерен (от 10–40 до 2–5%), алевроитовых (крупных главным образом) частиц (от 40–60 до 15–25%) и грубообломочного материала (от значений в среднем около 1% до сотых-десятых долей процента) и соответственно возрастает (от 20–40 до 75–80%) роль глинистого вещества. Утонение гранулометрического состава осадков от зоны сравнительного мелководья к желобу сопровождается существенным ростом (от 10–40 см до 2–4 м и более) их мощности.

Заклученный в голоценовых осадках немногочисленный грубообломочный материал имеет размер преимущественно до 2–3 см, хотя встречаются и мелкие валунчики. Наиболее обычны окатанно-угловатые, угловато-окатанные обломки, но присутствуют также хорошо и очень хорошо окатанные классически пляжевые гравий и галька (3–4 классов окатанности); в количестве до 3–4% встречаются типичные ледниковообработанные обломки айсбергового разноса с плоскими пришлифованными гранями, покрытыми штриховкой, и прямолинейными слегка заглаженными ребрами. Анализ валовой пробы из поверхностного слоя (279 шт.) и объединенной пробы (109 шт.) из нижележащей части разреза голоцена показывает, что средний балл окатанности обломков более 1 см соответственно равен 1,65 и 1,16. Это позволяет заключить [25], что первая проба состоит главным образом из пляжевых продуктов ледового (припайные льды) разноса, а вторая – из материала айсберговой транспортировки. Ввиду единичности проанализированных проб представляется преждевременным делать какие-либо выводы о тенденциях изменения характера псефитовых обломков в разрезе голоцена. В составе грубообломочного материала преобладают (70–80%) серые и темно-серые прочные литифицированные терригенные породы (аргиллиты, алевролиты, песчаники); кроме них наблюдаются серые и темно-серые кварциты (7–12%), метаморфизированные терригенные (4–6%) и магматические породы (2–5%), серые и темно-серые кремнистые образования; роль серых, темно-серых известняков, столь характерных для нижележащей морены, очень невелика (до 2–3%) и полностью отсутствуют обломки триасовых пород ледникового ложа. Следует отметить, что грубообломочный материал отмеченного выше тонкого поверхностного слоя резко отличается от обломков, содержащихся в нижележащей части голоценового разреза, тем, что подвергся процессам интенсивного "железистого выветривания", по терминологии М.В. Кленовой [6]: в подавляющей массе полностью пропитан гидроксидами железа, покрыт бурыми железистыми корочками, часто имеет бурые железистые оторочки на границе вода – осадок и ассоциирует с немногочисленными мелкими (до 1–3 см) сложной формы железомарганцевыми конкрециями.

Песчано-алевритовый материал голоценовых осадков представлен компонентами тех же пород, которые наблюдаются и в псефитовой фракции. Но, если в составе песчаных зерен наряду с кварцем и полевыми шпатами достаточно многочислен и литический компонент, то алевроитовые частицы практически чисто полевошпат-кварцевые. Среди крупноалеврито-мелкопесчаных обломков тяжелые минералы составляют 0,4–15,0%, причем во фракции 0,05–0,1 мм их в 1,5–2 раза больше, чем во фракции 0,1–0,25 мм. В составе тяжелых минералов основную роль играет карбонат, который в наибольших количествах содержит

ся в мелкопесчаной фракции. Помимо него наблюдаются ильменит (до 20%), сфен, хромшпинель, кианит, эпидот, апатит (каждый до 2–3%) и в количествах, больших, чем в морене, – гранат (до 8–10%) и циркон (до 5–8%). В отличие от нижележащих валунных суглинков в голоценовых осадках присутствуют обломки пироксена (до 8%), амфибола (до 6–7%), а также редкие зерна оливина, шпинели, андалузита, силлиманита и ставролита. Встречаются немногочисленные (~ 1%) обломки рутила, турмалина, монацита, анатаза. В количестве нескольких процентов содержатся (в основном, по-видимому, аллотигенные) магнетит, пирит, гематит и лимонит.

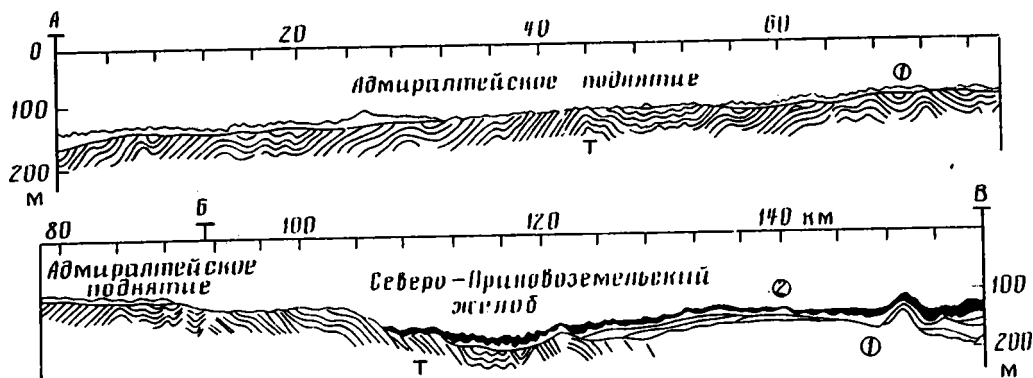
Пелитовое вещество голоценовых осадков почти наполовину представлено гидрослюдой; другую часть составляет каолинит и хлорит, находящиеся примерно в равных количествах, и заметная примесь монтмориллонита, практически отсутствующего в нижележащей морене.

Все типы голоценовых отложений района содержат достаточно разнообразные органические остатки хорошей в целом сохранности, хотя (по заключению О.М. Петрова) большинство раковин моллюсков, в том числе и из поверхностного слоя, несет следы растворения кальцитового слоя. Макрофауна представлена *Macoria calcarea* (Gremm), *Astarte* (*Astarte*) *crenata* (Gray), *Niconia montagui*, *Streatia* Leach, *Hyatella arctica* (Linne), *Cilichna oculata* (Mighels), *Nuculata tennis*, *Portlandia arctica* (Gray), *Buccium elation* (Middendorff), *Leinucula tennis* (Montagu), *L. tennis expansa* (Beave), *Lepeta caeca* (Muller), *L. caeca* (Middendorff), *Joldiella lenticulata* (Moller), *I. centulata* (Moller), *I. fraterna* (Vewill et Buch), *Caliatocardium ciliatum* (Fabricius), *Hemithythis psittacea* (Gremm) – определения О.М. Петрова и Н.И. Рюминой. В осадках присутствуют остатки баянусов, мшанок, спикулы губок, пластинки и иглы морских ежей, часто встречаются отолиты рыб, содержится комплекс четвертичных арктических и бореально-арктических видов почти исключительно бентонических фораминифер, среди которых многочисленны песчаные формы, характерные для голоцена Баренцева моря. Встречающиеся в отложениях диатомовые водоросли сосредоточены главным образом в придонной части разреза; здесь доминируют планктонно-перитические виды, преимущественно обрастающие нижнюю поверхность морских льдов на контакте с морской водой (заключение М.А. Саксон). В голоценовых отложениях в непостоянных по площади и разрезу количествах (от нескольких зерен до 500 шт. на препарат) содержатся четвертичные пыльца и споры.

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ

Таким образом, четвертичный чехол рассматриваемого района состоит из двух литогенетически резко различных комплексов отложений, возникших в самый последний этап геологического развития Баренцевоморского шельфа. Слагающие чехол осадки начали формироваться с конца позднего плейстоцена; в позднем валдае они накапливались в обстановке континентального оледенения, а в голоцене – в условиях открытого морского бассейна.

В период поздневалдайского (осташковского) оледенения (23–10 тыс. лет назад) изученный район находился во внутренней зоне Новоземельского ледникового покрова, распространявшегося далеко на запад [1, 15], о чем свидетельствуют и образованные этим ледником весьма удаленные (на 200–250 км) от Новой Земли мощные конечно-моренные грядовые системы (см. фиг. 1), отчетливо вырисовывающиеся на сети региональных профилей НСП. В процессе продвижения по шельфу Новоземельский покров экзарировал, ассимилируя, морские и их подстилающие моренные плейстоценовые осадки предшествовавшего ледниково-межледникового цикла (а, возможно, и более древних циклов) и мезозойские отложения ложа, интенсивно гляциодислоцируя кровельную часть



Фиг. 5. Геологический разрез по региональному профилю НСП (см. фиг. 1)

Четвертичные отложения, состоящие из верхневалдайской морены (1) и голоценовых морских осадков (2), резко несогласно залегают на дислоцированных слоистых триасовых образованиях. Обращает внимание резко различное поведение мощностей ледниковых и морских отложений. К востоку от тальвега желоба явно верхневалдайская морена снизу подстраивается рядом клиновидных тел более древних плейстоценовых ледниковых образований (все они вскрыты одной из скважин и литологически сходны)

последних. В результате в состав моренного материала оказались включены и разобщенные компоненты (в их числе остатки макро- и микрофауны, пыльцы, спор и т.д.) и блоки доосташковских плейстоценовых осадков (среди них и бесспорно морских) и рыхлых пород ложа, а также дальноприносный материал, в наиболее ярком виде представленный псефитовыми обломками (щебень, дресва) прочных темных пород новоземельского палеозоя. Прилежащая к Новой Земле (к ледниковому центру) зона баренцевоморского шельфа, включая и рассматриваемый район, большую часть позднего валдая являлась зоной преимущественной экзарации и транзита моренного материала, аккумулировавшегося преимущественно западнее. Об этом убедительно свидетельствует характер распределения мощностей гляциальных отложений в восточной части Баренцева моря, что выявляется по данным многочисленных региональных сейсмоакустических профилей. В качестве примера на фиг. 5 показан один из таких профилей, протягивающихся от Новой Земли через изученную акваторию на запад. На этом профиле НСП видно, что возле острова, на восточном борту и в тальвете Северо-Приновоземельского желоба мощность наиболее молодых (явно поздневалдайских) моренных отложений не превышает 5–10 м (на прилежащем к Новой Земле восточном борту желоба общая мощность плейстоценовых моренных отложений несколько больше за счет присутствия в их составе нескольких существенно разновозрастных клиноформных моренных тел), а на западном борту желоба (восточном склоне Адмиралтейского поднятия), встречном движению Новоземельского ледника и поэтому [8] наиболее экзарлируемом, мощность этих осадков не достигает и 2–3 м. Такова же мощность гляциальных образований и на всей юго-восточной половине изученного района (за исключением отдельных гряд); лишь в северо-западной, наиболее возвышенной, его части мощность морены достигает 5–10 м, далее к западу увеличиваясь до 10–20 м и более (см. фиг. 1).

Поскольку рассматриваемая акватория в основную фазу поздневалдайского оледенения являлась зоной экзарации и транзита морены, то покров ледниковых отложений сформировался здесь в одну из завершающих стадий фронтальной дегляциации восточной части баренцевоморского шельфа, которую Г.Г. Матишов [15] называет прибрежной и относит ко времени 13,5–12,4 тыс. лет

назад. В процессе последовательного отступления края Новоземельского ледникового покрова, сопровождавшегося (особенно из-за обратного уклона ложа [8]) многочисленными сколовыми подвижками в краевой его части, в районе возник маломощный в целом чехол чешуйчатой морены, образовавшей типичные конечно-моренные формы – серию сопряженных вытянутых на северо-восток (субпараллельно краю отступавшего ледника) гряд с часто более крутыми западными склонами, обращенными в сторону движения ледниковых масс. Отступление края ледника, ускорявшееся [3, 30] наличием направленных преимущественно к ледниковому центру уклонов ложа, происходило исключительно быстро. Это обстоятельство [29, 30] в сочетании с возможной маломощностью базальной мореносодержащей части ледника привело к тому, что практически все внутриледниковое минеральное вещество вошло в состав основной морены, и здесь не проявились процессы приледниковой морской седиментации, столь ярко сказавшиеся [10, 26] в более южных и западных районах. Фронтальное отсутствие края Новоземельского ледника происходило в условиях постоянного подпора его края с запада водами трансгрессирующего достаточно глубокого открытого морского бассейна. Освобождаясь от перекрывавших масс льда, кровля морены сразу становилась поверхностью морского дна в условиях глубин, исключавших возможность ее размыва.

Перекрывшие морену морские отложения начали, как и в других районах Баренцева моря [19], формироваться в самом начале голоцена, т.е. около 10 тыс. лет назад [21], в бассейне, многими своими особенностями близком современному [19]. Иными, чем в позднем плейстоцене, и более разнообразными стали источники питания терригенными продуктами: в изученном районе в осадках изменился состав глинистого вещества, минералов тяжелой фракции (появились явные компоненты изверженных и метаморфических пород) и псефитового материала. Морские отложения накапливались, покрывая неровности и заполняя понижения кровли морены. Образование осадков протекало согласно закономерностям морской терригенной седиментации – в соответствии с общими условиями глубинности рассматриваемой акватории, определявшими (и определяющими) здесь динамическую активность придонных вод. В наиболее затишных условиях зоны максимальных глубин борьба Северо-Приновоземельского желоба происходило стабильное массовое с лавинной, по [13], скоростью 300–600 мм/1000 лет накопление почти не подвергшегося гранулометрической рассортировке поступающего вещества. Здесь отлагались тонкие глинистые осадки с небольшим количеством алевроитовых зерен и постоянной примесью песчаного и редкого грубообломочного материала. От желоба к "мелководью" Адмиралтейского поднятия по мере уменьшения глубин моря (и соответственно усиления активности водных масс) в накапливающихся осадках происходит последовательное сокращение (в результате неосаждения и выноса) количества мелкоалевритово-пелитовых частиц, наиболее массовых среди поступающих в данную акваторию, и увеличение (до резкого преобладания) доли крупноалеврито-песчаных зерен, а также заметное повышение содержания гравийно-галечных обломков при одновременном существенном сокращении мощности отложений, т.е. резком снижении темпов накопления (в зоне развития алевропесков они составляют не более 10–50 мм/1000 лет, что соответствует значению [13], встречающимся в пелагиали). Наблюдающаяся в осадках отчетливая прямая зависимость между количествами содержащихся в них крупноалевритово-песчаных зерен и псефитовых обломков (продуктов явного айсбергово-ледового разноса) позволяет судить о том, что первые имеют тот же механизм поставки в акваторию, что грубообломочный материал. А поскольку, как установлено в работах [12, 28], морские льды и айсберги вообще разносят преимущественно тонкозернистый материал, то вполне вероятно, что такой способ транспортировки имеет и часть мелкоалеврито-глинистого вещества изученных

голоценовых осадков. Таким образом, глинистые и алевроито-глинистые отложения рассматриваемого района можно с достаточным основанием отнести к айсбергово-ледово-морским образованиям, а алевропески, в которых доминируют продукты ледового и айсбергового разноса, следует, по аналогии с выделяемыми вокруг Антарктиды [11] айсберговыми осадками, обособить в самостоятельную новую группу морских айсбергово-ледовых отложений.

Характерная для района существенная однородность структуры морских осадков по вертикали, нарушаемая лишь появлением на части площади тонкого поверхностного слоя более грубых айсбергово-ледовых отложений, показывает, что в зоне наибольших глубин данной акватории весь голоцен, а в области меньших ($< 150\text{--}170$ м) глубин — значительную его часть существовали достаточно стабильные условия осадконакопления. Происходившие некоторые флуктуации гидрологического режима проявились, очевидно, главным образом только в изменении продуктивности планктона и бентоса, что привело к возникновению в осадках горизонтальной слоистости в результате послойно неодинакового содержания остатков макрофауны и включений гидротроилита (количество последнего в разрезе, по-видимому, прямо связано с обогащенностью отложений органическим веществом). Возникший на отметках выше $150\text{--}170$ м тонкий более грубый поверхностный слой, особенно резко выделяющийся насыщенностью псефитовыми обломками, сформирован при существенном изменении седиментационной обстановки в данной зоне глубин. Эти изменения, связанные с активизацией процессов выноса тонких (мелкоалевритоглинистых) частиц и соответственной концентрацией более грубых продуктов айсбергово-ледового разноса, произошли при некотором усилении скорости придонных течений (на несколько сантиметров в секунду, судя по диаграмме Юльстрема [24]) в области малых и средних глубин района. Усиление процессов выноса тонких фракций, преобладающих среди поступающего в рассматриваемую акваторию терригенного вещества, привело к естественному резкому падению общих темпов осадконакопления в зоне глубин менее $150\text{--}170$ м. Об этом свидетельствуют такие особенности поверхностного слоя айсбергово-ледовых осадков, как интенсивное "железистое выветривание" псефитовых обломков, обусловленное их длительным экспонированием на поверхности дна, и присутствие железомарганцевых конкреций. Охарактеризованные выше сравнительно "недавние" изменения гидрологического режима водной толщи, проявившиеся в изученной акватории, имеют не локальный, а региональный характер, на что указывает исключительно широкое развитие поверхностных скоплений грубообломочного материала, подвергшегося интенсивному "железистому выветриванию", и связанных с ними железомарганцевых конкреций в самых разных частях Баренцева моря [6, 22 и др.]. Естественно, что весьма масштабной должна быть и причина, вызвавшая данные гидрологические процессы. Такой, на наш взгляд, причиной является широко проявившееся и в изменении растительного мира Северной Евразии [23] позднеголоценовое (5 тыс. лет назад) похолодание: согласно анализу длительных современных гидрометеорологических циклов в Арктическом бассейне [17], оно должно было вызвать определенную интенсификацию общей системы течений в Баренцевом море.

* *
*

В изученной приновоземельской части Баренцева моря четвертичные отложения маломощным покровом залегают на дислоцированных триасовых образованиях. Этот покров имеет очень молодой (вероятно, не более $13\text{--}15$ тыс. лет) возраст и состоит из верхневалдайской морены и голоценовых морских осадков. Ледниковые отложения, связанные с Новоземельским покровом, с резким

экзарационным контактом налегают на триасовую толщу. Они сформировались в одну из завершающих стадий позднеплейстоценовой фронтальной дегляциации восточной части Баренцева моря и слагают ориентированные субпараллельно Новой Земле линейно вытянутые грядово-западинные конечно-моренные формы. Голоценовые осадки с седиментационным несогласием, но без размыва перекрывают морену. Они накапливались в открытом морском бассейне, близком современному (со значительной осадкообразующей ролью морских льдов и айсбергов) в соответствии с общими закономерностями морской терригенной седиментации. Ледниковые и залегающие на них морские отложения сформировались в существовании разных седиментационных обстановках и поэтому резко различаются условиями залегания (характер подошвы, кровли, распределения мощностей), структурно-текстурными, вещественными особенностями и закономерностями пространственной изменчивости своих характеристик. Своеобразием ледниковых образований района, как и морен в других частях Баренцева моря и прилегающего европейского Северо-Востока бывшего СССР, является присутствие в них остатков морской макро- и микрофауны, ассимилированных из более древних межледниковых морских отложений (наличие в этих осадках морских органических остатков – решающий генетический аргумент сторонников ортодоксально-маринистической концепции).

Поздневалдайско-голоценовый ледниково-межледниковый цикл осадконакопления в изученной части баренцевоморского шельфа отвечает последнему регрессивно-трансгрессивному ритму седиментации на шельфах низких и средних широт. Однако если на последних терригенное осадконакопление в значительной степени определялось гляциоэвстатическими колебаниями уровня Мирового океана, то на Баренцевоморском высокоширотном гляциальном шельфе оно непосредственно контролировалось климатическими факторами. Именно с ними в рассматриваемом районе Баренцева моря связано формирование континентальной морены, а затем (после дегляциации шельфа) и накопление морских осадков. Эти же факторы проявились и в активном влиянии на голоценовую седиментацию транспортирующей деятельности морских льдов и айсбергов, а также (как следствие позднеголоценового похолодания) – в возникновении поверхностных скоплений грубообломочных продуктов айсбергово-ледового разноса и связанных с ними железомарганцевых конкреций.

Список литературы

1. Гатауллин В.Н., Поляк Л.В. О присутствии ледниковых отложений в Центральной впадине Баренцева моря // Докл. АН СССР. 1990. Т. 314. № 6. С. 1463–1467.
2. Геология СССР. Т. 26. М.: Недра, 1970. 547 с.
3. Гроссвальд М.Г. Покровные ледники континентальных шельфов М.: Наука, 1983. 216 с.
4. Данилов И.Д. Криолитогенез и его отличительные черты // Литология и полез. ископаемые. 1990. № 1. С. 3–12.
5. Данилов И.Д., Полякова И.Е. Палеоклимат позднего плейстоцена и голоцена Западной Сибири и Печорской низменности // Палеоклиматы позднеледникового и голоцена. М.: Наука, 1989. С. 145–151.
6. Кленова М.В. Геология Баренцева моря. М.: Наука, 1960. 367 с.
7. Крапивнер Р.Б., Гриценко И.И., Костюхин А.И. Позднекайнозойская сейсмостратиграфия и палеогеография Южно-Баренцевоморского региона // Четвертичная палеоэкология и палеогеография Северных морей. М.: Наука, 1988. С. 103–123.
8. Лаврушин Ю.А. Строение и формирование основных морен материковых оледенений. М.: Наука, 1976. 237 с.
9. Лаврушин Ю.А. Гляциальный шельф: строение, осадконакопление, палеогеография // Генезис осадков и фундаментальные проблемы литологии. М.: Наука, 1989. С. 91–109.
10. Лаврушин Ю.А., Алексеев В.В., Чистякова И.А., Хасанкаев В.Б. Типы осадков и эволюция обстановок осадконакопления Баренцева моря в поздне- и послеледниковое время // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 2. С. 82–90.

11. Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974. 438 с.
12. Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 392 с.
13. Лисицын А.П. Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. М.: Наука, 1988, 309 с.
14. Матишов Г.Г. Общие черты геоморфологии и новейших отложений дна // Палеогеография и палеоэкология Баренцева и Белого морей. Апатиты: Кольск. фил. АН СССР, 1987. С. 7–23.
15. Матишов Г.Г. Мировой океан и оледенение Земли. М.: Мысль, 1987. 289 с.
16. Милеев В.С. Морфологическая классификация стратиграфических несогласий // БМОИП. Отд. геол. 1989. Т. 64. Вып. 6. С. 15–28.
17. Никифоров Е.Г., Шпайхер А.О. Закономерности формирования крупномасштабных колебаний гидрологического режима Северного ледовитого океана. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 267 с.
18. Павлидис Ю.А., Дунаев Н.Н., Медведев В.С. Реконструкция позднеледникового оледенения на шельфе Западно-Арктических морей // Проблемы четвертичной палеоэкологии и палеогеографии Северных морей (тез. докл.). Апатиты: Кольск. фил. АН СССР, 1987. С. 83–85.
19. Поляк Л.А., Сахарова И.А., Замилатская Е.К. Общие черты развития фауны // Палеогеография и палеоэкология Баренцева и Белого морей в четвертичный период. Апатиты: Кольск. фил. АН СССР, 1987. С. 43–61.
20. Проблемы кайнозойской палеоэкологии и палеогеографии морей Северного Ледовитого океана. Тез. докл. 3 Всесоюз. конференции. Апатиты: Кольск. научн. центр АН СССР, 1989. 107 с.
21. Стелле В.Я., Савваитов А.С., Якубовская И.Я. и др. Стратиграфия поздне-последнеледниковых отложений и некоторые аспекты дегляциации в пределах восточной части шельфа Баренцева моря // Проблемы кайнозойской палеоэкологии и палеогеографии морей Северного Ледовитого океана (тез. докл.). Апатиты: Кольск. научн. центр АН СССР, 1989. С. 80–81.
22. Тарасов Г.А., Алексеев В.В. Литолого-экологические особенности среды обитания организмов // Палеогеография и палеоэкология Баренцева и Белого морей в четвертичный период. Апатиты: Кольск. фил. АН СССР, 1987. С. 24–43.
23. Хотинский Н.А. Голоцен Северной Евразии. М.: Наука, 1977. 198 с.
24. Шонф Т. Палеоокеанология. М.: Мир, 1982. 311 с.
25. Эпштейн О.Г. Морфогенетические особенности грубообломочного материала плейстоценовых валунных суглинков севера европейской части СССР // Палеогеография и полезные ископаемые плейстоцена севера Евразии. Л.: ВГО, 1986. С. 106–110.
26. Эпштейн О.Г., Гатауллин В.Н., Романюк Б.Ф. Позднеледниковое осадконакопление в южной части Баренцева моря – гляцигенный вид терригенной лавинной седиментации // Геология океанов и морей (тез. докл. 9 Всесоюз. школы морской геологии). Т. 1. М.: ИО АН СССР, 1990. С. 143–144.
27. Arctic research: advances and prospects. Pt 2. Moscow: Nauka, 1990. 447 p.
28. Barnes P.W., Reimnit E., Fox D. Ice rafting of fine-grained sediment, a sorting and transport mechanism. Beaford Sea, Alaska // J. Sediment. Petrol. 1982. V. 52. N 2. P. 492–502.
29. Eyles C.H., Eyles N., Miall A.D. Models of glaciomarine sedimentation and their application to the interpretation of ancient glacial sequences // Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecolog. 1985. N 51. P. 15–84.
30. Powell R.S. Glaciomarine processes and inductive lithofacies modelling of ice shelf and tidewater glacier sediments based on Quarternary examples // Marine Geol. 1984. N 57. P. 1–52.

ВНИИморгео, Рига

Поступила в редакцию
30.IX. 1991

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.351 (571.64)

© 1993 Усенков С.М.

ГРАНУЛОМЕТРИЯ ПРИБРЕЖНО-МОРСКИХ ОСАДКОВ
СЕВЕРО-ВОСТОКА САХАЛИНА

Гранулометрический состав — одна из важнейших характеристик донных осадков. Его изучение проводится с разными целями. При исследованиях прибрежной зоны моря наиболее важно то обстоятельство, что гранулометрические особенности служат надежным индикатором среды осадконакопления и являются достаточной основой для выявления закономерностей механической дифференциации обломочного материала и фациального анализа [6, 7, 9].

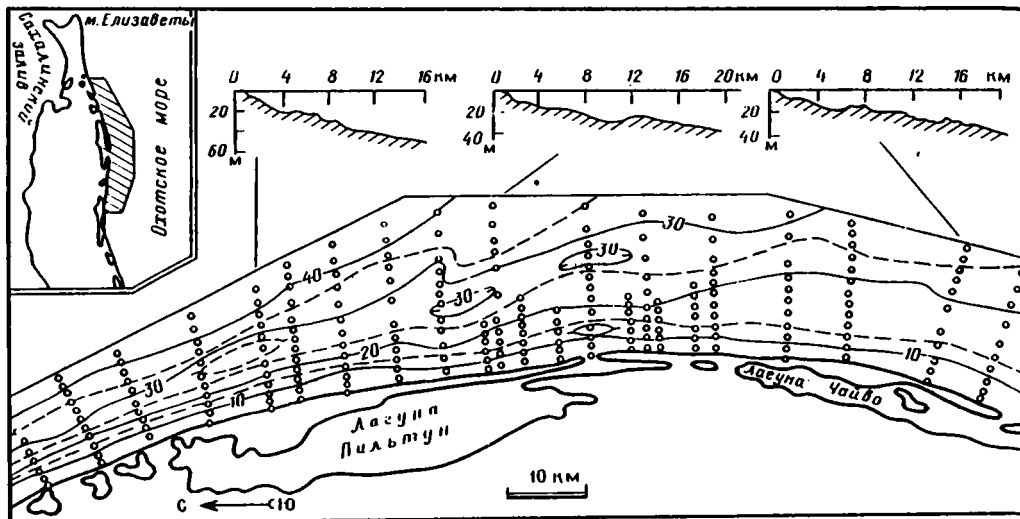
Общая характеристика прибрежной зоны северо-востока Сахалина. Берега и дно исследованного района сложены главным образом рыхлыми терригенными (в основном глинисто-песчаными) отложениями окобайской (поздний миоцен) и нутовской (плиоцен) свит неогена.

По характеру строения и развития побережье относится в основном к аккумулятивному типу. Характерная особенность — широкое развитие лагун. Основными элементами строения служат различные аккумулятивные формы: косы, пересыпи, береговые бары. Подводный береговой склон отмельный, сложен рыхлыми осадками и осложнен аккумулятивными телами.

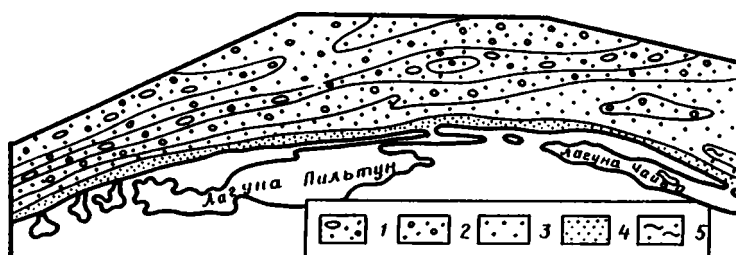
Побережье северо-востока Сахалина подвержено активному воздействию ветрового волнения и волн зыби. Обычная высота волн в прибрежном районе колеблется от 1 до 2 м. Максимальные высоты волн составляют 7,0 и 5,6 м. Ветровые волнения и зыбь индуцируют разнообразные волновые течения, скорости которых могут достигать весьма значительных (до 127 см/с) величин. Существенную роль в прибрежной циркуляции играют также приливные колебания уровня, достигающие 2,3 м. Они вызывают периодическое смещение зон наиболее активного воздействия на дно, и, кроме того, с ними связаны приливные течения, скорости которых достигают 60 см/с.

В соответствии с типом деформации волн, степенью их воздействия на дно и влиянием других гидродинамических факторов в прибрежной части шельфа Сахалина выделяется несколько зон. Каждая зона соответствует строго определенному участку береговой полосы. При этом, как показал анализ многолетних наблюдений, распределение мощности активного слоя осадков (слоя гидродинамической переработки) соответствует особенностям деформации волн на мелководье [9]. Подводный склон разделяется на две части. В первой из них, ближайшей к урезу и соответствующей зоне забурунивания волн, в процессе выработки профиля равновесия склона образуются подводные валы. Максимальная мощность активного слоя здесь составляет 2,6 м. Далее в море, за зоной валов, за пределами области разрушения волн дно резко выполаживается, валы пропадают. Эта область отвечает зоне начальной деформации волн, началу их взаимодействия с дном. Мы вслед за Н.А. Айбулатовым (1978 г.) называем ее *внешней зоной*. Ее верхняя граница проходит в районе 6–8-метровой изобаты, а нижняя совпадает с глубиной начального воздействия на дно наиболее крупных штормовых волн. Это зона относительно слабой деформации волн открытого моря, начинающих испытывать трение о дно. Кратковременные и многолетние изменения рельефа дна здесь невелики, но объемы переносимых наносов могут достигать значительных величин.

Гранулометрический анализ. Гранулометрическому анализу было подвергнуто более 300 проб поверхностных осадков северо-востока Сахалина, отобранных на подводном береговом склоне от уреза до изобаты 45–50 м (фиг. 1). Анализ проводился по общепринятой



Фиг. 1. Картограмма опробования донных осадков и батиметрия прибрежной зоны северо-востока Сахалина



Фиг. 2. Распределение гранулометрических типов прибрежно-морских осадков

1 — гравийно-галечные осадки со средне- и крупнозернистым песком; 2 — 4 — пески (2 — разнозернистые с гравийно-галечным материалом, 3 — среднезернистые, 4 — мелкозернистые); 5 — крупные алевриты

методике в диапазоне от 0,04 до 2,5 мм с помощью 19-фракционного набора сит. Результаты анализа обрабатывались на ЭВМ по программе, которая предусматривает вычисление всех известных статистик методом моментов по весу и счету зерен [8]. Наиболее информативны, на наш взгляд: средний размер, стандартное отклонение или коэффициент отсортированности осадков, коэффициент вариации, относительная энтропия, асимметрия и эксцесс эмпирических полигонов распределения (ЭПР). Параметры рассчитывались как по весу, так и в пересчете на число зерен в размерных фракциях. Гранулометрические данные по косвенному счету частиц в ряде случаев обладают наибольшей информативностью для оценки относительных энергетических сил среды седиментации, что, по мнению Г.Ф. Рожкова [6], связано со значительной ролью суспензионного способа транспортировки обломочного материала. В донных осадках исследованного района преобладают средне- и крупнозернистые пески и гравийно-галечные осадки. Как правило, моды этих осадков имеют размеры (и по данным веса, и по данным счета) от 0,35 до 1,125 мм. Частицы указанных размеров обычно транспортируются путем волочения или перекатывания. Таким образом, именно этот (а не суспензионный) способ перемещения обломочного материала имеет основное значение. Следовательно, данные косвенного счета, отражающие число (концентрацию) тонкозернистых частиц в осадках, не являются более информативными для оценки энергетических уровней гидродинамической обстановки по сравнению с весовыми. Более того, они могут завуалировать

(частично или полностью) статистическую значимость крупнозернистых фракций и тем самым исказить реальную картину динамического воздействия. Исходя из этих соображений в работе предпочтение отдается весовым данным.

Гранулометрические типы донных осадков. Осадки прибрежной зоны северо-востока Сахалина представлены исключительно терригенными разностями, которые образуют широкий гранулометрический спектр: от галечных до крупных алевритов включительно. На основании результатов дробного (19-фракционного) ситового анализа с учетом преобладающей фракции и среднего размера частиц выделены следующие основные типы донных осадков: гравийно-галечные, разнотерристые пески с гравийно-галечным материалом, средне-, мелкозернистые пески и крупные алевриты.

Как видно из картосхемы (фиг. 2), построенной по методу преобладающей фракции с учетом коэффициента отсортированности, есть четкие закономерности в пространственном распределении отдельных типов осадков прибрежной зоны исследованного района.

Подводный береговой склон до изобаты 6–8 м слагают среднетерристые пески, которые образуют узкую полосу примерно одной и той же ширины (1–1,5 км), прослеживающуюся вдоль всего побережья. В морфодинамическом отношении поле развития среднетерристых песков отвечает зоне подводных валов, где идет активное забурунивание и разрушение ветровых волн.

Далее в море среднетерристые пески постепенно сменяются мелкозернистыми песками, образующими также параллельную берегу полосу, ширина которой остается практически постоянной (2,5–3 км) в северной и центральной частях района исследований и довольно резко возрастает в южной части (начиная с северной оконечности лагуны Чайво), достигая здесь 10 км. Нижняя граница распространения проходит по изобате 20–24 м. Поле распространения данного типа осадков соответствует той части внешней зоны подводного берегового склона, где наблюдается деформация ветровых волн.

В полосе развития мелкозернистых песков на глубинах 12–16 м отмечается зона развития более крупных осадков (разнотерристых песков), которая в южной части района выражена достаточно четко в виде широкой полосы, а в центральной и северной частях — в виде отдельных проб с значительным содержанием разнотерристого (в основном среднетерристого) материала.

На глубинах свыше 20–24 м мелкозернистые пески сменяются разнотерристыми (в основном среднетерристыми) песками с гравийно-галечным материалом.

В поле развития разнотерристых песков подводного берегового склона на глубинах 22–25 м фиксируется относительно узкая (1–1,5 км) на севере и более широкая (2,0–3,0 км) на юге полоса гравийно-галечных осадков со значительным содержанием (до 45%) средне- и крупнозернистого песчаного материала. Зона развития грубых осадков шириной до 3,0 км отмечается также в северной части исследованного района на глубинах свыше 38–40 км.

Крупные алевриты имеют крайне ограниченное распространение. Они отмечаются лишь в отдельных пробах, приуроченных, как правило, к понижениям в рельефе дна.

Анализ распределения отдельных типов осадков исследованного района позволяет сделать некоторые общие выводы.

Во-первых, наиболее распространенными осадками являются разнотерристые пески (преимущественно среднетерристые), сравнительно меньшее значение имеют гравийно-галечные осадки и мелкозернистые пески, крупные алевриты распространены крайне ограниченно.

Во-вторых, осадки распространены полосами, которые за редким исключением идут параллельно изобатам, т.е. распространение отдельных типов осадков контролируется рельефом дна и гидродинамикой.

В-третьих, появление разнотерристых песков с гравийно-галечным материалом и гравийно-галечных осадков на глубинах свыше 20–24 м нарушает общую картину распределения осадков от берега в море, когда более крупные осадки сменяются более мелкими.

Одна из возможных причин подобного аномального распределения осадков, по мнению некоторых исследователей — эрозия конседиментационных поднятий. Действительно, в рельефе дна изученного района (особенно в более мелководной южной его части) фиксируется ряд положительных форм в диапазоне глубин от 20 до 50 м (см. фиг. 1, 2), происхождение которых связывается с продолжающимся развитием береговых структур или самостоятельных складок [2]. Вместе с тем структурные исследования осадков, слагающих апикальные участки этих форм, показали, что они не отличаются ни более значительными размерами обломочного материала, ни более высокой степенью отсортированности от осадков прилегающих участков дна. Приведенные факты свидетельствуют об отсутствии реакции структуры осадков на размыв дна над растущими поднятиями. А наличие обрастающих

**Значения основных granulометрических параметров
наиболее распространенных типов донных осадков**

Тип донных песков (глубина, м)	Число проб	Средний размер, мм	Стандарт	Коэффициент вариации
Среднезернистые (от 0 до 8)	135	<u>0,28–0,34</u> 0,32	<u>0,38–0,52</u> 0,40	<u>0,23–0,46</u> 0,29
Мелкозернистые (от 6 до 24)	104	<u>0,18–0,22</u> 0,21	<u>0,26–0,44</u> 0,36	<u>0,29–0,53</u> 0,43
Разнозернистые (свыше 24)	39	<u>0,38–1,29</u> 0,65	<u>0,38–0,64</u> 0,56	<u>0,07–0,29</u> 0,20

Тип донных песков (глубина, м)	Относительная энтропия	Асимметрия	Экссесс
Среднезернистые (от 0 до 8)	<u>0,54–0,70</u> 0,61	<u>(–0,56)–(–0,20)</u> –0,34	<u>0,03–1,87</u> 0,98
Мелкозернистые (от 6 до 24)	<u>0,50–0,63</u> 0,55	<u>(–1,07)–(+0,20)</u> –0,82	<u>0,5–4,2</u> 2,7
Разнозернистые (свыше 24)	<u>0,59–0,79</u> 0,70	<u>0,08–1,38</u> +0,60	<u>(–0,42)–1,03</u> +0,41

Примечание. В числителе приведены пределы значений, в знаменателе – среднее значение.

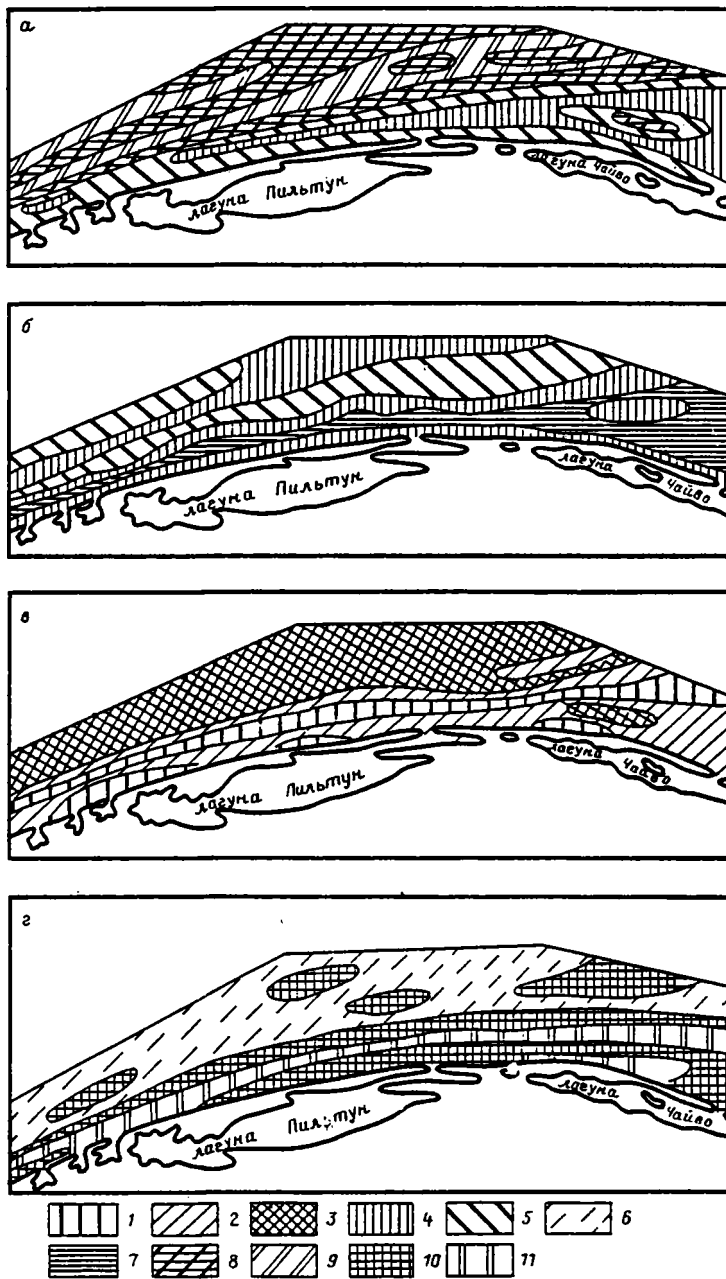
бентосными организмами грубых осадков свидетельствует о том, что образование и изменение их в настоящее время не происходят. Следовательно, положительные формы рельефа подводного берегового склона на глубинах свыше 20 м являются реликтовыми.

К реликтовым авторы относят и выделяемые по данным эхолотирования абразионные уступы и прилегающие к ним платформы, фиксируемые на эхограммах в виде четких перегибов дна или гофрированности (пилообразности) в рельефе.

К описанным формам рельефа (абразионным, аккумулятивным) приурочены поля распространения разнозернистых песков с гравийно-галечным материалом и гравийно-галечных осадков, которые также являются остаточными (реликтовыми).

Комплексы именно абразионных форм и сопутствующих грубых преимущественно гравийно-галечных осадков несомненно указывают положение затопленных береговых линий, фиксирующих временные стояния уровня моря в ходе последней послеледниковой трансгрессии. Всего в пределах изученной части подводного берегового склона северо-востока Сахалина выявлено три таких линии, расположенных соответственно на глубинах 12–16, 22–25 и свыше 40 м. Примерно на этих же глубинах по геолого-геофизическим данным установлены древние береговые линии и маркирующие их реликтовые осадки на западном побережье Сахалина [1], на шельфе юго-западной (Сахалинский залив) [10] и юго-восточной (западная Камчатка) частей Охотского моря, а также в Японском море [3, 4]. Данные палинологических исследований и определений возраста по ^{14}C свидетельствуют о том, что во всех указанных регионах в пределах подводного берегового склона до глубины 50 м береговые линии относятся к голоценовой стадии развития последней послеледниковой трансгрессии. В голоценовой стадии выделяются три этапа: нижнеголоценовый (от 10200 до 8000 лет назад), среднеголоценовый (от 8000 до 2500 лет назад) и верхнеголоценовый (от 2500 лет назад до наших дней). На северо-восточном побережье Сахалина этим этапам соответственно отвечают береговые линии (формы рельефа и комплексы прибрежно-морских осадков) на глубинах свыше 38–40; 22–25 и 12–16 м.

Структурные особенности донных осадков. Результаты статистической обработки данных granulометрического анализа показали, что отдельные типы осадков подводного берегового склона достаточно существенно отличаются друг от друга по структурным параметрам. Из таблицы, где приведены значения основных статистик, следует, что каждому



Фиг. 3. Распределение значений средних размеров зерен, мм (а), вариации (б), асимметрии (в) и эксцесса (г) гранулометрического состава прибрежно-морских осадков

1 - $< (-0,5)$; 2 - $(-0,5) - 0$; 3 - > 0 ; 4 - $< 0,25$; 5 - $0,25 - 0,5$; 6 - $< 0,5$; 7 - $> 0,5$; 8 - $0,5 - 1,0$; 9 - $> 1,0$; 10 - $0,5 - 2,0$; 11 - $> 2,0$

типу осадков отвечает свой собственный комплекс значений основных структурных параметров, или, иными словами, своя структурная организация.

Среднезернистые пески зоны подводных валов на глубинах от 0 до 8 м характеризуются относительно высокой степенью отсортированности по значениям вариации, стандарта и относительной энтропии. ЭПР осадков в основном унимодальные с невысокими отрицательными значениями асимметрии и небольшими положительными значениями эксцесса. Указанные структурные особенности осадков обусловлены активностью гидродинамических процессов в зоне подводных валов. Здесь располагается область наивысших (127 см/с) значений волновых скоростей.

В пределах этой зоны отмечается четкая взаимосвязь морфологических элементов (валов и ложбин) с распределением обломочного материала по плотности [5] и размеру. Для подводных валов характерны более высокие значения средних размеров зерен, чем в межвальных ложбинах. Осадки, слагающие валы, лучше отсортированы.

Мелкозернистые пески внешней зоны подводного берегового склона, располагающиеся в зоне начальной деформации ветровых волн (глубины от 6 до 24 м), отличаются наиболее низкими значениями средних размеров зерен, средней степенью отсортированности по значениям стандарта и вариации, что свидетельствует об относительной вялости протекающих здесь процессов.

Вместе с тем высокие положительные значения эксцесса (см. таблицу) и значительное содержание тяжелых минералов в мелкопесчаной фракции [9] говорят об относительно глубокой степени дифференциации осадков, что обусловлено совместным действием в этой части подводного берегового склона своеобразного тандема стабильных во времени и интенсивности проявления гидродинамических факторов — приливно-отливных течений и длиннопериодных волн зыби.

Реликтовые осадки (разнозернистые пески с гравийно-галечным материалом на глубинах свыше 24 м) обладают высокой степенью отсортированности по значениям вариации, ЭПР осадков в основном унимодальные (реже бимодальные) с невысокими положительными значениями асимметрии и эксцесса.

Достаточно детально и наглядно особенности структурной организации осадков проявляются при изучении пространственного распределения значений основных статистик гранулометрического состава (фиг. 3). Не останавливаясь подробно на описании распределения каждого параметра, укажем, что ареалы повышенных значений среднего размера зерен связаны с реликтовыми осадками. Для последних характерны также низкие значения вариации (высокая степень отсортированности). Эти факты свидетельствуют о значительной активности динамики среды седиментации в период образования данных осадков. В настоящее время при существующем гидродинамическом режиме в зоне распространения реликтовых отложений идет лишь незначительная аккумуляция более тонкого материала, которая обуславливает небольшую положительную асимметрию ЭПР осадков (увеличение доли трюхих фракций). Аккумуляция приводит также к уплотнению ЭПР (уменьшению эксцесса), но вместе с тем в зоне распространения реликтовых осадков не отмечается проб с резко отрицательным эксцессом. Следовательно, аккумуляция здесь не имеет массового характера, а идет спорадически. Иными словами, обломочный материал преодолевает эту часть подводного берегового склона в основном транзитом.

В распределении всех без исключения структурных параметров есть одна общая закономерность: ареалы тех или иных значений образуют в большинстве случаев полосы, параллельные береговой линии. Это свидетельствует о более высоком градиенте изменений структурной организации осадков в поперечном направлении, чем в продольном. Следовательно, главную роль в гранулометрической дифференциации обломочного материала играет поперечное перемещение.

Список литературы

1. Боярская Т.Д., Введенская А.И., Порогов Л.В. Позднеплейстоценовые и голоценовые отложения Татарского пролива // Геология и геоморфология шельфов и материковых склонов. М.: Наука, 1985. С. 118—122.
2. Журавлев А.В., Лившиц М.Х., Остистый Б.К. и др. Шельф Сахалина. М.: Недра, 1975. 191 с.
3. Короткий А.М., Шумов Г.И. Геоморфологические и литолого-фациальные критерии распознавания плейстоценовых береговых линий (на примере Японского моря) // Колебания уровня морей и океанов за 15 000 лет. М.: Наука, 1982. С. 208—221.
4. Кузьмина Н.Н., Шумова Т.Н., Воскресенская Г.И. и др. О среднеплейстоценовых отложениях шельфа Японского моря // Докл. АН СССР. 1982. Т. 282. № 3. С. 679—683.

5. Логвиненко Н.В., Барков Л.К., Усенков С.М. Характер и дифференциация донных осадков в прибрежной зоне северо-восточной части о-ва Сахалин // Вестн. ЛГУ. 1983. № 24. С. 19–27.
6. Рожков Г.Ф. Гранулометрическая интерпретация параметров по данным дробного ситового анализа // Гранулометрический анализ в геологии. М.: Наука, 1978. С. 5–25.
7. Рожков Г.Ф. Дифференциация обломочного материала и гранулометрическая диаграмма асимметрия — эксцесс по косвенному счету частиц // Механическая дифференциация твердого вещества на континенте и шельфе. М.: Наука, 1978. С. 97–117.
8. Рожков Г.Ф., Куликов В.Д. Методика автоматической обработки результатов дробного анализа // Тр. Всесоюз. нефтяного н.-и. геол. — развед. ин-та. 1975. Вып. 372. С. 94–118.
9. Усенков С.М. Фации прибрежной зоны северо-востока Сахалина // Вестн. ЛГУ. 1990. № 1. С. 3–8.
10. Хершберг Л.Б., Рязанцев Л.А., Гуськов Л.Г. и др. Древние береговые линии последне-иковой трансгрессии на шельфе Японского и Охотского морей // Колебания уровня морей и океанов за 15 000 лет. М.: Наука, 1982. С. 196–207.

Санкт-Петербургский
государственный университет

Поступила в редакцию
31. I. 1991

УДК 552.54:552.22

© 1993 Станкевич Е.Ф., Баталин Ю.В.,
Чайкин В.Г.

МИНЕРАЛЫ СОДОНОСНЫХ ОСАДОЧНЫХ И ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ

Изучение ископаемых содоносных формаций началось лишь 50 лет назад, после случайного обнаружения уникальных скоплений троны в эоценовой формации Грин-Ривер в штате Вайоминг (США). До этого среди геологов господствовали представления о том, что более или менее значительных месторождений ископаемой природной соды не может быть. Изучение литологии и минерального состава содовых пород формации Грин-Ривер, начатое американскими учеными сразу же после их открытия (У. Бредли, Ч. Милтон, Х.П. Югстер, Дж. Дини, Дж. Хайт и др.), выявило уникальность минерального состава пород и большое число аутигенных минералов, ранее считавшихся гипогенными. В СССР изучение содоносных отложений с целью их прогнозирования и поисков было начато в 1968 г. во ВНИИгеолнеруде, в результате чего появились первые обобщения по распространению и литологии содоносных образований и полезных ископаемых, связанных с ними [1, 5]. Впоследствии в нашей стране было открыто два месторождения и более 50 проявлений давсонита [6], а в Турции в геологических условиях, сходных с закавказскими, — месторождение природной соды Беупазари с запасами более 100 млн. т [4].

Как установлено, содоносные образования могут быть полигенными. Из них наиболее интересными, характерными и промышленно ценными являются осадочные эвапоритовые формации, образовавшиеся при содовом галогенезе. От других соленосных формаций их отличает присутствие большого количества минералов, содержащих карбонаты и бикарбонаты, а также фториды натрия и кальция (трона, натрон, нахколит, термонарит, буркеит, ганксит, пирсонит, шортит, гейлюссит, виллиомит, криолит и др.). Из сульфатных и хлоридных минералов в них присутствуют только натриевые и кальциевые (галит, сильвин, тенардит, мирабилит, сульфогалит и др.). Хлориды и сульфаты кальция и магния в содоносных отложениях отсутствуют. Из них иногда появляется вторичный гипс, образующийся в гипергенных условиях при окислении пирита и других сульфидных минералов. Карбонатные минералы щелочноземельных элементов (преимущественно доломит, кальцит, магнезит и др.) распространены очень широко.

Для содоносных эвапоритовых отложений весьма характерны некоторые бораты (типелит и др.) и боросиликаты (ридмержерит и др.), не встречающиеся в эвапоритовых образованиях хлоридного и сульфитного галогенеза. Среди аутигенных силикатных и алюмосиликатных минералов содоносных эвапоритовых отложений имеются такие, которые

**Распределение аутигенных минералов в осадочных,
осадочно-вулканогенных и магматогенных содоносных отложениях**

Минералы	Во всех содоносных отложениях	В осадочных эвапоритовых отложениях:			В осадочных и вулканогенно-осадочных отложениях	В магматогенных отложениях		Минералы общие в формации Грин-Ривер и Хибинском и Ловозерском массивах
		формация Грин-Ривер	осадки современных озер	всего		Хибинский и Ловозерский массивы	лавы вулканов Олдоинь-Ленгаи и Керимаси	
Карбонаты	45	28	17	32	9	17	7	11
В том числе содержащие натрий и калий	27	17	11	20	2	11	4	8
Сульфаты	7	3	4	7	2	2	—	2
Хлориды и фториды	6	4	4	6	1	4	1	3
Бораты и боросиликаты	9	5	6	9	—	—	—	—
Фосфаты	15	2	—	2	—	14	—	1
Сульфиды	16	4	—	4	11	5	1	1
Оксиды	16	4	3	3	11	6	2	2
Силикаты и алюмосиликаты	89	30	11	36	16	50	1	6
Всего	203	80	45	101	50	98	12	26

образуются преимущественно в содовой обстановке в водной среде повышенной минерализации. Менее определенно можно говорить в отношении фосфатов, сульфидов и оксидов.

Наиболее типичными и изученными представителями осадочных эвапоритовых образований содового типа являются содоносная формация Грин-Ривер и осадки современных соляных содовых озер Сирлз, Оуэнс (США), Магади, Туркана (Кения), Чад (Чад), Танатар (СССР) и др. Изучение литературного материала показало, что в эвапоритовых содоносных отложениях отмечено присутствие 99 аутигенных минералов, из которых многие являются породообразующими. Минеральный состав пород месторождения природной соды Беупазари и других новых проявлений содовой эвапоритовой минерализации изучен еще очень слабо и не дополняет списки минералов, встреченных в формации Грин-Ривер.

Содоносные осадочные и вулканогенно-осадочные (не эвапоритовые) отложения по своему минеральному составу заметно отличаются от эвапоритовых. Во-первых, из минералов, содержащих карбонаты и бикарбонаты натрия, в них встречены лишь давсонит и тунисит, образующиеся в менее жестких условиях по сравнению с троной, нахколитом и другими высокосодовыми минералами. Во-вторых, общее количество аутигенных минералов в них меньше (50), чем в содоносных эвапоритовых образованиях (таблица). В-третьих, они богаче эвапоритовых содоносных образований сульфидами и оксидами. Ассоциации аутигенных минералов в содоносных осадочных и вулканогенно-осадочных образованиях близки к ассоциациям минералов низкотемпературных гидротерм. Основные сведения о минералах содоносных осадочных и вулканогенно-осадочных образований (проявления содовой минерализации в глубинных магматогенных образованиях были исключены из рассмотрения) были взяты из работы [2] и дополнены последними данными по проявлениям давсонита в Закарпатье.

В последние годы в Хибинском и Ловозерском массивах ультращелочных пород на Кольском полуострове А.П. Хомяковым [7] были описаны уникальные содоносные образования. Как и большинство исследователей, он считает их гипогенными. В возникновении этих весьма своеобразных горных пород (содалитовых, нозеановых, канкринит-вишневитовых сиенитов, вишневитосодержащих фойзитов, натритсодержащих рихторитов и ийолит-уртитов), содержащих высокие концентрации хлоридов, фторидов, сульфатов и карбонатов натрия, большую роль автор отводит "процессам расслоения первоначально гомогенных магматических расплавов на жидкости существенно силикатного и существенно солевого состава" [8, с. 82]. При этом подчеркивается, что "отражением роли высокой щелочности среды как универсального фактора минерало- и рудообразования может служить также аналогия в минеральном составе ультраагпаитовых пегматитов, с одной стороны, и молодых или современных отложений содовых озер формации Грин-Ривер в США и оз. Магади в Кении — с другой". "Особый интерес вызывает присутствие в первом типе большой группы карбонатов и других солей натрия, а во втором — аутигенных аналогов многих гипогенных силикатов — магнезиоарфедсонита, эгирина, калиевого полевого шпата, альбита, анальцима, виноградита, лабунцевита, лейкофенита, катаплента, эльпидита и др." [8, с. 85, 88].

Как известно, еще А.Е. Ферсман высказывал сомнение в гипогенном происхождении пород Хибинского массива. В последние годы появились суждения о том, что породы Хибинского массива являются метаморфизованными осадочными и вулканогенно-осадочными. Так, например, А.И. Серебрицкий [4] в 1988 г. в докладе на заседании Ленинградского общества естествоиспытателей доказывал, что слагающие Хибинский массив ийолит-уртиты, нефелиновые сиениты, апатито-нефелиновые руды и ассоциирующие с ними газы тяжелых углеводородов являются продуктами глубокой метаморфической переработки вулканогенно-осадочных образований, накопившихся в кальдере древнего вулкана. К этому следует добавить, что изучение изотопного состава минералов и пород Хибино-Ловозерского щелочного комплекса показало, что глубинный углерод имеет в основном коровое происхождение.

Приведенный материал позволяет сравнить ассоциации аутигенных минералов содоносных осадочных эвапоритовых образований (формация Грин-Ривер) и содоносных ультращелочных пород Хибинского и Ловозерского массивов. Сопоставление показало, что пока констатировано 26 общих минералов (см. таблицу), причем большая их часть приходится на соли. Вместе с тем в Хибидах наблюдается отсутствие боратов и боросиликатов, присущих эвапоритам содового типа, и богатство фосфатных минералов, которые почти отсутствуют в эвапоритах.

Из содоносных магматических образований особое положение занимают карбонатитовые лавы африканских вулканов Олдоиньо-Ленгаи и Керимаси [1, 9]. Их образование обычно связывается с дифференциацией щелочных магм. Однако имеется предположение, что "карбонатит-содовые породы вулкана Олдоиньо-Ленгаи возникают не в результате глубинных магматических процессов, а за счет взаимодействия вулканических продуктов с содоносными осадочными породами озерно-континентального происхождения, прорываемыми жерлом вулкана" [1, с. 113]. Подобную же точку зрения примерно в то же время высказал Ч. Милтон (США). Среди аутигенных минералов в лавах вулканов Олдоиньо-Ленгаи и Керимаси являются карбонаты (см. таблицу). В дальнейшем, вероятно, список аутигенных минералов как в содовых лавах, так и в других содоносных образованиях будет пополняться. Изучение их и сравнение с минералами прежде всего эвапоритовых образований несодового типа дает возможность более глубоко подходить к генезису образований, определению и прогнозированию возможных комплексов полезных ископаемых, связанных с этими отложениями.

Список литературы

1. Баталин Ю.В., Касимов Б.С., Станкевич Е.Ф. Месторождения природной соды и условия их образования. М.: Недра, 1973. 208 с.
2. Баталин Ю.В., Чайкин В.Г., Станкевич Е.Ф. и др. Новые зарубежные данные о природной соде и перспективы ее выявления в СССР. М.: ВНИМС, 1987. 53 с.
3. Борщевский Ю.А., Борисова С.Л., Медведевская Н.И. и др. Изотопные особенности минералов и пород Хибино-Ловозерского комплекса и некоторые аспекты проблемы их генезиса // Зап. ВМО. 1987. Вып. 5. С. 532—540.
4. Гавриленко В.В., Кондратьева В.В., Азарова Л.Ф., Жамалетдинов А.А. Ленинградское общество естествоиспытателей. Научная жизнь отделения геологии и минералогии за 1988 г. // Вестн. ЛГУ. Сер. 7. 1989. Вып. 4. С. 102—106.

5. Станкевич Е.Ф., Баталин Ю.В. Континентальный галогенез и связанные с ним полезные ископаемые // Геология и полезные ископаемые соленосных толщ. Киев: Наук. думка, 1974. С. 156–162.
6. Станкевич Е.Ф., Баталин Ю.В., Старосуд А.Н., Чайкин В.Г. Давсонит в СССР и перспективы его промышленного освоения // Бокситы и другие руды алюминиевой промышленности. М.: Наука, 1988. С. 160–169.
7. Хомяков А.П. Новый перспективный тип содового сырья // Природная сода и давсонитопоявления в СССР. М.: Наука, 1985. С. 62–79.
8. Хомяков А.С. Минеральные соли ультраабиссальных пород и их связь с рудоносностью щелочных массивов // Геология руд. месторождений. М., 1988. С. 77–87.
9. Hay R.L. Natrocarbonatite tephra of Keramasi Volcano, Tanzania // Geology. 1983. N 11, 10. P. 599–602.

ВНИИгеолнеруд, Казань

Поступила в редакцию
12.XI.1990

УДК 552.589(552.08)

© 1993 Мудренко Л.М., Орлеанский В.К.,
Крылов И.Н.

ЛАБОРАТОРНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ОБРАЗОВАНИЯ ОНКОЛИТОВ ГРУППЫ OSAGIA

Среди концентрически-слоистых карбонатных, относительно мелких (0,1–10 мм) образований, широко распространенных в осадочных толщах, выделяются две морфологически сходные, но генетически различные группы — оолиты и онколиты. Считается, что оолиты образовались в подвижной морской среде в результате абиогенных процессов осаждения карбоната, а онколиты представляют собой органо-седиментационные структуры, которые также сформировались в гидродинамически активных условиях, но в результате осаждения или улавливания из взвеси и связывания карбонатных частиц под воздействием метаболизма низших микроорганизмов, главным образом цианобактерий [21, 24]. Морфологически онколиты и оолиты часто бывают настолько сходными, что уверенное отнесение конкретного желвака к той или иной группе оказывается почти невозможным. Ситуация усугубляется тем, что в современных условиях и оолиты, и онколиты могут быть обогащены органическим материалом, хотя и в разных количественных соотношениях [17, 24].

Казалось бы, что находки остатков микроорганизмов в окремнелых разностях первично-карбонатных ископаемых онколитов [20, 21] должны доказывать генетическую связь с метаболической активностью микроорганизмов, однако среди этих микроорганизмов часть оказалась эндолитами или аллохтонными элементами (планктонные формы), а воздействие других на образование желваков не поддавалось расшифровке на ископаемом материале. Между тем проблема генезиса онколитов требует скорейшего разрешения по крайней мере по двум причинам. Во-первых, онколиты рассматриваются одной школой исследователей как стратиграфически важные образования, применимые для определения возраста верхнедокембрийских образований или внутрибассейновой корреляции [3–5, 7, 14, 15]. Во-вторых, в литературе появляются факты, свидетельствующие о сравнительно поздней литификации онколитов и о захоронении их в осадок в виде пластичных образований [21], что может быть интерпретировано как довод в пользу сложного происхождения слоистости карбонатов и, следовательно, бесперспективности использования особенностей этой слоистости для выделения стратиграфически значимых таксонов онколитов.

Авторы поставили перед собой цель попытаться в лабораторных условиях смоделировать образование концентрически-слоистых желвачков, сходных с ископаемыми онколитами группы Osagia. Эта группа очень широко распространена в верхнем протерозое, и выделенные в ее составе формы нередко рассматриваются как важнейший стратиграфический инструмент. Морфология и диагностика онколитов группы Osagia подробно рассмотрена И.К. Королук [7], В.Е. Забродины [14], Л.М. Мудренко [11]. Она характеризуется округлой формой желваков, размерами от долей до 8 мм и более, четкой тонкой закономерной концентрической слоистостью, обусловленной чередованием очень тонких, ровных или слегка изви-

листых слоев, различающихся по зернистости карбоната и его окраске. Концентрическая слоистость может начинаться непосредственно от центра желвака или же в центральной его части может находиться какое-либо включение — ядро, обычно не влияющее на форму желвака. Встречаются сложно построенные синтетические желваки; они представляют собой группу мелких онколитов, обернутых общей оболочкой. Важно на лабораторной биологической модели выяснить механизм образования таких ископаемых палеонтологических объектов.

Для моделирования процесса образования онколитов авторы использовали культуры двух видов — *Phormidium laminosum* (Ag) Gom. и *Ph. angustissima* W. et G.S. West., из термофильного цианобактериального сообщества из гидротерм Камчатки. Использование кратерно-озерных, а не морских цианобактерий связано с тем, что лаборатория литотрофных микроорганизмов Института микробиологии РАН имеет опыт выращивания в культурах именно этих видов. *Ph. laminosum* (Ag) Gom. и *Ph. angustissima* W. et G.S. West., представляют собой нити толщиной от 1 до 2 мкм, имеющие мягкую распыляющуюся слизистую оболочку. При массовом росте эти организмы образуют пленочку из переплетенных нитей на поверхности субстрата [2]. Культуру выращивали в среде Г.А. Заварзина, имитирующей состав гидротерм. В воде было растворено, г/л: CaCl_2 0,1; NH_4Cl 0,1; $\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ 0,2; H_3BO_3 0,1; K_2HPO_4 0,01; NaHCO_3 0,3; $\text{NaSiO}_3 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$ 0,3; FeSO_4 0,01; присутствовали также микроэлементы [9, 12]. Для получения раствора, перенасыщенного по карбонату кальция, в культурную среду дополнительно вводили ионы Ca^{2+} и HCO_3^- в виде CaCl_2 (до 2 г/л) и NaHCO_3 (до 6 г/л), что приводило к увеличению общего содержания солей от 1,1 до 9,1 г/л, при добавлении хлоридов и бикарбонатов раствор активно продувался CO_2 и в результате растворения последней значение pH снижалось от 8,5–8,8 до 6,4–6,8, а внесенные дополнительные ионы оставались в растворе, не образуя осадка. Опыты проводили при круглосуточном освещении и температуре 25–30°C (лампы накаливания или люминесцентные 2000 лк).

Использование перенасыщенного раствора согласуется с современными данными о кальцификации цианобактерий [22]. Кроме того, при изучении современных оолитовых песков на мелководье Большой Багамской банки установлено, что оолиты образуются на поверхностном слое донных осадков под влиянием волн и течений, а источником карбонатов в этом случае являются глубинные воды, переносящие карбонат кальция, непрерывно поступающие на поверхность банки, где они не только сильно прогреваются, но и испаряются, вследствие чего понижается растворимость углекислоты и увеличивается содержание карбонатных ионов [6].

Нарушение карбонатного равновесия в нашем эксперименте могло быть достигнуто путем удаления CO_2 в ходе одного из двух процессов или их комбинации — поглощения CO_2 в результате фотосинтезирующей активности цианобактерий, введенных в среду, или же удаления CO_2 из раствора при продувании его воздухом или взбалтывании его на качалке. Первый из этих процессов должен был бы вести, по В.П. Маслову [10], к биохимическому осаждению карбоната кальция и образованию собственно органоседиментационных структур, в формировании которых фотосинтезирующие организмы играли активную роль. При реализации второго процесса только что упомянутые организмы играют роль только уловителей карбонатных частиц, осаждающихся во время сдвига карбонатного равновесия, достигнутого абиогенным путем.

При наших опытах, к сожалению, не удалось достичь реализации первого процесса и мы остановились на втором, полагая, что он имитирует карбонатную разгрузку, которая может происходить в зонах подъема насыщенных карбонатом глубинных морских вод в приповерхностные горизонты бассейна.

В наших опытах при удалении CO_2 вследствие продувания раствора воздухом или взбалтывании его на качалке значение pH поднималось до 8 и выше. Происходило интенсивное выпадение карбонатного осадка, которое заканчивалось, как правило, в течение 1 ч, а количество Ca^{2+} в растворе, определяемое трилометрическим способом, при этом снижалось от 360 до 30 мг/л и ниже.

Для искусственного выращивания онколитоподобных структур раствор помещался на качалку с возвратно-поступательными движениями (15–60 качаний/мин) либо подвергался умеренной барботации воздухом. Данные по современным и древним фитолитостроителям позволяют нам при проведении эксперимента исходить из следующих положений: 1) современные цианобактерии морфологически похожи на докембрийские и это позволяет думать о генетическом сходстве в их формировании; 2) при образовании озагий осуществляются два конкурирующих процесса: активный рост осцилляториевых и выпадение CaCO_3 , но пики их активности разделены во времени; 3) предполагается, что при росте онколитов, т.е.

увеличении количества фитогенных слоев процесс выпадения карбоната кальция должен быть активным, т.е. среда должна быть насыщена (перенасыщена) карбонатом; 4) существенное значение при образовании озгий имеет характерная особенность роста осцилляториевых — их способность оплетать поверхность субстрата [1]; 5) озгии могли образовываться лишь при активном движении воды, например в приливно-отливной зоне.

Получение лабораторных озгий осуществлялось в следующей последовательности.

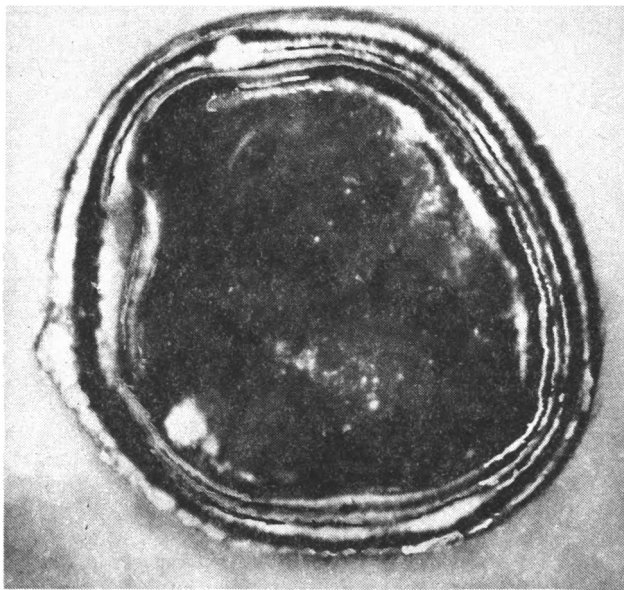
Первая стадия образования озгий — формирование ее затравки. Затравка, как показывает изучение шлифов ископаемых образцов, обычно представляет собой либо неорганические образования (песчинки, обломки пород и т.д.), оплетенные цианобактериями, либо, в более редких случаях, — скопление цианобактерий. В нашем опыте мы исходили из второго варианта. Для этого активно растущую культуру осцилляториевых растирали в ступке до гомогенной взвеси с целью получения подвижных гормогониев. Полученную взвесь пипеткой по каплям осторожно вносили в жидкую питательную среду в чашку Петри так, чтобы в среде оставалась хорошо оформленная капля суспензии (1–3 мм). Уже через 1 ч эта капля превращается в относительно упругий комочек-шар в результате сцепления активно растущих нитей цианобактерий. Начальный комочек можно было получить и другим способом, поместив гомогенную взвесь на качалку в пределах суток. Этим способом получают зародыши моделируемых образований гораздо меньших размеров (десятые доли миллиметра), которые сравнимы с размерами ископаемых образцов. В большинстве случаев, однако, при дальнейшей работе с препаратами (разрезание, визуальные наблюдения и т.д.) предпочтение отдавалось первому способу, хотя он и ведет к получению более крупных экземпляров, реже встречающихся на практике.

Вторая стадия образования состоит в получении минерального слоя. Она моделировалась пересадкой затравки в среду активного выпадения карбоната. В лабораторных условиях это достигалось тем, что материал помещался в раствор с увеличенным содержанием карбоната кальция. При этом среда или взбалтывалась на качалке, или продувалась воздухом, что способствовало удалению CO_2 , а также улавливанию и связыванию CaCO_3 на слизистых поверхностях затравки. Образовавшиеся в данных условиях кристаллы карбоната кальция (размеры от 6 до 16 мкм) оседали в пределах 1 ч на поверхности модели. Хотя рост цианобактерий способствует выпадению карбоната кальция в результате увеличения pH среды в ходе фотосинтеза, при моделировании мы усилили именно фактор химического осаждения, как это было ранее сделано И.Н. Крыловым и В.К. Орлеанским [13] при моделировании роста строматолитов. Этими исследователями было показано, что образующийся осадок представлен кальцитом с неупорядоченной структурой, хотя, возможно, что часть карбоната осаждается в виде гидрокарбита.

Третья стадия роста озгий — получение органического слоя. На этой стадии часть подвижных гормогониев осцилляториевых цианобактерий проходит через слой выпавших кристалликов карбоната и разрастается на образовавшейся поверхности, оплетая ее, при непрерывном взбалтывании на качалке или же продувании воздухом. Развитие этого процесса, который внешне выражается в позеленении поверхности шариков, происходит в течение 1 ч после завершения выпадения карбоната. Хороший же "газон" новой пленочки в наших лабораторных условиях образовывался за 10–20 ч, когда на срезе можно было даже невооруженным глазом различить чередование органического и минерального веществ (фиг. 1, 2). Толщина минерального слоя колеблется от 30 до 60 мкм, а органического — от 5 до 30 мкм и более.

После образования органического слоя, т.е. пленочки роста на поверхности шарика, лабораторные онколиты опять помещали в условия активного выпадения карбоната кальция. Для этого заменяли старую питательную среду на свежую, с новой порцией карбоната, и процесс повторялся. Чередующиеся периоды роста цианобактерий и выпадения карбоната кальция, мы получили образования, по размерам, форме и слоистости имитирующие ископаемые озгии, но отличающиеся от них по плотности.

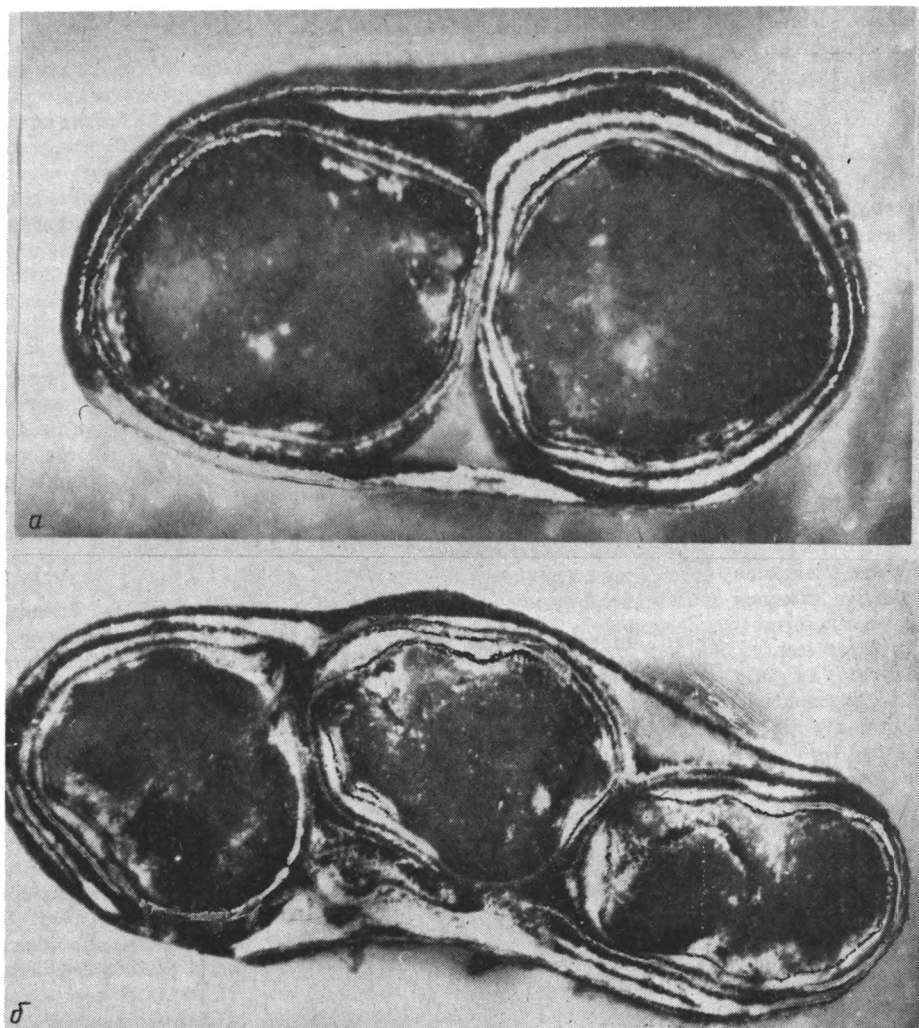
В нашей модели отсутствует конечная стадия фоссилизации полученных образований, и этим она принципиально отличается от модели формирования ископаемых озгий. Другим важным отличием лабораторных образований от ископаемых озгий было число наблюдаемых в них концентрических слоев. На имеющихся у нас шлифах ископаемых озгий насчитывается обычно до 30–40 чередующихся слоев. В лабораторных условиях теоретически можно чередовать слои в любом количестве — это вопрос времени и терпения. Мы ограничились только пятью-шестью чередующимися парами слоев, намеренно для наглядности сделав слои значительно более толстыми, чем у озгий (темный слой у ископаемых озгий колеблется от 1 до 10 мкм, в лабораторных эк-



Фиг. 1. Поперечный срез лабораторного аналога онколита группы Osagia



Фиг. 2. Увеличенный участок поверхностной слоистости лабораторной модели



Фиг. 3. Полионколиты — результат срастания отдельных онколитов (поперечные срезы): *а* — в основе два онколита; *б* — в основе три онколита

земляных — от 5 до 30 мкм; светлый слой у ископаемых озагий — от 2 до 40 мкм, в лабораторных экземплярах — от 30 до 60 мкм).

Разработанная нами модель не только объясняет, но и позволяет непосредственно получить часто встречающиеся в ископаемом материале полионколиты — образования, имеющие в своей основе несколько центров, окутанных общей оболочкой. Подобные образования возникают, когда онколиты попадают в обстановку более слабой гидродинамики или в условия покоя, где подвижные осцилляторные водоросли получают возможность беспрепятственно расплзаться по занимаемому субстрату. Распространяясь, они сплетают два, три и более смежных онколита с образованием их общей оболочки, которая затем при возникновении турбулентности покрывается, как и единичные шарики, слоем выпавшего карбоната с образованием затем общих чередующихся пар минеральных и органических слоев (фиг. 3, *а*, *б*).

Описанная модель, к сожалению, демонстрирует преобладание абиогенного процесса осаждения карбоната, тем самым подтверждает предположения И.Н. Крылова и др. [8] о том, что карбонатоосаждение в цианобактериальных матах происходит не за счет актив-

ного осаждения карбоната кальция самими цианобактериями, а в результате чисто хемогенной садки его из перенасыщенных растворов. Этим предположениям противоречат известные примеры очень ранней литификации современных строматолитов [19] и многочисленные литологические доводы за то, что докембрийские строматолиты (по крайней мере все их столбчатые разности) испытывали сингенетическую литификацию и в свою очередь выступали как поставщики карбонатного материала в бассейны [16, 23]. Будущие исследования должны показать, какой путь литификации биолитов (строматолитов и микрофитолитов) чаще всего реализуется на практике.

* * *

Из наших опытов вытекают следующие важные выводы: 1. Основная роль цианобактерий — улавливание и связывание абиеогенного карбоната слизию. Это первый шаг по пути выяснения роли цианобактерий в образовании онколитов группы *Osagia*. 2. Для образования чередующихся светлых и темных слоев в онколитах группы *Osagia* обязательно должны идти два процесса: активный рост осцилляториевых цианобактерий (темный слой) и активное выпадение CaCO_3 (светлый слой). 3. Пики активности этих процессов должны быть разделены во времени. Если такого разделения нет и оба процесса идут одновременно, то, вероятно, должна образовываться мощная сплошная оболочка без слоистости. Подобная оболочка характерна для группы онколитов *Ambigolamellatus* Z. Zhur. Иначе говоря, слоистость концентрически-слоистых желваков группы *Osagia* в свете наших опытов может быть следствием только замедления одного из двух названных процессов.

Экспериментально полученные образования с нашей точки зрения являются биологическим нелитифицированным аналогом ископаемых *Osagias*. Добившись морфологического сходства искусственно полученных желваков и *Osagias*, можно предположить, что механизм, сходный с поставленным экспериментом, реализовался и в природе.

Список литературы

1. Горюнова С.В. Явление хищничества у синезеленых водорослей // Микробиология. 1955. Т. 24. № 4. С. 271—274.
2. Гуревич Ф.А., Христенко Н.Г. О взаимоотношении между синезелеными водорослями и другими микробионтами // Изв. СО АН СССР. Сер. биол.-мед. наук. Вып. 3. № 12. С. 14—20.
3. Журавлева З.А. Онколиты и катаграфы рифей и нижнего кембрия Сибири и их стратиграфическое значение // Тр. ГИН АН СССР. 1964. Вып. 114. 73 с.
4. Журавлева З.А. Диагностические признаки онколитов и катаграфов и распределение их в разрезе рифей Южного Урала // Тр. ГИН АН СССР. 1968. Вып. 188. С. 83—100.
5. Захарова Л.М., Крылов И.Н. Нижнерифейские микрофитолиты Северной Австралии и Восточной Сибири // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 8. С. 54—60.
6. Ионин А.С., Медведев В.С., Павлидис Ю.А. Шельф: рельеф, осадки и их формирование. М.: Мысль, 1987. 205 с.
7. Королюк И.К. Микропроблематика рифей и нижнего кембрия Прибайкалья и Ангаро-Ленского прогиба // Вopr. микропалеонтологии. 1966. Вып. 10. С. 174—198.
8. Крылов И.Н., Орлеанский В.К. Влияние синезеленых водорослей на осаждение карбоната кальция // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 5. С. 63—71.
9. Крылов И.Н., Орлеанский В.К. Лабораторная модель образования карбонатных корок в водорослево-бактериальных пленках // Известковые водоросли и строматолиты. Новосибирск: Наука, 1988. С. 4—12.
10. Маслов В.П. Водоросли и карбонатоосаждение // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1961. № 12. С. 81—86.
11. Мудренко Л.М. О классификации микрофитолитов группы *Osagia*. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. № 3. С. 24—33.
12. Орлеанский В.К., Герасименко Л.М. Лабораторное моделирование термофильного цианобактериального сообщества // Микробиология. 1982. Т. 51. № 4. С. 538—542.
13. Орлеанский В.К., Крылов И.Н. Лабораторное моделирование онколитов группы *Osagia* // Тез. докл. I Всесоюз. конф. "Актуальные проблемы современной альгологии" (г. Черкассы). Киев: Наук. думка. 1987. 192 с.
14. Раабен М.Е., Забродин В.Е. Онколиты верхнего рифей Урала и Шпицбергена // Тр. ГИН АН СССР. 1972. Вып. 217. С. 52—129.

15. Рейтлингер Е.А. Атлас микроскопических органических остатков и проблематики древних толщ Сибири // Тр. ГИН АН СССР. 1959. Вып. 25. С. 35–37.
16. Семихатов М.А., Комар В.А. Строматолиты докембрия: биологическая интерпретация, классификация и стратиграфическое значение // Тр. ГИН АН СССР. 1989. Вып. 431. С. 13–31.
17. Штеренберг Л.Е., Степанова К.А., Туровский Д.С., Хрусталева Ю.П. О механизме современного карбонатного оолитообразования // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. № 9. С. 113–122.
18. Dravis J. Hardened subtidal stromatolites, Bahamas // Sciences. V. 219. N 4583. P. 385–386.
19. Friedman G.M. Early diagenesis and lithification in carbonat sediment // J. Sediment. Petrol. 1964. V. 34. N 4. P. 777–813.
20. Green J.W., Knoll A.M., Sweett K. Microfossils from colites and pisolites of the upper proterozoic Eleonore Bay Group. Central East Greenland // J. Paleontol. 1988. V. 62(6). P. 835–852.
21. Knoll A.M., Swett K., Burkhardt E. Paleoenvironmental distribution of microfossils and stromatolites in upper proterozoic Backlundtoppen formation, Spitsbergen // J. Paleontol. 1989. V. 63(2). P. 129–145.
22. Pentecost A. Clarification processes in Algae and Cyanobacteria. Calcareous algae and stromatolites, Berlin: Springer-Verlag, 1991. P. 3–20.
23. Trompette R., Boudzoumou F. Palaeogeographic significance of stromatolitic buildups on Zate Proterozoic Platforms: the example of the West Congo Basin // Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecology. 1988, V. 66. N 1–2. P. 101–112.
24. Simone L. Ooids: A Review // Earth Sci. Rev. V. 16. P. 319–355.

Геологический институт РАН,
Москва

Поступила в редакцию
12.V.1992

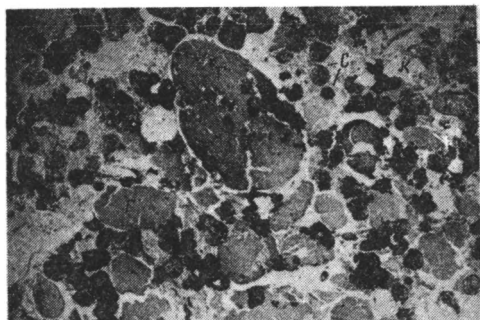
УДК 553.31:551.782.2(477.9)

© 1993 Голубовская Е.В.

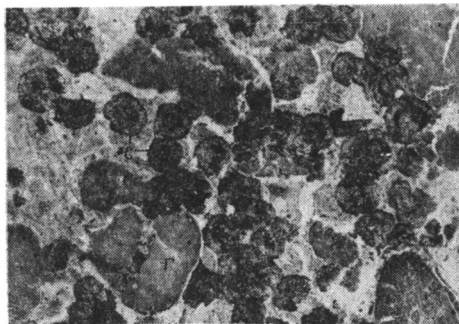
О ПРОБЛЕМЕ ГЛАУКОНИТА В КЕРЧЕНСКИХ ЖЕЛЕЗНЫХ РУДАХ

Глауконит относится к числу широко распространенных минералов в осадочных породах. Встречается глауконит в значительном количестве и в осадочных железорудных формациях (Аятский бассейн). В Керченских месторождениях впервые этот минерал в виде отдельных зерен отметил М.И. Кантор [2]. Л.О. Станкевич [5] указывал на более широкое распространение глауконита в рудном пласте. Однако уже в работах [1, 4] были выделены глауконит-содержащие породы, образующие на некоторых участках прослои в основании «табачных» руд, мощностью 0,08–0,25 м. Авторами этих работ по оптическим характеристикам выделено несколько разновидностей керченского глауконита, а на основании химических анализов по сумме оксидов калия и натрия, варьирующей в пределах (1,27–2,75%), делается вывод об особенностях низкокислотных керченских глауконитов. По современным представлениям о слюдах [3], такие данные не могут быть основанием для отнесения подобных образований к глауконитам. В настоящее время в практике производственных геологоразведочных работ в районе месторождений аналогичные прослои, являющиеся литологическими маркерами, идентифицируются как глауконитсодержащие без проведения детальных минералогических исследований.

Породы, описанные в предыдущих работах как глауконитсодержащие, были встречены нами в карьере А Камыш-Бурунской мулды. В обнажениях восточного уступа карьера на светло-серых песчано-глинистых ракушнях «фаленах» по резкой границе линзообразно залегают породы от темно-зеленого до черного цвета. В нижней части породы рыхлые, матовые, имеют глобулярную структуру, содержат песчано-глинистый материал, обломки раковин пелеципод из нижележащей пачки ракушников, гальки глинисто-железистых и глинисто-фосфатных пород, обломки веток деревьев. Выше породы становятся плотными, блестящими, приобретают раковистый излом, в них четко видны сферические обособления размером до 1 мм, которые, однако, составляют единый монолит с основной частью породы.



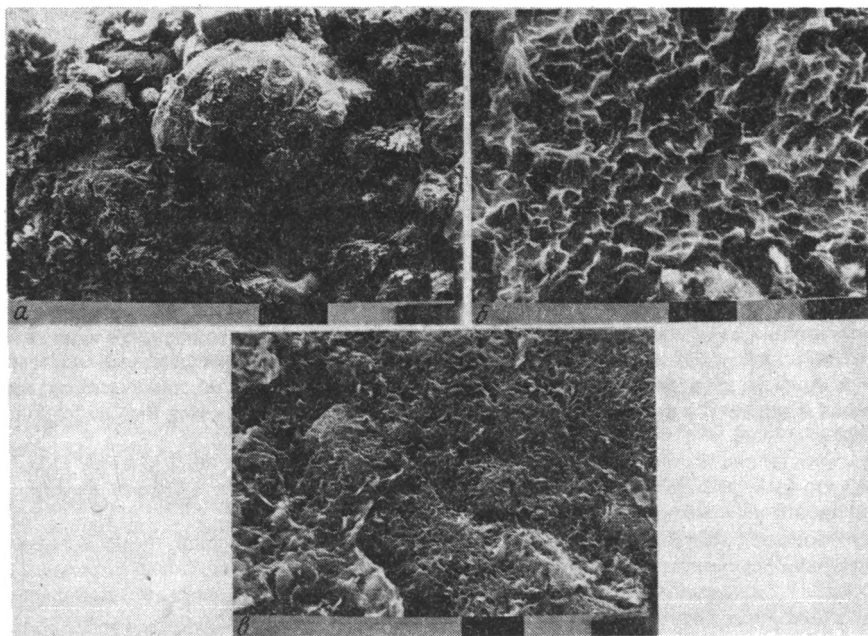
Фиг. 1



Фиг. 2

Фиг. 1. Обломочно-сферулоглобулярная структура смектитсодержащей породы. Увел. 40; *г* — глобулярные смектиты; *с* — сферолиты карбоната, *к* — зерна кварца

Фиг. 2. Сферические выделения карбоната в цементе смектитсодержащей породы. Увел. 120; *г* — глобулярные смектиты, *с* — сферолиты карбоната



Фиг. 3. Электронно-микроскопические снимки глобулярных смектитов

а — внешний вид глобули, 200 μ ; *б*, *в* — ажурные конструкции раскристаллизации глобулярных смектитов, 4 μ

Мощность всего горизонта достигает 25 см. Выше с постепенным переходом залегают массивные оолитовые «табачные» руды. Проведенное прецизионное изучение этих пород позволило установить их минеральную природу.

Для рыхлых железисто-кремнистых пород характерна обломочно-сферулоглобулярная структура (фиг. 1). Размер глобул варьирует от 0,2 до 1 мм. Они имеют буровато-зеленый цвет и в разной степени выраженное микроагрегатное строение. Показатель преломления изменяется для различных образцов в пределах (N_g^1 1,580–1,585; при $N_g^1 - N_p^1$ 0,02–0,03). В глобулах наблюдаются трещины синерезиса, которые часто заполнены цементирующей массой. Рентгенографический и электронографический анализы глобулярных образований (глобули отобраны под бинокуляром) показали, что они сложены смектитом с небольшим (до 20%) количеством неразбухающих межслоев, идентифицируемым по отражению d_{001} ,

Химические анализы глобулярных смектитов
из железисто-кремнистой породы

Компонент	Номер образцов		
	1	2	3
SiO ₂	33,393	39,470	39,872
Al ₂ O ₃	4,609	7,414	6,849
FeO	21,505	24,322	25,954
MnO	0,012	0,078	—
CaO	1,304	2,320	1,996
MgO	0,782	1,218	1,211
Na ₂ O	—	0,102	0,081
K ₂ O	0,335	0,393	0,347
P ₂ O ₅	0,019	0,084	0,036
Σ	61,995	75,402	76,346

Примечание. В этой и следующей таблице количество железа условно дано в закисной форме, соотношение FeO/Fe₂O₃ не определялось.

равном 14,49 Å в природном препарате, которое увеличивается до 17,8 Å при насыщении этиленгликолем и сжимается до ~ 10 Å, после прокаливании (*t* 550°C, 2 ч). Электронографический анализ косых текстур показал, что смектит представлен двумя фазами: диоктаэдрической (*b*₁ = 9,06 Å) и триоктаэдрической (*b*₂ = 9,18 Å). Химическим микронзондовым анализом установлен состав глобулярных агрегатов (табл. 1), в которых содержится, %: FeO (условно) от 21,5 до 25,9; SiO₂ 33,4—39,8; Al₂O₃ до 7; CaO до 2,3 при незначительном (< 1%) количестве MgO, Na₂O, K₂O и при содержании MnO и P₂O₅ на уровне порога чувствительности прибора (сотые доли процента). Основная масса породы имеет зеленовато-бурый цвет, тонкодисперсное строение, в ней многочисленны сферические выделения карбонатов размером от 0,05 до 0,2 мм (фиг. 2). Мелкие крабоновые сферулы нередко наблюдаются в трещинах, пронизывающих смектитовые глобулы. Основная масса породы представлена (фр. < 0,001; 0,001—0,002; 0,002—0,005 мм) преимущественно рентгеноаморфным веществом, гидрогетитом и ди- и триоктаэдрическим смектитом. Карбонатные сферолиты по химическому составу относятся к сидериту, в котором по микронзондовому анализу содержится CaO до 5,5% и MnO до 1,3%.

При электронно-микроскопическом исследовании глобулярных образований (фиг. 3, а) видно, что смектиты образуют хорошо оконтуренные листочки и ажурные конструкции, раскристаллизованные в разной степени (см. фиг. 3, б, в).

Для микроструктуры железисто-кремнистых плотных разностей пород характерно присутствие сферических обособлений. Один тип обособлений представлен коллоидными сгустками — неконцентрическими сферулами фестончатых очертаний темно-коричневого цвета, в основном оптически изотропными, со слабо двупреломлением в краевых частях, размером 0,3—0,5 мм и с многочисленными трещинами синерезиса. По данным рентгенографического и микронзондового анализов, они состоят из рентгеноаморфных железокремнистых образований с незначительной примесью гидрогетита. В их химическом составе примерно равное (34—42%) содержание железа и кремнезема, незначительное (5%) присутствие Al₂O₃ и практически полное отсутствие марганца (табл. 2). Следует подчеркнуть, что центральные участки (оптически изотропные) по химическому составу практически не отличаются от краевых слабо двупреломляющих частей обособлений. Другой тип обособлений представляет собой овальные образования размером 0,2—0,5 мм с ровными краями. Они также рентгеноаморфны, с незначительным присутствием гидрогетита, содержание FeO достигает 52%, SiO₂ — 37%, при количестве Al₂O₃ до 5%. По сравнению с обособлениями первого типа они обогащены марганцем (MnO), количество которого достигает 5%, и фосфором P₂O₅ до 1,5% (см. табл. 2; обр. 5, 6). Содержание K₂O и Na₂O не превышает 0,5%. Исследование тонких размерных фракций показало их минеральное сходство. Они представлены рентгеноаморфным веществом (высокий фон на рентгенограммах), гидрогетитом и ди- и триоктаэдрическим железистым смектитом. Помимо основных компонентов в описываемых горизонтах присутствуют обломочные зерна кварца, полевых шпатов, обособления пирита и пирротина, органи-

**Химические анализы сферических обособлений первого (обр. 1—4)
и второго (обр. 5, 6) типов из плотных разностей железисто-кремнистой породы**

Компонент	Номер образцов					
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	34,243	37,850	35,904	35,242	6,587	4,937
Al ₂ O ₃	3,129	5,256	4,504	5,432	2,438	1,936
FeO	41,795	42,765	40,530	39,302	67,444	68,949
MnO	—	0,074	0,113	0,097	5,101	4,015
MgO	0,475	1,164	1,312	1,230	0,834	0,953
CaO	0,737	0,985	0,955	0,868	0,433	0,531
Na ₂ O	0,472	0,238	0,228	0,320	—	—
K ₂ O	0,320	0,154	0,145	0,130	0,322	0,105
P ₂ O ₅	0,477	0,069	0,045	—	0,976	0,850
Σ	81,648	88,632	83,808	82,670	84,135	82,287

Примечание. Обр. 1, 2 — центральные участки, обр. 3, 4 — краевые участки.

ческие остатки: кости, замещенные коллофаном, обломки раковин моллюсков и обугленной древесины, по которым иногда развивается вивианит. Очень редко встречаются глауконитоподобные овальные, хорошо окатанные зерна фисташкового цвета, имеющие отчетливую микроагрегатную структуру (три зерна размером 0,06 мм в 15 шлифах). По данным микрозондового анализа, состав этих зерен следующий, %: SiO₂ 49,076, Al₂O₃ 12,35, FeO 19,977, CaO — 0,494, MgO 2,638, Na₂O 0,117, K₂O 4,894, сумма 89,479. Рассчитанная кристаллохимическая формула: K_{0,45}Na_{0,02}Ca_{0,04}(Al_{0,59}Fe_{1,20}Mg_{0,29})_{2,07}(Si_{3,54}Al_{0,46})₄O₁₀(OH)₂. Следовательно, они могут быть отнесены к глауконитоподобному минералу [3].

Таким образом, породы, являющиеся литологическими маркерами в основании железорудного горизонта Керченских месторождений, это преимущественно смектитсодержащие и железисто-кремнистые рентгеноаморфные образования, содержащие единичные зерна терригенного глауконита.

Список литературы

1. Арбузов А.А., Бобрушкин Л.Г., Литвиненко А.У. и др. Керченский железорудный бассейн. М.: Недра, 1967. 576 с.
2. Кантор М.И. Генезис Керченских железорудных месторождений // Тр. конф. по генезису руд железа, марганца и алюминия. М.: Изд-во АН СССР, 1937. С. 119—130.
3. Коссовская А.Г., Дриц В.А. Вспросы кристаллохимической и генетической классификации слюдяных минералов осадочных пород // Тр. ГИН АН СССР. 1971. Вып. 221. С. 71—95.
4. Невойса Г.Г. Минералогический состав табачных руд Керченского месторождения // Докл. АН УРСР. 1960. Т. 131. № 3. С. 6—8.
5. Станкевич Л.О. О составе и происхождении рудных силикатов Керченского месторождения // Минералог. сб. Львовск. геол. о-ва. 1957. № 11. С. 27—43.

Геологический институт РАН,
Москва

Поступила в редакцию
20. I. 1992

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

ХОЛОДОВ В.Н. (главный редактор), ТИМОФЕЕВ П.П. (зам. главного редактора),
МИХАЙЛОВ Б.М. (зам. главного редактора),
БУТУЗОВА Г.Ю. (ответственный секретарь), ВОЛКОВ И.И., ДМИТРИЕВСКИЙ А.Н.,
КОНОНОВ В.И., КОНЮХОВ А.И., МИГДИСОВ А.А., МУРДМАА И.О.,
СЕДЛЕЦКИЙ В.И., СИДОРЕНКО С.А., ШНЮКОВ Е.Ф., ЯПАСКУРТ О.В.

EDITORIAL BOARD:

KHOLODOV V.N. (editor), TIMOFEEV P.P. (deputy chief editor),
MIKHAILOV B.M. (deputy chief editor),
BUTUZOVA G.Ju. (secretary in charge), VOLKOV I.I., DMITRIEVSKY A.N.,
KONONOV V.I., KONYUKHOV A.I., MIGDISOV A.A., MURDMAA I.O.,
SEDLITSKY V.I., SIDORENKO S.A., SHNYUKOV E.F., YAPASKURT O.V.

Адрес редакции:
109017, Москва, Ж-17, Пыжевский пер. 7, ГИН РАН
телефон 230-81-77

Зав. редакцией Т.А. Шелепина

Технический редактор Л.В. Кожина

Сдано в набор 02.12.92. Подписано к печати 11.01.93 Формат бумаги 70х100 1/16
Печать офсетная. Усл.печ.л. 11,7 Усл.кр.-отт. 6,1 тыс. Уч.-изд.л. 14,4 Бум.л. 4,5
Тираж 512 экз. Зак. 3554 Цена 11 р. 70 к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука",
103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
2-я типография издательства "Наука", 121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 6

11 р. 70 к.
Индекс 70493