

НАУЧНО - ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ  
ГЕОЛОГИИ АРКТИКИ  
МИНИСТЕРСТВА ГЕОЛОГИИ СССР

---

# МЕЗОЗОЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ СВАЛЬБАРДА

Ленинград

1972

**НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ АРКТИКИ  
МИНИСТЕРСТВА ГЕОЛОГИИ СССР**

---

**МЕЗОЗОЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ СВАЛЬБАРДА**

**Под редакцией кандидатов геолого-минералогических наук  
В. Н. Соколова и Н. Д. Васильевской**

**Ленинград  
1972**

#### АННОТАЦИЯ

Статьи сборника содержат новые данные по стратиграфии, литологии и палеонтологии триасовых и нижнемеловых отложений. Впервые выделены нижне- и среднетриасовые отложения на о. Медвежьм, обосновано выделение карийских и норийских отложений на о. Надежды; приводятся палеонтологические материалы, уточняющие стратиграфию средне- и верхнетриасовых отложений различных районов Свальбарда и берриасских и готеривских отложений о. Шпицберген. Впервые описана поздне-триасовая флора Свальбарда.

---

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Предисловие . . . . .	4
Т. М. Пчелина . Триасовые отложения острова Медвежьего . . . . .	5
М. В. Корчинская . Биостратиграфия триасовых отложений Свальбарда . . . . .	21
Н. Д. Василевская . Позднетриасовая флора Свальбарда . . . . .	27
М. В. Корчинская . Распространение натгорститов в триасовых отложениях Свальбарда . . . . .	64
Т. М. Пчелина . К вопросу о возрасте осадочной толщи острова Надежды (Свальбард) . . . . .	75
Е. С. Ершова . Некоторые берриасские аммониты острова Шпицберген . . . . .	82
Е. С. Ершова . Готеривские аммониты острова Шпицберген . . . . .	90

---

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Настоящая работа представляет собой третий сборник статей по геологии и стратиграфии Свальбарда по материалам советских исследований, начатых на архипелаге в 1962 г. В первом сборнике были освещены основные результаты геологических и геофизических исследований, выполненных Шпицбергенской экспедицией Института геологии Арктики в первые годы работ на архипелаге. Второй сборник был посвящен вопросам стратиграфии рифейских, девонских, верхнепалеозойских, мезозойских, палеогеновых и четвертичных отложений. Данный сборник содержит статьи по стратиграфии, литологии и палеонтологии триасовых и нижнемеловых отложений некоторых районов Свальбарда и отражает следующий этап в геологическом изучении архипелага. Этот этап характеризуется всесторонним изучением накопленного материала. На основании детальных литологических исследований и монографического изучения ископаемой фауны и флоры уточняется положение в разрезе и возраст отдельных стратиграфических подразделений, дается их палеонтологическое обоснование.

В статьях Т.М.Пчелиной содержатся новые данные по литологии и стратиграфии триасовых отложений островов Медвежьего и Надежды, приводится подробное их описание, дается подробная характеристика вещественного состава, в том числе рассеянного органического вещества. Одна статья М.В.Корчинской посвящена биостратиграфии триасовых отложений Свальбарда, другая — описанию некоторых ладинских и раннекарнийских аммонитов и нелеципод. В статье Н. Д.Василевской приводится подробное описание поздне триасовой флоры островов Шпицберген, Эдл и Баренца и обосновывается ее среднеюрский (карнийско-норийский) возраст. В статьях Е.С.Ершовой приводится фаунистическая характеристика отложений берриаса и обосновывается выделение двух подъярусов и зон готервского яруса Шпицбергена на основании изучения аммонитов.

В сборнике употребляются наименования Свальбард для архипелага в целом и Шпицберген для острова, ранее называвшегося Западным Шпицбергеном. Эти изменения, учтенные в последних норвежских и других зарубежных публикациях, принимаются в соответствии с предложением Норвежского полярного института, одобренным правительством Норвегии.

## ТРИАСОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ОСТРОВА МЕДВЕЖЬЕГО

Остров Медвежий, находящийся в 250 км к юго-востоку от южной оконечности Шпицбергена (Земля Сёркап), сложен породами различных геологических формаций, от позднекембрийских до триасовых, суммарной мощностью более 3000 м. Триасовые отложения сохранились в восточной части острова на вершинах гор Урд, Верданде и Скульд (рис. 1).

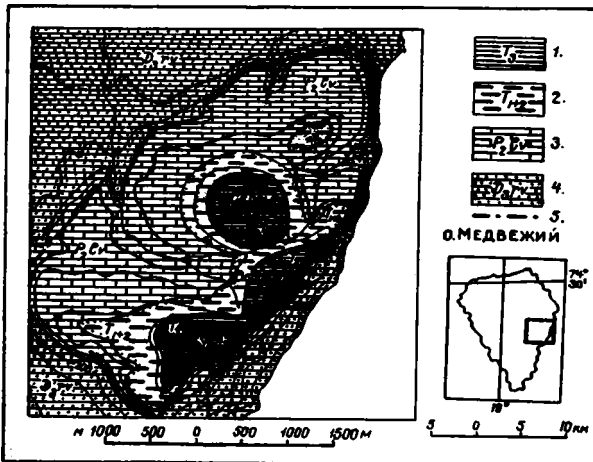


Рис. 1. Геологическая карта участка развития триасовых отложений на о. Медвежий (выкопировка из карты о. Медвежьего, составленной А. А. Красильщиковым, В. Я. Дивизицем и В. И. Мокниным с использованием материалов Г. Хорна и А. Орвина)

1 - триасовая система, верхний отдел, карнийский ярус, аргиллиты, алевролиты; 2 - триасовая система, нижний (индский и оленекский ярусы) и средний отделы, глинистые алевролиты и доломиты; фосфориты; 3 - пермская система, верхний отдел, свита Лакватнет, известняки, песчаники; 4 - девонская система, верхний отдел, свита Редвика, песчаники, аргиллиты, алевролиты, каменные угли, конгломераты; 5 - тектонические нарушения

пермских образований, обнажая исключительно четкий контакт (табл. I, фиг. I).

## Стратиграфия

## Нижний отдел

В отложениях нижнего отдела выделены индский и оленекский ярусы. Образования индского возраста выделены условно, на основании сходства вещественного состава алевролитов с аналогичными породами на Шпицбергене, где они содержат руководящую фауну. Обнаруженные на о. Медвежем аммониты типичны для самых низов разреза оленекского яруса на всем Свальбарде. В этой же части разреза появляются прослойки и конкреции доломита, что также характерно для низов оленекского яруса архипелага. Все это позволяет полагать, что в рассматриваемом районе отложения, расположенные ниже слоев с оленекской фауной, имеют индский возраст.

В опубликованных до настоящего времени работах по острову есть сведения только о морских отложениях карнийского яруса верхнего триаса видимой мощностью 64 м. Толща же сланцев и песчаников мощностью 140 м, залегающая между пермскими и карнийскими образованиями и не содержащая характерных палеонтологических остатков, предположительно относилась к триасу (Фребольд, 1951).

В 1969 г. автор совместно с М. В. Корчинской и Ю. И. Мокниным посетили о. Медвежий. При составлении последнего разреза на южном склоне горы Урд с отметкой 534,7 м были впервые установлены отложения нижнего и среднего триаса и уточнена мощность карнийского яруса. Собранные из этих отложений аммониты и пелециподы определены М. В. Корчинской.

Триасовые породы полого падают на северо-северо-восток под углом 2-3°. Залегают они со стратиграфическим несогласием на верхне-

И н д с к и й я р у с (22 м) по вещественному составу подразделяется на два горизонта (рис. 2).

Первый, нижний горизонт (5 м) сложен алевролитами (преобладают) и песчаниками. Алевролиты в основном мелкозернистые, тонкоплитчатые, серые с зеленоватым оттенком, имеют гладкую, ровную или волнистую поверхность напластования. В верхней части разреза с появлением слоев сильно глинистых темно-серых разностей, обогащенных органическим веществом, наблюдается тонкая волнистая, горизонтальная, обычно прерывистая, нередко мелкая косая слоистость. При выветривании породы приобретают бурый оттенок.

В основании разреза находится маломощный (0,1 м) слой алевролита, обычного для индских образований. Выше лежит метровый пласт алевролитистого мелкозернистого песчаника с прослоем (0,3 м) равнозернистого алевролита. Обломочные зерна этих пород отличаются плохой окатанностью и сортировкой, для них характерно наличие значительного количества глауконита и необычных микроскопических буровато-коричневых органических остатков, иногда частично фосфатизированных (табл. I, фиг. 2). Большая часть последних относится к спикулам губок, некоторые из них напоминают остатки иглокожих. Встречаются образования, сохранившие трубчатое строение (трубочки одинаковой толщины расположены параллельно). Кроме того, характерно присутствие остатков неправильной формы, почти полностью замещенных агрегатным баритом. Все эти органические образования попали в индские осадки скорее всего в результате размыва пермских отложений.

Второй горизонт (17 м) представляет собой однообразную толщу алевроито-глинистых пород, в верхней части переходящих в сильно глинистые алевролиты. Породы серые и темно-серые с буроватым оттенком, тонкоплитчатые, с тонкой, неясно выраженной, горизонтальной слоистостью, с примесью карбонатов.

Типичными для этой части разреза являются маломощные прослои серых, иногда с зеленоватым оттенком, неслоистых алевролитов с гладкой волнистой поверхностью напластования, как и в подстилающих породах. Подобные поверхности напластования вообще характерны для отложений индского яруса Свальбарда.

О л е н е к с к и й я р у с (38 м) слагают битуминозные серые сильно глинистые алевролиты с многочисленными тонкими (до 1 мм) слоями и линзочками более светлых, обогащенных карбонатами мелкозернистых алевролитов, подчеркивающих волнистую и горизонтальную, часто прерывистую слоистость. Эти породы в целом обнаруживают большое сходство с никележащими. Различие заключается в том, что в оленекских образованиях за счет увеличения карбонатов нередко уменьшается содержание глинистого и алевроитового материала. Слоистость становится менее отчетливой, иногда едва улавливается, а расстояние между светлыми алевроито-карбонатными слоями увеличивается до 0,5-1 см. Исключение представляют породы верхов разреза (2 м), где горизонтальная слоистость отчетливо выражена и подчеркивается чередованием темно-серых алевроито-глинистых пород с карбонатами и серых или буровато-серых мелкозернистых сильно карбонатных алевролитов. Переслаивание нередко носит сложный характер. Слойки, линзочки, а иногда и гнезда этих пород имеют неровные, расплывчатые контуры, постепенные переходы, причудливые очертания.

Кроме того, в оленекских отложениях пропадают алевролиты с гладкой волнистой поверхностью напластования и появляются прослои (0,1-0,3 м), обогащенные доломитом. Количество последнего растет снизу вверх по разрезу. Если в нижней части это алевроито-глинисто-доломитовые породы, то в верхней - это уже доломиты с примесью глинистого и алевроитового материала. Помимо указанных прослоев, в верхней части разреза широко распространены крупные конкреции доломита уплощенной (0,2-0,3 м в поперечнике) и линзовидной (0,3 x 0,7 м) формы, со светло-коричневой поверхностью выветривания. В прослоях и в конкрециях, сложенных битуминозными образованиями, отчетливо выражена тонкая горизонтальная слоистость.

В 12-13 м от подошвы рассматриваемых отложений в карбонатном прослое найдены обломки аммонитов *Euflemingites* sp. indet. (cf. *romunderi* Tøzer), которые встречаются выше по разрезу на протяжении почти 10 м. Отмечаются также единичные остатки костей рыб.

В 2 м ниже кровли оленекского яруса обнаружен прослой необычного, очень крепкого, битуминозного доломита непостоянной мощности (0,05-0,15 м) с неровной поверхностью напластования и с коричневато-оранжевой поверхностью выветривания, по которой он хорошо выделяется в обнажении. Неравномерная перекристаллизация темно-серой глинисто-карбонатной породы с микрозернистой структурой, обычной для рассматриваемой части разреза, в светло-серый доломит с мелкозернистой структурой определила пятнистую текстуру породы. Доломит обогащен органическими остатками. Среди множества аммонитов, очень плохо сохранившихся, удалось обнаружить сравнительно крупные экземпляры *Arctoceras blomstrandii* Lindstz., типичных для нижних слоев оленекского яруса архипелага.

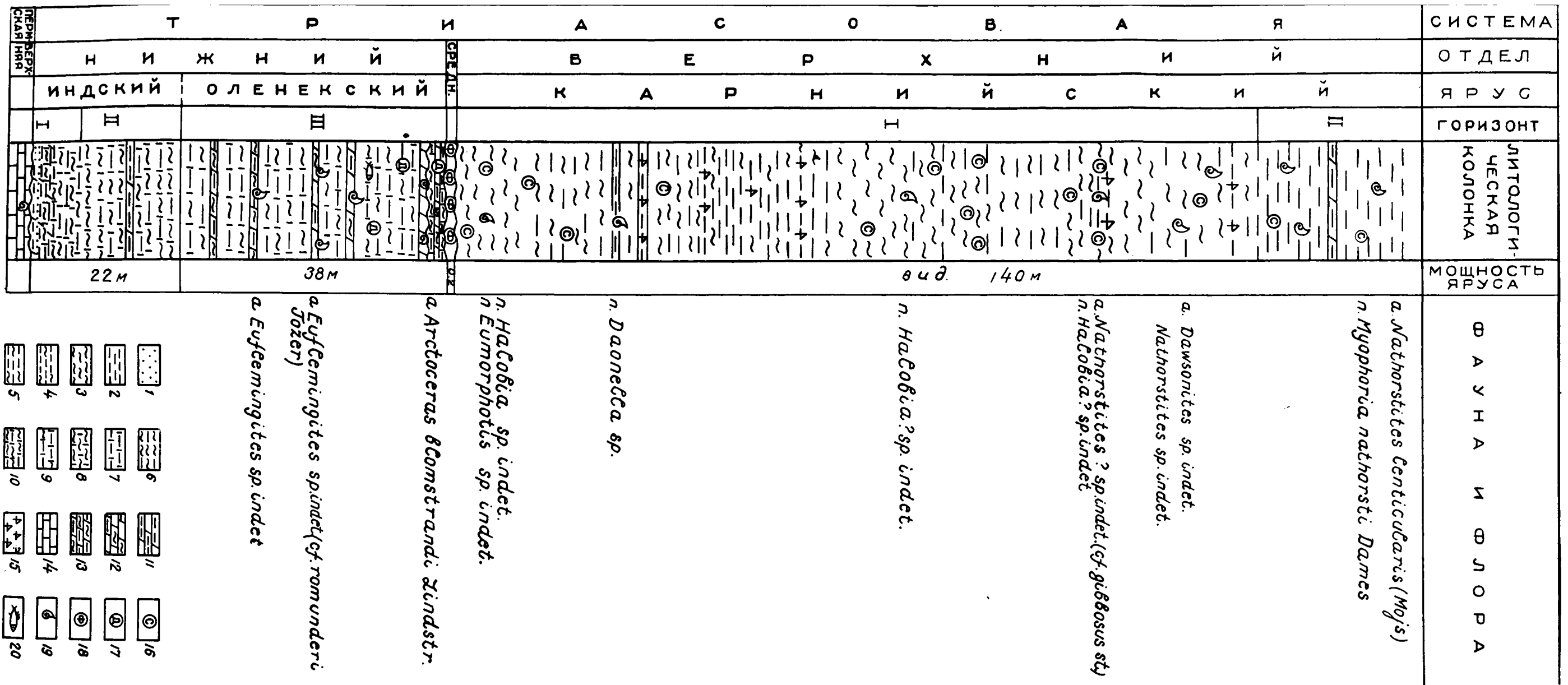


Рис. 2. Разрез триасовых отложений о. Медвежьего

I - песчаники; 2 - алевролиты; 3 - аргиллиты; 4 - алевролиты глинистые; 5 - алевролиты сильно глинистые; 6 - аргиллиты сильно алевролитистые; 7 - алевролиты, содержащие сапропелевое пиритизированное органическое вещество; 8 - глинистые породы с тем же органическим веществом; 9 - алевролиты сильно глинистые с тем же органическим веществом; 10 - алевроито-глинистые породы с тем же органическим веществом; II - карбонатные алевролиты; 12 - алевроито-глинистые доломиты; 13 - алевроито-глинисто-доломитовые породы; 14 - известняки; 15 - линзы, прослои сидерита; 16 - конкреции сидерита; 17 - конкреции доломита; 18 - желваковый фосфорит; 19 - фауна, 20 - остатки рыб



Обращает внимание многочисленные округлые, чаще близкие к овальным образования, по всей вероятности являющиеся остатками тонкостворчатых раковин, стенки которых сложены кристаллическим доломитом (табл. I, фиг. 3). Сильная перекристаллизация, которая в первую очередь затронула органические остатки, переполняющие породу, не позволяет отнести их к какой-либо известной группе ископаемых организмов (табл. I, фиг. 4). Скорее всего, они принадлежат пелециподам. Значительно чаще удается наблюдать дугообразные сегменты (табл. I, фиг. 3), которые могут быть частями тех же выпуклых тонких створок раковин. Реже встречаются округлые сечения трубчатых скелетов (?). Не меньший интерес представляют обнаруженные в шлифах доломитовые нитевидные, прямые или закругленной формы остатки органического происхождения, ориентированные по слоистости или хаотично расположенные. По-видимому, их следует относить к водорослям (табл. I, фиг. 5). Наблюдаются черные непрозрачные образования размером от мельчайших до 1,5 x 4 см, разнообразной неправильной формы, по всей вероятности принадлежащие остаткам рыб. Зачастую можно наблюдать, как по ним образуется барит. В шлифах можно встретить в желтовато-бурых, иногда ярких тонах обломочки спикул губок и других органических остатков. Изредка обломочки представлены продольным сечением, которые М. А. Смирнова считает начальными стадиями развития четырехлучевых кораллов. Отмечаются единичные карбонатизированные остатки мельчайших гастропод.

Необычным делает рассматриваемый доломит и наблюдающаяся здесь кавернозность. Не вызывает сомнения, что основная масса каверн связана с остатками типа пелеципод. И в образцах, и в шлифах хорошо видно, что раскристаллизация карбоната идет от периферии к центру (табл. I, фиг. 3, 4), при этом отчетливо прослеживаются постепенные переходы. В одних случаях виден только белый доломитовый контур стенки раковины, а центральная полость полностью или частично выполнена темным глинистым микрозернистым доломитом, обычно мало чем отличающимся от вмещающей породы. Чаще же перекристаллизация идет дальше и центральная часть выполнена сплошной массой мелко-крупнозернистого доломита. Особенно интересны случаи, когда центральная полость представляет собой пустоту (результат выщелачивания), как правило частично или полностью заполненную друзами крупных (1-5 мм) кристаллов белого или буроватого доломита (табл. I, фиг. 3), реже вместе с последними присутствуют хорошо ограниченные крупные (до 1-1,5 см) кристаллы иногда прозрачного кварца (табл. I, фиг. 6).

Детальное изучение показывает, что первичный вещественный состав кавернозного доломита обнаруживает большое сходство с глинисто-доломитовыми прослоями оленекского яруса этого же разреза. В то же время в нем отсутствует горизонтальная слоистость и появляется большое количество остатков типа пелеципод, причем в основной части они представлены в виде раздробленных раковин, что свидетельствует о неспокойных условиях осадкообразования. В кавернозном доломите сильно пиритизированные водорослевые остатки, характерные для этой части разреза, наблюдаются на отдельных участках с микрозернистой структурой. Чаще же они слабо пиритизированы или, как и другие органические остатки, например рыбы, окислены и превращены в черную непрозрачную массу. В рассматриваемом доломите содержится больше гидроокислов железа, чем в подстилающих и перекрывающих породах.

Приведенные данные позволяют предполагать неустойчивый гидрологический режим осадконакопления, связанный, по-видимому, с общим поднятием и обмелением бассейна. Изменение условий, вероятно, и вызвало гибель организмов, чем можно объяснить обогащение маломощного слоя карбоната аммонитами, а также другими органическими остатками, не свойственными рассматриваемым породам. Нельзя исключить и кратковременный перерыв в осадконакоплении, который предшествовал крупному длительному перерыву в более позднее время. Каверны в доломите, по-видимому, образовались во время поднятия или перерыва, а перекристаллизация и рост друз доломита и кварца происходили позже.

Перекрывает кавернозный доломит двухметровая пачка карбонатных глинисто-алевритовых пород с прослоями и крупными конкрециями доломита с тонкой горизонтальной слоистостью. В породах найден один аммонит очень плохой сохранности. Характер этих отложений почти ничем не отличается от пород оленекского яруса, залегающих ниже кавернозного доломита. Больше того, в доломитовой конкреции и в прослое из этой части разреза некоторые микроскопические органические остатки обнаруживают большое сходство с подобными же остатками из кавернозного доломита. Это позволяет нам отнести их также к оленекскому ярусу.

Проведенные исследования показывают, что оленекские осадки присутствуют на о. Медвеьем не в полном объеме. Об этом свидетельствуют находки только аммонитов *Arctoceras blomstradi Lindetz.* и *Euflemingites sp. indet.* (cf. *romunderi Tozer*), свойственных для нижних слоев оленекского яруса Свальбарда, а также налегание на размытую поверхность оленекских пород, пе-

реотложенных фосфоритовых конкреций, характерных для среднетриасовых отложений всего архипелага.

### Средний отдел

К среднетриасовым образованиям мы относим 20-сантиметровый слой желвакового фосфорита, состоящего из переотложенных фосфоритовых конкреций, как правило, темно-серого цвета, желвакообразной формы, со сглаженной поверхностью, свидетельствующей о перемыыве. Размер их меняется от 1-2 см в поперечнике до 2,5 х 6 см. Преобладают конкреции уплощенной формы, толщиной 1-1,3 см. Визуально, и особенно хорошо в шлифах, видно, что стяжения неоднородны по вещественному составу. Большая часть из них обогащена мелким алевритовым и разнородным, плохо окатанным песчаным материалом, обычно неравномерно распределенным в бурой массе аморфного фосфата, и содержит значительное количество глауконита (табл. II, фиг. 7). В отдельных конкрециях песчаный материал образует гнезда в том же фосфате, а глауконит встречается в виде единичных зерен (табл. II, фиг. 8). Часто в конкрециях присутствуют, как правило, окатанные обломки различной величины (от 2 х 5 мм и крупнее до мелких галек) аморфного фосфата с примесью алевритовых частиц, размер и количество которых в разных обломках неодинаковы. Иногда наблюдаются и мелкие (1-2 см в поперечнике) окатанные гальки алеврито-песчано-фосфатного состава (табл. II, фиг. 9).

Следует отметить, что характер органических остатков обломков и связующей массы стяжений несколько различен. Для обломков алевритистых фосфоритов свойственны мельчайшие (0,06-0,1 мм), в преобладающей части шарообразной формы остатки, по всей вероятности, планктонного происхождения. Интересно, что и глауконит здесь очень часто имеет аналогичную форму (табл. II, фиг. 7). При детальном изучении в шлифах выясняется, что глауконит развивается по этим же органическим остаткам, а при последующих процессах замещается фосфатом. Иногда той же минерализации подвергаются органические остатки, отличающиеся от описанных размером и формой (табл. II, фиг. 10). Нередко шаровидный планктон пиритизирован и при замещении его фосфатом проявляется клеточная структура. В отдельных шлифах удается отчетливо наблюдать следы размыва фосфоритовых обломков. В таких случаях шаровидные органические остатки вымываются и обогащают связующую песчаную массу. Но пиритизированные остатки в ней отсутствуют, отмечаются лишь фосфатизированные.

Для связующей массы характерны значительно более крупные остатки (табл. II, фиг. 9) разнобразной, в большинстве случаев неправильной формы, часть из которых принадлежит рыбам. Некоторые из них напоминают спиккулы губок и иглокожих. Кроме органических остатков, часть которых, скорее всего, связана с размывом пермских пород, в связующей массе конкреций иногда встречаются крупные кремнистые органогенные обломки, похожие на остатки скелетов губок и обрывки мшанок.

В рассматриваемых фосфоритах руководящих органических остатков обнаружить не удалось. Несмотря на это, мы условно относим их к отложениям среднего триаса, так как во всех изученных районах Свальбарда фосфориты имеют маркирующее значение (Пчелкина, 1965, 1967). На всем архипелаге состав стяжений в пределах одного слоя отличается однообразием. Иная картина на о. Медвекем. Здесь в пределах маломощного слоя конкреции разнородны по составу и содержат фосфоритовые обломки, отличающиеся по составу от связующей массы.

Это позволяет предполагать, что в среднем триасе после длительного перерыва в позднеоленекское время осадконакопление происходило в очень неспокойных условиях мелководного моря, в результате чего имели место неоднократные размывы и переотложения накопившегося материала. В начале формирования фосфоритов происходило в тонкозернистых осадках, на что указывают обломки фосфоритов с небольшой примесью мелких алевритовых частиц. В дальнейшем эти образования были размыты и сохранились только в виде фосфоритовых обломков, а мелкий алевритовый материал на этих породах, довольно хорошо отсортированный, обогащая вновь образовавшиеся конкреции (табл. II, фиг. 7). Они-то и дали начало песчано-фосфоритовым конкрециям. Плохая окатанность и сортировка песчаных зерен в стяжениях свидетельствует о том, что песчаный материал не подвергался длительному перемыыву. В последующее время и эти конкреции прошли многократный перемыв и переотложение, так как они имеют разный состав и сглаженную поверхность. Вымывшиеся конкреции осадки не сохранились, они были размыты вскоре после их образования. Это подтверждается и тем, что фосфориты практически не содержат карбонатов, в то время как среднетриасовые фосфориты архипелага интенсивно замещаются вторичными кальцитом или доломитом, которыми богаты включающие их породы.

## Верхний отдел

Отложения верхнего отдела слагают вершины гор и представлены нижними слоями карнийского яруса видимой мощностью 140 м.

Карнийский ярус. Образования этого возраста залегают на среднетриасовых породах с разрывом. Контакт их очень четкий благодаря резкой смене вещественного состава отложений. В основании карнийского яруса появляются темно-серые аргиллиты со скорлуповатой отдельностью и многочисленные сидеритовые конкреции. Глинистые породы также резко отличаются по вещественному составу от нижнетриасовых. Несмотря на значительное удаление о. Медвежьего от Шпицбергена, характер верхнетриасовых осадков остается прежним. Это свидетельствует о едином бассейне седиментации во всем регионе в начале карнийского времени.

В составе отложений карнийского яруса по вещественному составу выделяется два горизонта.

Первый горизонт (118 м) представляет собой довольно однообразную толщу аргиллитов с пачками глинистых мелкозернистых алевролитов. В отдельных пластах эти породы образуют сложное переслаивание. Аргиллиты тонкоплитчатые, со скорлуповатой отдельностью, в различной степени алевроитистые; преобладают разности с большой примесью алевроитовых частиц, нередко переходя в сильно глинистые алевролиты. Цвет их темно-серый. Алевролиты чаще буровато-серые, иногда с тонкой горизонтальной слоистостью.

В отличие от никележащих пород, для верхнетриасовых образований характерен сидерит. По всему разрезу первого горизонта встречаются обогащенные им прослои и линзочки (от 0,1 до 20 см) крупнозернистых алевролитов, тонкие слойки, линзочки и конкреции глинистого сидерита. Присутствует он в аргиллитах и глинистых мелкозернистых алевролитах, преобладая в последних. Стяжения темно-серого сидерита имеют уплощенные формы. Это или эллипсоидальные овальные конкреции размером от 0,05 до 0,3 м в поперечнике, или линзовидные длиной до 1 м при толщине не более 0,2 м. Они или рассеяны в породе или образуют цепочки. Подавляющая часть пелеципод и аммонитов обнаружены в конкрециях.

Породы первого горизонта карнийского яруса содержат мелкий углистый детрит, который вместе со слюдой нередко обогащает плоскости напластования алевролитов. Спорадически можно наблюдать следы илоедов, а в отдельных прослоях мелкие желваки и линзочки пирита.

Второй горизонт (видимой мощностью 22 м) слагают мелко-крупнозернистые алевролиты, серые с буроватым оттенком, тонко- и среднеплитчатые, довольно крепкие, обогащенные сидеритом с алевроито-сидеритовыми конкрециями. Отмечаются следы ползания илоедов и глинистые окатыши.

Первые находки верхнетриасовой фауны приурочены к мелким сидеритовым конкрециям из низов первого горизонта. Это очень мелкие единичные *Halobia* sp. indet. и *Eumorphotis* sp. indet. (рис. 2). Чуть ниже подошвы карнийского яруса в алевролитах из осипи обнаружен отпечаток *Daonella* sp. Алевролиты, содержащие эту пелециподу, по вещественному составу ничем не отличаются от алевролитов из прослоев, присутствующих в разрезе примерно в 15-18 м выше подошвы. Представители этого рода на архипелаге являются руководящими для среднетриасовых отложений, как правило образуя большие скопления. Находка даонеллы в породах, по всей вероятности относящихся к низам карнийского яруса, представляет собой исключение. Крупная *Halobia?* sp. indet. встретилась в сидеритовой конкреции в верхней части первого горизонта (около 70 м выше подошвы). Примерно в 25 м выше этой находки обнаружены аммониты *Nathorstites?* sp. indet. (cf. *gibbosus*) St., *N.* sp. indet., *Dawsonites* sp. indet. (отпечаток).

В алевролитах второго горизонта найдены *Nathorstites* cf. *gibbosus* St., *N. lenticularis* (White) и многочисленные пелециподы *Myophoria nathorsti* Dames.

Такие остатки, как *Halobia*, *Nathorstites* cf. *gibbosus* и другие аммониты из этого рода, на Свальбарде типичны для карнийского яруса. Они появляются в низах разреза, образуя в восточных районах архипелага большие скопления с пелециподами *Halobia zittelii* (Хорчинская и др., 1967; Пчелина, 1965, 1967). Исключение представляет о. Эдж, где аммониты встречаются и в более высоких слоях карнийского яруса (Клубов, 1965). Везде на архипелаге появление указанных аммонитов и пелеципод сопровождается изменением вещественного состава пород, вызванного сменой источника сноса и режима бассейна седиментации.

В районе о. Медвежьего при общем сходстве карнийских образований с другими участками Свальбарда необычным является распределение в разрезе фаунистических остатков. Так, в низах этого разреза можно встретить только единичные очень мелкие пелециподы из рода *Halobia*. Значительно выше появляются крупные экземпляры, по-видимому, тех же пелеципод, а вместе с ними многочисленные аммониты и другие пелециподы (Вольф, 1908, стр. 70). Также вверх по разрезу

увеличивается количество сидерита, который в данных отложениях связан с указанными фаунистическими остатками. По всей вероятности это отличие можно объяснить своеобразными гидродинамическими условиями в предкарнийское время.

### Вещественный состав

Микроскопическое исследование триасовых пород показывает, что алевриты нижнего триаса, за исключением отдельных маломощных прослоев первого горизонта индского яруса, состоят из зерен размером 0,01–0,04 мм. Частицы более крупной размерности (до 0,1 мм) наблюдаются в виде небольшой примеси. Как правило, присутствует глинистый материал (27,6–33,8%).

Алевритовые обломки представлены кварцем, единичными зернами калиевых полевых шпатов кислых плагиоклазов и обломков кремнистых пород. Постоянно отмечаются многочисленные тончайшие удлиненные чешуйки мусковита. В небольшом количестве встречается такой же формы хлорит и единичные чешуйки измененного биотита. Зерна кварца имеют неправильную, иногда удлиненную форму, в большинстве случаев с корродированной поверхностью. В песчанике состав породообразующих минералов в целом сходен с алевритами, но отличается присутствием значительного количества глауконита, в основном перестроенного, и редких зерен средних плагиоклазов. В песчанике зерна кварца угловатой и угловато-окатанной формы, нередко в результате растворения зерен образуются небольшие кварцитовидные участки. Как в алевритах, так и в песчаниках зерна кварца имеют резко выраженное волнистое погасание.

Значительная часть кварца в рассматриваемых породах является аутигенной. Этот кварц замещает разнообразие органические остатки и зачастую загрязнен пелитовыми частицами, точечными включениями пирита и органики. Нередко кварц образует регенерационные каемки на обломочных зернах.

Из других аутигенных минералов здесь широко распространены карбонаты и пирит, которые тесно связаны с рассеянным органическим веществом. Карбонаты более характерны для участков скопления алевритовых зерен, в которых они нередко вместе с глинистыми минералами образуют поровый и порово-базальный тип цемента. Это относится как к пластам алевритов и песчаников, так и к слойкам, линзочкам и гнездам алевритов, присутствующим в алеврито-глинистых и других породах нижнего триаса.

Количество карбонатов в данном разрезе непостоянно и зависит от типа пород. Структура же и состав их в целом, по данным солянокислых вытяжек, петрографического и иммерсионного анализов, обнаруживают большое сходство.

В алевритах первого горизонта индского яруса количество карбонатов составляет 28–25% породы. Здесь широко распространены железистый доломит и анкерит с небольшим содержанием железа ( $N_0 = 1,706$ ). В песчаниках этой части разреза содержание карбонатов уменьшается до 18% и снижается роль железистых разновидностей.

В глинистых породах второго горизонта того же яруса количество карбонатов не превышает 8,5% и лишь в более алевритистых разновидностях верхней части разреза доходит до 5,5%. В этих породах отмечается в основном анкерит и значительное количество железистого доломита, а чистый доломит встречается значительно реже.

В оленеком ярусе распределение карбонатов неравномерное. Так, в глинисто-алеваитовых породах, составляющих основную часть разреза, содержание их обычно не превышает 11,5–12,5%. При этом состав карбонатов остается прежним, лишь несколько меняется соотношение упомянутых выше минералов. В нижней части яруса карбонаты обогащают отдельные маломощные прослои (до 85,5%), в которых преобладающим минералом является доломит. В верхней части, в прослоях и конкрециях, содержание карбонатов увеличивается до 61–63%, а в каверновом доломите – до 83%. Здесь появляется небольшая примесь кальцита.

Наиболее распространенной структурой карбонатов является микровернистая. Зерна обычно имеют ромбоэдрическую или близкую к ней форму, в оленеком ярусе нередко встречаются зерна округлой и яйцевидной формы. В прослоях и конкрециях верхней части оленекого яруса можно встретить участки с мелкозернистой структурой. Пористость в прослоях доломита не более 2,3%.

Как уже отмечалось выше, перекристаллизация наиболее сильно затронула каверновый доломит. В этой породе отчетливо видно, как на участках карбонатов с микровернистой структурой, обогащенных пиритизированной органикой и глинистым веществом, в начале образуются крупные ромбоэдрические кристаллы, загрязненные пелитовым и органическим материалом. В более поздние стадии преобразования вокруг этих ромбоэдров появляются регенерационные каемки чистых доломитов

(табл. II, фиг. II). Зачастую доломит развивается по водорослевым остаткам иного типа, при этом обнаруживается радиально-лучистое строение. Заменяет доломит и другие органические остатки. Нередко зерна карбоната имеют неправильную форму.

В кавернозном доломите, как уже упоминалось выше, отдельные каверны выполнены кристаллами доломита и кварца (табл. I, фиг. 6). Образование этих минералов, по-видимому, проходило одновременно. Судя по шлифам, часть доломита образовалась позже, так как хорошо видно, как ромбоэдрические зерна этого минерала замещают кварц (табл. II, фиг. I2).

Интересные данные получены В. С. Аллоновым при исследовании хорошо ограненных кристаллов кварца. Как следует из его заключения, в кварце выделяются первичные газопо-водяные включения, сформировавшиеся во время роста кристаллов, и вторичные - по трещинам. Те и другие образования изучались методами гомогенизации и декрепитации, показавшими хорошую сходимость результатов. В итоге исследования выяснилось, что образование кристаллов кварца происходило при поступлении гидротермальных растворов в неспокойной тектонической обстановке при температуре около 220-240°. Затем происходили тектонические подвижки, обусловившие образование трещин и залечивание их при температуре 140-156°. После этого поступление гидротермальных растворов прекратилось, так как в противном случае наблюдалось бы разведение граней кристаллов.

Гидроокислы железа присутствуют в породах нижнего триаса или в виде рубашек на карбонатных зернах или развиваются по пириту. Значительное содержание их отмечается в образованиях иудского времени и в верхних слоях оленевского (ниже и выше кавернозного доломита). Поименное количество гидроокислов железа наблюдается на отдельных участках кавернозного доломита, где они часто выполняют поровое пространство между крупными кристаллами доломита. Но особенно много их в алевритовых низов иудского яруса и в глинисто-алевроитовых породах из кровли рассматриваемого разреза. В кровле все карбонаты, представленные в основном анкеритом ( $M_0 = I,7IO$ ), покрыты пленками гидроокислов. Пирит в этих породах превращен в черную массу, потерявшую сульфидный блеск.

Из аутигенных минералов следует отметить образование барита, обнаруженного в песчаниках и алевритовых низов иудского яруса и в кавернозном доломите. Барит в виде скоплений мельчайших зерен обычно неправильной формы интенсивно замещает органические остатки. В тяжелой фракции, выделенной из алеврита и песчаника, он составляет соответственно 10,5 и 12,8%.

В нижнем триасе практически отсутствуют породы, в которых содержание глинистой фракции достигает 50%. Обычно количество ее не превышает 33%. Глинистое вещество обогащает, как правило, слойки, линзочки и участки неправильной формы в породах, где преобладают мелкие алевритовые частицы.

По данным рентгено-структурного анализа, выполненного В. Н. Герасимовым, в глинисто-алевроитовых породах первого горизонта иудского яруса преобладающим глинистым минералом является диоктаэдрическая гидрослюда (70-85%), хлорит составляет 15-20%. Присутствуют неупорядоченные смешанно-слоистые минералы типа гидрослюда-монтмориллонит (монтмориллонитовых слоев 20-25%). В алевритовых низов основания разреза количество этих минералов около 10%, а в сильно глинистых алевритовых породах из верхней части горизонта отмечаются лишь следы.

В сходных породах второго горизонта состав глинистых минералов примерно тот же (отмечается некоторое увеличение хлорита - 25-30%). В породе из этой части разреза, где глинистая фракция является преобладающей, а содержание карбонатов очень низкое, присутствует практически одна диоктаэдрическая гидрослюда, хлорит фиксируется только в виде следов.

В глинисто-алевроитовых породах оленевского яруса по сравнению с никелевыми наблюдается некоторое уменьшение гидрослюда (55-65%, в кровле разреза 50%) и увеличение хлорита до 45% (в кровле). Постоянно присутствует примесь (до 5%) неупорядоченных смешанно-слоистых минералов типа гидрослюда-монтмориллонит (монтмориллонитовых слоев не выше 25%).

Состав обломочной части пород среднего триасового возраста, судя по сохранившимся песчано-фосфоритовым конкрециям, почти ничем не отличается от иудских образований. Это преимущественно кварц, единичные зерна плагиоклазов, калиевых полевых шпатов и обломков кремнистых пород. Присутствуют мелкие чешуйки мусковита. Размер песчаных зерен самый разнообразный - от 0,1 до 0,8 мм. В отдельных конкрециях терригенный материал сравнительно отсортирован, преобладают обломки 0,16-0,25 мм. Более мелкие песчаные зерна, как правило, слабо окатаны или не окатаны, крупные обломки окатанной формы. В большинстве конкреций наблюдается примесь алевритового материала, который в разных степенях отличается размером и характером сортировки.

Фосфат в конкрециях представлен бурой аморфной разновидью ( $M = I,625$ ), и лишь в отдель-

ных участках раскристаллизован до мелких зерен. Пирит, присутствующий в значительном количестве, обычно развивается по органическим остаткам. Самое высокое содержание  $P_2O_5$  (38,2%) обнаружено в конкреции с незначительной примесью алевроито-песчаного материала. По мере увеличения последнего количество  $P_2O_5$  снижается до 24,8 и 16,1%.

Вещественный состав верхнетриасовых пород по сравнению с нижне- и среднетриасовыми резко меняется. Терригенные зерна обычно не принимают алевроитовой размерности, а самые крупные обломки (0,1-0,12 мм) в виде незначительной примеси встречаются в отдельных маломощных (0,01-0,5 м) прослоях алевролитов из нижней части первого горизонта карнийского яруса. Основная масса зерен в этих породах имеет размер от 0,04 до 0,1 мм, при этом наблюдаются линзочки и гнезда, обогащенные очень мелким алевроитовым материалом. Последний характерен и для сильно глинистых разностей алевролитов того же горизонта. В алевролитах второго горизонта размер обломочных частиц колеблется в пределах 0,04-0,09 мм.

В породообразующей части алевроитовых пород всего разреза в отличие от нижележащих резко увеличивается содержание полевых шпатов (примерно 15-20% терригенной части), обломков пород (примерно 5%), появляется большое количество биотита. Присутствуют мусковит и хлорит (1-5%). Содержание кварца снижается до 35-45%. Зерна кварца с резко выраженными волнистыми, иногда неправильными погасением, значительная часть их имеет удлинённую форму. Контуры обломков часто неровные, сильно корродированные при замещении их карбонатами и глинистыми минералами. В результате растворения образуются небольшие кварцитовидные участки. Полевые шпаты представлены в основном кислыми плагиоклазами олигоклаз-альбитового ряда, в подчинённом количестве кальциевыми разностями и единичными зёрнами средних плагиоклазов. Свежие зёрна полевых шпатов встречаются редко. Как правило, они сильно изменены, гидрослюдазированы. Среди обломков пород выделяются глинистые и слюдяные сланцы, кремнистые образования. Эти зёрна нередко теряют форму и их трудно отличить от цемента. Биотит в виде чешуек и крупных пластинок неправильной формы бурого и зеленовато-бурого цвета, изредка плеохромующих в бурых тонах. Чешуйки часто ориентированы по слоистости, иногда вместе с углистыми частичками обогащают слои и линзочки, подчеркивая косую микрослоистость. В процессе преобразования биотит гидратизировался, обесцвечивался и переходил в гидрослюда и хлорит, при этом образовывались многочисленные мелкие зёрна сидерита нередко чечевицеобразной формы. Все эти минералы выполняют поровое пространство между обломками кварца и полевых шпатов. Особенно сильно изменён биотит в прослоях алевролитов первого горизонта.

Верхнетриасовые породы резко отличаются от нижележащих по составу и структуре карбонатов. Преобладающим карбонатным минералом здесь является сидерит, который развивается по органическим остаткам и биотиту. Обычно он рассеян в породах в виде ступков, неправильных образований различной величины. В первом горизонте он пелитоморфный и скрытозернистый, во втором - микрозернистый.

Сидерит обычно в различной степени окисленный, встречается по всему разрезу карнийского яруса, но наиболее характерен для алевролитов. В отдельных слоях и линзочках алевролитов из первого горизонта (толщиной 0,05-0,1 м) он образует цемент базального типа, а нередко содержание его здесь преобладает над обломочной частью. Базальный цемент наблюдается и в отдельных пластах того же горизонта, в сильно глинистых разностях алевролитов, в которых количество алевроитовых зерен чуть превышает 50% породы. Здесь цементирующая масса почти ничем не отличается от глинистой составляющей аргиллитов.

В маломощных прослоях алевролитов первого горизонта и аналогичных породах второго горизонта количество цемента незначительное. Наиболее распространен цемент соприкосновения и поровый, а на отдельных участках цементация происходит за счет растворения обломочных зерен. Связующими минералами являются главным образом гидрослюда, хлорит, сидерит, иногда кварц. Во втором горизонте, кроме этих минералов, появляется железистый доломит и анкерит, выполняющие отдельные поры. Встречаются участки аргиллитов и алевролитов с цементом микрозернистого сидерита. Обычно же окисленный сидерит здесь рассеян по всей породе в виде мелких кристалликов. Пористость в алевролитах карнийского яруса колеблется в пределах 7,2-10,8%.

Изредка во втором горизонте можно встретить маломощные прослои алевролитов с карбонатным цементом базального типа. Эти карбонаты бесцветные, мелкозернистые, представлены в основном железистым доломитом, интенсивно замещающими обломочные зёрна, и мелкими зёрнами сидерита. Карбонаты заполняют все поровое пространство, и значение пористости становится меньше 1%.

Рентгено-структурный анализ показывает, что преобладающими глинистыми минералами в алевролитах второго горизонта являются хлорит (55-65%) и диоктаэдрическая гидрослюда (35-45%). В

одном случае отмечены следы каолинита, а в другом — неупорядоченных смешанно-слоистых минералов типа гидрослюда-монтмориллонит (монтмориллонитовых слоев до 20%).

Конкреции в первом горизонте сложены пелитоморфным и скрытоверистым глинистым сидеритом с примесью алевритового материала. Стяжения из основания карнийского яруса обогащены алевритовым материалом, содержат незначительную примесь песчаных зерен, а в отдельных случаях — лептохлориты. Изредка в них по растительным остаткам развивается каолинит.

Во втором горизонте конкреции образующим минералом является микроверистый сидерит, который выполняет пространство между мелкими алевритовыми зернами, образуя поровый, участками базальный цемент. Форма сидеритовых зерен неправильная и чечевицеобразная. Сидерит развивается по органическим остаткам, интенсивно замещает все обломочные зерна, в том числе биотит и продукты его изменения.

Пирит для верхнетриасовых образований не характерен. В породах и конкрециях он присутствует в небольшом количестве в виде пиритизированных растительных обломков или образует небольшие скопления крупных кристаллов кубической и неправильной формы, связанных, по-видимому, с органическими остатками.

Глинистые породы карнийского яруса отличаются от никелезащит прежде всего количеством глинистого материала, содержание которого составляет 56,7–62,0%. Основная масса глинистых минералов бурого и темно-бурого цвета, а на участках, обогащенных алевритовым материалом, имеет более светлую окраску. В ней рассеяны алевритовые зерна кварца, чешуйки мусковита, в небольшом количестве плагиоклазы и калиевые полевые шпаты. С увеличением алевритовых частиц вверх по разрезу увеличивается содержание образований неправильной формы пелитоморфного и скрытоверистого сидерита, который обычно развивается по органическим остаткам.

По данным рентгено-структурного анализа, в аргиллитах с примесью очень мелких алевритовых зерен из нижней части первого горизонта основными глинистыми минералами являются диоктаэдрическая гидрослюда (50%) и хлорит (45%). Наблюдается примесь (от следов до 5%) неупорядоченных смешанно-слоистых минералов типа гидрослюда-монтмориллонит (монтмориллонитовых слоев порядка 25%). В отличие от нижнетриасовых пород, здесь отмечаются следы каолинита. В верхней части первого горизонта, в глинистых породах, обогащенных мелкими и крупными алевритовыми частицами, количество гидрослуды увеличивается до 75%, при этом содержание хлорита уменьшается до 25%. Минералы смешанно-слоистой фазы обнаружены в виде следов.

Из алевролитов триаса и песчаников индского яруса были выделены минералы тяжелой фракции (200–270 меш.). Самое высокое содержание их наблюдается в алевролитах и песчаниках первого горизонта индского яруса (0,59–0,65%). В породах оленекского яруса выход тяжелой фракции колеблется в пределах 0,01–0,13%, а в верхнем триасе — 0,005–0,26%. При этом следует отметить, что в большинстве случаев в породах нижнего триаса основная часть тяжелой фракции принадлежит аутигенным образованиям, главным образом пириту. Отдельные фракции сложены практически этим минералом, с единичными терригенными зернами. Исключение представляет слон выше каверновского доломита, в тяжелой фракции которых несколько преобладают терригенные минералы.

В алевролитах верхнего триаса, наоборот, значительно сокращается содержание аутигенных образований и, как правило, преобладает терригенный комплекс.

Состав терригенных минералов мало чем различается по всему разрезу. Только в верхнетриасовых алевролитах присутствует оливин (до 2,3% терригенной части) и, как исключение, ортит (0,6%). В нижнем же триасе sporadически встречаются сфен (до 1,2%), минералы из группы железистого хлорита (до 1,8%), в единичных образцах минералы из группы актинолит-тремолит (0,6%), щелочная роговая обманка (0,6%), а выше каверновского доломита обнаружены одно зерно ксеноти-ма.

Главное отличие состоит в количественном изменении некоторых минералов. Так, моноклинные пироксены в нижнем триасе встречаются постоянно, но не превышают 1% и лишь изредка достигают 5%. В первом горизонте карнийского яруса верхнего триаса содержание их резко увеличивается до 27,9–80,0%, а во втором горизонте снова снижается до 1,3–10,0%. Ромбические пироксены в карнийском ярусе отмечаются постоянно (0,2–3,1%). В нижнем триасе они наблюдаются в таком же количестве только в оленекском ярусе. В нижнем триасе моноклинные пироксены слабо окрашены в буроватый и буровато-зеленый цвет, имеют угловато-окатанную и окатанную форму и представлены минералами группы авгита с показателями преломления в интервале 1,690–1,720 и редкими бесцветными зернами группы диопсида. В верхнем триасе пироксены более разнообразны по составу. Кроме описанных выше авгитов (здесь они имеют несколько более интенсивную зеленую окраску), присутствуют бесцветные пироксены из группы пихонита (+2V ~ 25°). В алевролитах из низов первого горизонта карнийского яруса около 50% пироксенов окрашены в буроватый

цвет и имеют следующие показатели  $n_p \approx 1,700$ ,  $n_g \approx 1,740$ .

Обыкновенная роговая обманка обычно встречается по всему разрезу триаса в количестве 0,4-2,5%, но наиболее характерна для нижнего триаса, где содержание ее в слоях выше кавернозного доломита доходит до 4,7%. Этот минерал представлен зернами зеленого и зеленовато-бурого цвета, угловато-окатанной, призматической и окатанной формы. В верхнетриасовых алевролитах по сравнению с нижнетриасовыми породами больше угловатых зерен.

Минералы группы эпидот-цоизит присутствуют постоянно в карнийском ярусе (0,6-3,1%) и в виде единичных зерен в индских породах.

Турмалин довольно часто наблюдается по всему разрезу (4,4-7,7%); выше кавернозного доломита отмечается его максимальное содержание (20,3%). Этот минерал присутствует в виде окатанных зерен, в меньшем количестве - в виде угловатых обломков кристаллов. Преобладают зерна зеленовато-бурого цвета, реже синие и бесцветные.

Гранат, как правило, в виде единичных зерен встречается в отдельных образцах. Выше кавернозного доломита содержание его увеличивается до 7,5%, а в одном образце второго горизонта карнийского яруса - до 11%. Гранат представлен бесцветными или розоватыми свежими зернами группы альмандина. Около половины зерен граната имеют угловато-окатанную и окатанную форму, другая половина - отчетливую черепитчатую текстуру.

Циркон обогащает терригенный комплекс тяжелых минералов песчаников и отдельные образцы алевролитов индского времени (34%), а также некоторые разности алевролитов второго горизонта карнийского яруса (30%). В остальной части разреза он присутствует в небольшом количестве. Циркон в исследованных образцах, как правило, бледно-розовый, но постоянно отмечаются бесцветные и розовато-сиреневые разности. Зерна хорошо окатанной формы и идиоморфно-окатанной (со сглаженной дигипирамидой). В породах нижнего триаса редко наблюдаются обломки циркона неправильной формы, а в алевролитах верхнего триаса они образуют значительное скопление. В песчанике индского яруса встречены цирконы с зональной структурой кристаллов, с пониженными показателями преломления (типа малакона).

Примерно так же, как циркон, распределен в разрезе рутил. В индском ярусе он достигает 11,5-13,2%, в отдельных образцах карнийского яруса - 2,8-5,5%, а чаще отсутствует совсем или наблюдается в виде единичных зерен. Этот минерал всюду присутствует в виде призматически-окатанных зерен и неправильных обломков со сглаженными углами, янтарно-желтого и оранжево-красного до темно-красного цвета.

Брукит и анатаз спорадически встречаются по всему разрезу (0,2-3,2%).

Минералы группы шпинели в нижнем триасе присутствуют в виде единичных зерен, а в карнийском ярусе в отдельных образцах содержание их увеличивается до 2,0-8,8%. В алевролите из низов первого горизонта карнийского яруса вместе с самым высоким значением шпинели (8,8%), наблюдается довольно большое содержание хлоритоида (3,2%). Кроме того, одно зерно хлоритоида было встречено в алевролите из основания индского яруса.

Монацит обнаружен в песчаном пласте индского яруса (1,2-1,6%) и в алевролитах второго горизонта карнийского яруса (2,6%).

Черные рудные минералы постоянно наблюдаются в карнийских алевролитах (4-6,1%), достигая наивысшего значения в низах первого горизонта (14,9%) и спорадически - в алевролитах и песчаниках нижнего триаса (1,8-3,2%, выше кавернозного доломита 9,4%). Зерна хорошо окатаны и представлены преимущественно ильменитом и в меньшей степени магнетитом.

Титанистые минералы (2,3-36,9%) и лейкоксен (1,3-31,5%) характерны для алевролитов карнийского яруса. В нижнем триасе лейкоксен присутствует постоянно, образуя большие скопления (31,7-35,2%) в песчаном пласте индского яруса. Титанистые минералы встречаются спорадически и в небольшом количестве. Эти минералы в породах триаса представлены как аллотигенными, так и аутигенными разностями.

Апатит при подготовке образцов к анализу растворялся в соляной кислоте.

Как следует из заключения Л. К. Туржецкой, минералы из верхнетриасовых алевролитов отличаются от нижнетриасовых несколько меньшей степенью окатанности акцессориев и значительно меньшей степенью окатанности пороодообразующих (пироксен, амфибол).

Битумсодержание породы в разрезе триаса были выделены в поле по запаху керосина, который они издают при ударе. Особенно сильный запах издают породы и конкреции оленекского яруса, обогащенные карбонатами. В алеврито-глинистых разностях индского яруса запах еле улавливается.

По данным люминесцентно-капиллярного анализа, выполненного в 21 образце пород нижнего и среднего триаса, содержание хлороформенного битумоида колеблется в пределах 0,02-0,04%, сни-



аясь до 0,01% в песчано-алевроитовых породах индского яруса и в фосфоритовых конкрециях. Цвет люминесценции на бумажных хроматограммах желтый (осмоленный битумоид).

Количество органического углерода в отложениях нижнего триаса зависит от типа пород. Самое высокое содержание его - 0,79-1,07% - обнаружено в глинисто-алевроитовых разностях. В тех же породах, но обогащенных карбонатами, оно снижается до 0,52-0,57%, в глинистом доломите не превышает 0,27-0,41%, а в кавернозном доломите - 0,12%. В алевролитах первого горизонта индского яруса количество  $C_{орг}$  составляет 0,42-0,49%. Повышенное значение органического углерода (1,27%) в песчанике того же яруса объясняется присутствием аллотонных обломков органических остатков, о которых уже говорилось.

Горячая экстракция хлороформом<sup>I</sup> показала содержание битумоида в алевроито-глинистой породе второго горизонта индского яруса в количестве 0,06% ( $C_{орг} = 1,05\%$ ), а в сильно глинистом алевролите из низов оленекского яруса - 0,08% ( $C_{орг} = 0,92\%$ ). В битумоидах из этих образцов углерод составляет соответственно 86,1 и 86,4%, водород - 13,3 и 12,9%, сумма гетерогенных элементов - 0,6 и 0,7%,  $\frac{H}{C}$  - 6,5 и 6,7.

Для битумоида А алевроито-глинисто-доломитовой породы ( $C_{орг} = 0,57\%$ ) из низов оленекского яруса и глинистого доломита ( $C_{орг} = 0,41\%$ ) из верхов разреза выполнены элементарный анализ, определение группового состава и состава углеводородов методом хроматографии. Результаты этих анализов показали, что содержание битумоида в обоих образцах 0,11%, содержание углерода в битумоиде соответственно равно 85,7 и 84,5%, водорода - 12,6 и 13,1%, сумма гетерогенных элементов - 1,7 и 2,4%,  $\frac{H}{C}$  - 6,8 и 6,5. В групповом составе битумоида наблюдается очень высокое содержание масел - 83,8 и 85,0%, низкое - смол (бензольных - 5,9 и 6,0%, спирто-бензольных - 3,2 и 4,4%) и асфальтенов - 1,4%. В составе углеводородов резко преобладает метаново-нафтеновая фракция. Тяжелая ароматическая фракция составляет 7,7%, спирто-бензольная - 4,5%. По данным микрохроматографического анализа, выполненного для битумоида алевроито-глинисто-доломитовой породы, содержание масел составляет 90,0%, а смол - 10,0%. В углеводородном составе основной фракцией является метаново-нафтеновая (77,8%), ароматическая не превышает 22,2%.

Крайне высокое содержание масел, низкое - смол и асфальтенов, резкое преобладание метаново-нафтеновой фракции в сочетании с запахом керосина свидетельствует о том, что в породах нижнего триаса присутствуют практически не окисленные нефтяные битумоиды.

Наблюдается некоторая закономерность в изменении значения битумино-с коэффициента в зависимости от вещественного состава пород. Так, наиболее низкое значение коэффициента (0,74%) отмечено в самых глинистых породах нижнего триаса. С некоторым увеличением алевроитового материала и карбонатов в верхах того же яруса значение коэффициента становится несколько выше (1,13%). В оленекских породах, обогащенных карбонатами, значение коэффициента составляет 13,8-14,2%. Уменьшение количества органического углерода, связанное с повышением значения коэффициента битуминозности, вызвано замещением рассеянного органического вещества карбонатами. Это очень хорошо прослеживается в петрографических шлифах.

Судя по тем же шлифам, рассеянный органический материал в породах нижнего триаса представлен остатками сапропелевого типа, значительная часть которого принадлежит, по-видимому, планктонным водорослям. Не вызывает сомнения, что осадки этого возраста, особенно оленекского времени, были обогащены микроводорослями, но в процессе преобразования осадка в породу, подверглись минерализации. Глинистые частицы, сорбированные органическим веществом, впоследствии служили материалом для образования аутигенных глинистых минералов. В результате часто приходится наблюдать, как эти минералы развиваются по органическим остаткам. Нередко по органическим остаткам развивается кварц, но особенно характерны процессы пиритизации и карбонатизации.

В шлифах из глинисто-алевроитовых пород нижнего триаса изредка можно встретить водорослевые остатки, сохранившиеся в виде бурой массы, в которой присутствуют одиночные глобулы пирита, черные непрозрачные нитевидные образования и аллотигенные зерна кварца алевроитовой размерности. В тонких шлифах при больших увеличениях выясняется, что в органической массе, на первый взгляд какущейся бесструктурной, видны отдельные участки, состоящие из плотно прилегающих или разобранных мелких (0,008-0,016 мм) бурых образований округлой, редко ромбовидной и овальной формы с тончайшими светлыми, желтовато-буроватыми оболочками. По-видимому, это в основном клетки водорослей. В центральной части отдельных округлых образований наблюда-

<sup>I</sup>Элементарный групповой и углеводородный состав битумоидов определялись И. П. Фединой и К. М. Вагановой.

ются той же формы мельчайшие тела, выполненные кварцем, доломитом или опалом (?). Чаще же они полностью минерализованы. В результате в бурой или в коричневой бесструктурной массе нередко с яркой окраской хорошо выделяются образования доломита и кварца яйцевидной, овальной, округлой и неправильно-округлой формы (0,002-0,03 мм). Они прозрачные или окрашены (зачастую не полностью) в светло-бурый тона и, как правило, окружены очень тонкой коричневой органической оболочкой. Эти минеральные образования наблюдаются и вне связи с бурой органической массой. Последняя интенсивно замещается доломитом.

Приведенные выше остатки водорослей были обнаружены в двух шлифах из пород первого горизонта индского и верхов оленевского ярусов, для которых характерна четко выраженная, тонкая часто прерывистая волнистая и горизонтальная, реже линзовидная слоистость. Они обогащают единичные слойки (0,5-1 мм), имеющие неровные расплывчатые контакты, а в одном из шлифов извилистые очертания. Интересно отметить, что в этих шлифах слойки алевролитов с базальным карбонатным цементом и с одиночными глобулями пирита имеют такой же характер контактов, а бурные водорослевые образования присутствуют в них в виде мелких остатков. Не исключено, что слойки карбонатных алевролитов были также обогащены растительными микроорганизмами, близкими по составу к только что рассмотренным, но в процессе преобразования осадка они минерализовались.

В шлифах из тех же пород индского яруса, но в слойках, где глинистый материал преобладает над алевритовым, удалось обнаружить скопление остатков, которые вследствие сильной пиритизации более или менее сохранили свою форму (табл. III, фиг. 13). Эти образования в преобладающей части принадлежат, скорее всего, фитопланктону. Они имеют округлую и овальную форму, размером 0,16-0,20 мм. В них наблюдается скопление глобулярного пирита шаровидной формы. Нередко выделения пирита имеют кубическую или несколько неправильную форму. Размер их колеблется от 0,006-0,008 до 0,04-0,05 мм. В пределах одной формы, как правило, образуются как мельчайшие, так и крупные глобулы, изредка наблюдаются только мелкие (табл. III, фиг. 14). По этим водорослям развиваются ромбоэдрические зерна доломита или анкерита (по-видимому, по слизистой массе), превращая их в бесформенные образования. На месте разложения водорослей остаются или только глобулы пирита или участки пиритизированного черного органического вещества неправильной формы, нередко напоминающие линзочки (табл. III, фиг. 15). В таком виде они обычно и встречаются в нижнетрапесовых породах.

В некоторых случаях на месте разложения органических остатков можно встретить овальные и неправильно-округлые формы (0,08 мм) кварца с тончайшей коричневой оболочкой органического материала, в центральной части которых наблюдаются многочисленные мельчайшие глобулы или крупное выделение пирита. Нередко мелкие образования пирита кубической формы сливаются и образуют крупные выделения, которые часто приходится наблюдать вне связи с органическим веществом. Изредка присутствуют планктонные (?) остатки округлой формы бурого и яркого оранжево-коричневого цвета, слабо пиритизированные.

Планктонные (?) организмы наблюдаются и в слойках карбонатных алевролитов, но в незначительном количестве. Очевидно, что смена слоев разной толщины, содержащих в преобладающей части определенные микроорганизмы, связана с сезонными изменениями.

В алеврито-глинисто-карбонатных породах оленевского яруса тонкорассеянное органическое вещество тесно связано с глинистыми минералами. Органо-глинистая масса темная, бурого и грязно-бурого цвета, с продуктами разложения органических остатков, часто имеет дендритоидный облик (табл. III, фиг. 16). В ней постоянно присутствует пирит в виде одиночных глобулей или их скоплений, иногда встречаются очень мелкие черные органические образования шаровидной формы с тончайшей коричневой органической оболочкой. Органо-глинистая масса особенно обогащает отдельные слойки, заполняя поровое пространство между зернами карбонатов и обломками кварца. Глинистый материал здесь трудно различим. При больших увеличениях в шлифах перпендикулярно слоистости обнаруживаются сохранившиеся обычно полуразложившиеся органические остатки. Последние имеют вид вытянутых по слоистости образований размером 0,06-0,08 x 0,2-0,32 мм, окаймленных коричневым и черным органическим веществом. В центральной части их наблюдаются скопления мельчайших глобулей пирита, а по основной массе развиваются ромбоэдрические или близкие к ним по форме зерна доломита. Местами хорошо видно, как карбонаты замещают почти полностью органическое вещество, и в результате карбонатизированный органический остаток, принадлежавший, вероятно, фитопланктону, теряет свою форму и практически ничем не отличается от основной массы породы. При этом темно-коричневое или черное органическое вещество остается между зернами карбонатов. В некоторых органических остатках округлой формы (0,08 мм) внешний карбонатный слой обладает нечетко выраженным лучистым строением, а в центральной части расположено овальное или шаровидное выделение карбоната или коричневого органического вещества. Иног

в центре шаровидного карбоната находится глобулярное образование пирита, вокруг которого хранилось темно-коричневое органическое вещество. Нередко просматривается клеткоподобная структура, ячейки которой выполнены зернами доломита, а стенки - темно-бурой органико-глинистой массой. Изредка ячейки выполнены бурым органическим материалом, по которому, по-видимому, и развивались карбонаты. Последние очень часто окрашены органическим веществом в бурый и кирпичный цвет. В небольшом количестве встречаются бурые округлые образования фитопланктона (?). В шлифах по слоистости отмечаются округлые и неправильно-округлые (до 0,2 мм) выделения, состоящие из глобулей разных по размеру. Межглобулярное пространство выполнено доломитом с остатками коричневого органического вещества. Изредка в них присутствуют зерна кварца в игольчатой форме.

В породах и конкрециях доломита органический материал наблюдается в виде темно-бурых и бурых линзочек, содержащих глобулярный пирит и расположенных по слоистости. Иногда линзочки имеют ветвистую форму. Кроме того, здесь появляются остатки нитевидные (вытянутые в длину до 0,6 мм), пальцеобразные, дугообразные, округлые (0,01-0,2 мм), овальные (до 0,25 x 0,65 мм) и другие. Интересно, что все они выполнены мелко-крупнозернистым прозрачным доломитом или кальцитом (перекристаллизованными) и приурочены к определенным тонким слоям с ничтожным содержанием глинистого материала. Присутствуют здесь и новые формы водорослей темного, грязно-бурого цвета, которые при замещении карбонатом или кварцем, иногда обнаруживают радиально-лучистое строение. По этим остаткам (не планктонным) пирит не развивается.

В породах нижнего триаса отмечаются карбонатизированные и пиритизированные остатки округлой и неправильной формы, по-видимому, зоогенного, происхождения. Они характерны для слоев, обогащенных фитопланктоном (?).

Из алевроито-глинисто-карбонатной породы и глинистого доломита с примесью алевроитовых астиц, входящих в состав отложений оленевского яруса, выделено нерастворимое органическое вещество. Выделение проводилось по методике О. А. Радченко (Радченко, 1966) обогащением HCl, F. В шлифах выделенное из обоих образцов вещество, представляет собой в основном (95-98%) буровато-черную массу, в которой наблюдаются участки неправильной формы грязно-бурого цвета. органической массе из алевроито-глинисто-карбонатной породы, выделяются отдельные буровато-черные и черные некрупные (0,06-0,16 мм) образования овальной, неправильно-округлой и неправильной формы, чаще с нечеткими контурами. В незначительном количестве присутствует глобулярный пирит<sup>1</sup> и мельчайшие шаровидные и неправильные черные выделения с тончайшей темно-коричневой и коричневой органической оболочкой. Аналогичные оболочки сохранились у органических остатков овальной, сферической и неправильной формы, центральная часть которых замещена кварцем. В виде единичных отмечаются нитевидные обрывки черного и бурого цвета и остатки неправильной, неправильно-округлой и овальной формы, ярко-коричневого и бурого цвета.

В органическом материале, выделенном из глинистого доломита, несколько увеличивается количество бурых и коричневых образований указанной выше формы (0,03-0,14 мм). В виде единичных встречаются уплощенно-овальные, грушевидные и трубчатые выделения. Здесь отсутствуют остатки, центральная часть которых выполнена кварцем. Наблюдаются черные и бурые образования с тончайшей коричневой органической оболочкой.

Все остатки, сохранившие более или менее форму, в преобладающей части принадлежат, по-видимому, планктонным водорослям. А основная буро-черная масса является продуктами их разложения микроорганизмами, следы жизнедеятельности которых постоянно фиксируются при микроскопических исследованиях. Иногда в шлифе нерастворимого органического вещества можно встретить темно-бурые, округлые, полуразложившиеся остатки планктона (?), которые обнаруживают большое сходство с основной массой.

Битумоиды в рассматриваемых породах обычно приурочены к пиритизированным органическим остаткам и к глинистой массе, обогащенной продуктами их разложения, находясь в дисперсно-рассеянном состоянии. Кроме того, они окрашивают или облекают зерна карбонатов. При просмотре шлифов в проходящем свете люминесцентного микроскопа обнаруживается, что люминесцируют только битумы, связанные с карбонатами. Чем больше карбонатов, особенно на участках их перекристаллизации, тем чаще и отчетливее наблюдается люминесценция в светло-желтых, желтых и зеленовато-желтых, обычно тусклых тонах.

Из пород верхнего триаса было выполнено 10 люминесцентно-капиллярных анализов. Количество хлороформенного битумоида в этих породах по сравнению с нижнетриасовыми несколько снижается (0,005-0,04%), несмотря на увеличение органического углерода. Отличается и цвет люми-

<sup>1</sup>Выделенное нерастворимое органическое вещество освобождалось от пирита по методике И. П. Федькиной, А. И. Данюлевской (1971).

неспещении на бумажных хроматограммах. Здесь характерны оражково-коричневые и светло-коричневые цвета (средние и асфальтеновые битумоиды). И только в алеврититах второго горизонта карнийского яруса свечение становится желтым.

Содержание органического углерода в аргиллитах и глинистых алеврититах составляет 1,1,41%. В алеврититах второго горизонта значение его снижается до 0,65%, а в сидеритовой конкреции (первый горизонт) до 0,52%.

Для битумоида, выделенного из аргиллита вблизи контакта с подстилающими породами (2 от подошвы разреза), выполнены элементарный и микрохроматографический анализы. Содержание битумоида А составляет 0,06% ( $C_{орг.} = 1,33\%$ ), коэффициент битуминозности равен 0,05. Количество углерода в битумоиде соответствует 85,0%, водорода - 13,5%, сумма гетерогенных элементов - 1,5%,  $\frac{C}{H} = 6,8$ . Содержание масел в битумоиде составляет 70,9%, смола - 20,6%. В составе углеводородов преобладает метаново-нафтеновая фракция, представленная твердыми углеводородами (71,1%), в подчиненном количестве находится ароматическая фракция (28,9%).

Аналогичные анализы были выполнены для битумоида, выделенного из алевритистых аргиллитов, взятых из верхов первого горизонта. В этих породах, в отличие от аргиллитов из низов разреза, содержание битумоида А снижается до 0,04% ( $C_{орг.} = 1,41\%$ ), значение битуминозности коэффициента 0,04. В битумоиде увеличивается количество углерода (86,8%) и уменьшается количество водорода (9,6%), в результате значение  $\frac{C}{H}$  становится гораздо выше (8,9). Интересные данные показал и микрохроматографический анализ. При примерно том же содержании масел (68,5%) смола (28,0%), резко изменился состав углеводородов. Основной фракцией здесь становится ароматическая (96,3%), а метаново-нафтеновая составляет всего лишь 3,7%.

В целом же в рассматриваемых битумоидах в отличие от битумоидов, выделенных из олеоских пород, уменьшается количество масел, увеличивается содержание смол и изменяется состав углеводородов. В верхней части разреза в битумоидах значительно понижается значение  $\frac{C}{H}$ .

Рассеянное органическое вещество в верхнетриасовых породах по сравнению с нижележащими совершенно иного характера. Основная часть его, судя по мифам, представлена аллохтонным детритом высших растений (табл. III, фиг. 17). Среди них выделяются гелифицированные и флоризированные обломки древесины иногда с сохранившейся структурой (табл. III, фиг. 18). Состав органического материала в самых нижних слоях карнийского яруса несколько отличается от основной части разреза. Так, в аргиллитах из низов первого горизонта преобладающими являются довольно крупные (до 0,5-5 мм) сильно измененные образования неправильной формы, от бурого черного цвета, принадлежащие водорослям. Иногда в тонких мифах обнаруживается, что они состоят из овальных (0,16-0,2 мм) и бесформенных выделений. В последних присутствуют мельчайшие шаровидные черные непрозрачные образования, возможно, измененного пирита (часть из них сложена гидроокислами железа). Изредка удается встретить остатки с сохранившейся клеточной структурой. Здесь полуразложившиеся обрубленные округлые формы (0,03 мм) состоят из мельчайшего тельца, выполненного опалом (?) и окруженного толстой слоистой коричневой и буроватой коричневой органической оболочкой. Аллохтонный детрит в этих породах беспорядочно рассеян в виде черных непрозрачных очень мелких обломочков (0,01-0,05 мм) с четкими контурами. Отдельные единичные кусочки витрена.

Вверх по разрезу в алеврито-глинистых породах резко уменьшается количество водорослевых остатков и преобладающими становятся гелифицированные и флоризированные обломки. Среди постоянно присутствуют витрен и семифлориз. Значительно увеличивается и размер аллохтонного детрита (до 0,35 мм). Все эти остатки в различной степени изменены и часто можно наблюдать как на месте их разложения образуются глинистые минералы или пелитоморфный сидерит, в зависимости от них развивается пирит. Глобулярный пирит, обычно окисленный, отмечается крайне редко в связи с этими остатками.

Наблюдающиеся отличия рассеянного органического вещества в аргиллитах из низов и верхов первого горизонта карнийского яруса, по-видимому, определяются и теми различиями в характере выделенного хлороформного битумоида, о которых было сказано выше.

Интересно отметить, что маломощные прослои алеврито-сидеритовых пород первого горизонта карнийского яруса и алеврито-сидеритовые конкреции второго горизонта обогащены сидеритом и рваными микроводорослями. Последние не имеют ничего общего с водорослями, описанными в нижнем триасе и из низов карнийского разреза.

Отсутствие запаха керосина в верхнетриасовых породах, иные цвета люминесценции на бумажных хроматограммах, появление твердых углеводородов в метаново-нафтеновой фракции в низовом разрезе и сильная ароматизация углеводородов к верхнему разрезу - все это указывает на то, что характер битумоидов здесь отличается от нижнетриасовых. Скорее всего, битумоиды в алевритах

глинистых породах верхней (основной) части разреза связаны с аллохтонными остатками высших растений, попадавших в бассейн осадконакопления с суши.

В алевролитах, взятых из низов карийского яруса И. Н. Дроздовой, был определен показатель преломления витрена. Значение его оказалось равным 1,767, что характеризует газовую степень углефикации органического вещества.

X X  
X

Изложенный материал позволяет сделать следующие основные выводы:

1. На о. Медвеьем присутствуют отложения всех трех отделов триаса, при этом в составе нижнего триаса выделяются образования индского и оленекого ярусов.

2. Отложения оленекого яруса присутствуют не в полном объеме - в позднеоленеческое время был перерыв в осадконакоплении. Близость вещественного состава пород оленекого яруса острова и одновозрастных отложений центральных и восточных районов архипелага дает основание предполагать, что они в раннеоленеческое время принадлежали одному бассейну седиментации.

3. Крайне незначительная мощность (около 20 см) среднетриасовых отложений, особенности их состава и текстур свидетельствуют о неоднократных размывах и перетолкении накопившегося в это время материала.

4. Существенные различия в вещественном составе пород нижнего и среднего триаса, с одной стороны, и верхнего триаса, с другой, связаны с изменениями источника сноса и режима бассейна седиментации в карийский век. В то же время есть все основания предполагать, что район о. Медвежьего и большая часть территории архипелага в раннекарийское время принадлежали одному бассейну седиментации.

5. Присутствие сингенетичных битумоидов, структур растворения в породах, а также газовая степень углефикации органического вещества позволяют предполагать, что отложения триаса были перекрыты мощной толщей образований юрско-мелового и, вероятно, более молодого возраста.

6. Перекристаллизация карбонатов и наличие хорошо ограниченных кристаллов кварца гидротермального происхождения в прослое кавернозного доломита оленекого яруса свидетельствуют о развитии в нижнетриасовых отложениях вторичных процессов минералообразования.

7. В нижнем триасе рассеянное органическое вещество образовалось за счет микроорганизмов фитогенного и в меньшей степени зоогенного происхождения, значительная часть которых принадлежит, вероятно, планктону. Породы, содержащие этот тип органического вещества, характеризуются желтым свечением битумоидов на бумажных хроматограммах, метаново-нафтеновым составом углеводов, низкими значениями  $\frac{C}{H}$  в битумоидах и запахом керосина.

В верхнем триасе преобладающим является аллохтонный детрит высших растений, который приносился в бассейн седиментации с суши вместе с минеральными обломками. Породы, содержащие органическое вещество этого типа, обладают оранжевым и коричневым свечением битумоидов, ароматическим составом углеводов и высокими значениями  $\frac{C}{H}$  в битумоидах.

Л и т е р а т у р а

Клубов Б. А. Геологический очерк о. Эдж. Мат-лы по геол. Шпицбергена, изд. НИИГА, Л., 1965.

Корчинокская М. В., Клубов Б. А., Пчелина Т. М. О границе среднего и верхнего триаса на Шпицбергене. Мат-лы по стратиграфии Шпицбергена, изд. НИИГА, Л., 1967.

Пчелина Т. М. Стратиграфия и особенности вещественного состава мезозойских отложений центральной части Западного Шпицбергена. Мат-лы по геол. Шпицбергена, изд. НИИГА, Л., 1965.

Пчелина Т. М. Мезозойские отложения района Ван-Кейлен-фьорда (Западный Шпицберген). Мат-лы по геол. Шпицбергена, изд. НИИГА, Л., 1965.

Пчелина Т. М. Стратиграфия и некоторые особенности вещественного состава мезозойских отложений южных и восточных районов Западного Шпицбергена. Мат-лы по геол. Шпицбергена, изд. НИИГА, Л., 1967.

Руководство по анализу битумов и рассеянного органического вещества горных пород. "Недра", 1966.

Федина И. П., данилевская А. И. Методика удаления пирита из остаточного органического вещества (керогена) осадочных пород. Новые методы изучения рассеянного органического вещества (сборник статей), изд. НИИГА, Л., 1971.

Bohm J. Über die obertriadische Fauna der Barentinsel. Stockholm, 1903, vol. 37, N 3.

Frebold H. Geologie des Barentschelfes Berlin Akademic. Vorlag. 1951.

### Объяснение таблиц

Таблица I

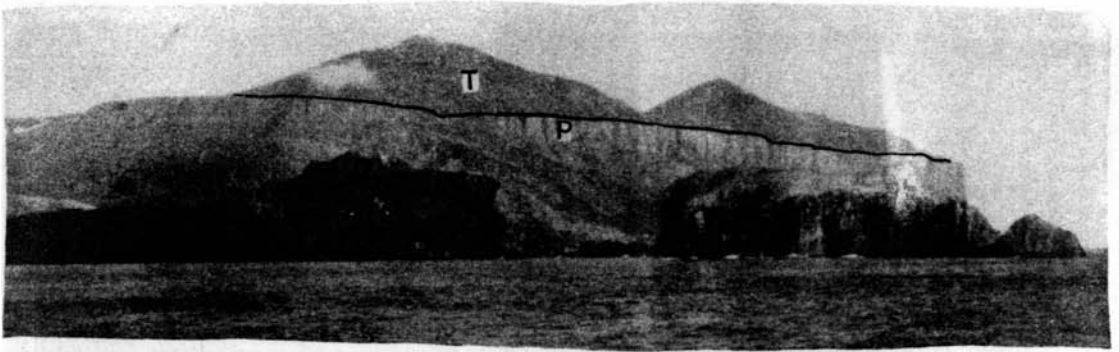
- Фиг. 1. Характер контакта триасовых и пермских отложений на о. Медвежьем.
- Фиг. 2. Органические остатки в песчанике индского яруса, х 80, без анализатора.
- Фиг. 3. Органические остатки в каверновом доломите. Натуральная величина.
- Фиг. 4. Перекристаллизация органических остатков в каверновом доломите. х 30, без анализатора.
- Фиг. 5. Остатки водорослей ? в каверновом доломите. х 30, без анализатора.
- Фиг. 6. Кристаллы кварца в каверновом доломите. Натуральная величина.

Таблица II

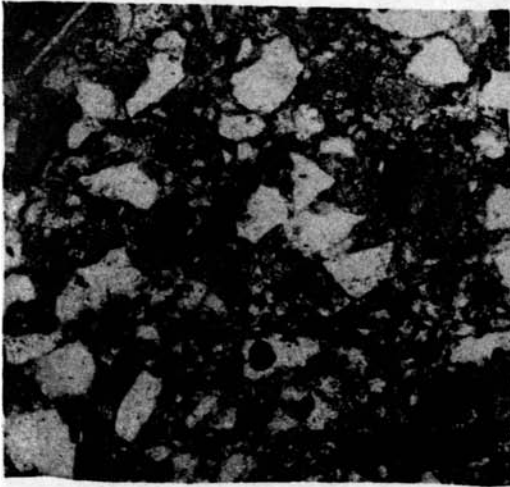
- Фиг. 7. Алевроит-песчано-фосфоритовая конкреция, обогащенная глаукоцитом (г). х 30, без анализатора.
- Фиг. 8. Фосфоритовая конкреция с гnezдами песчаного материала. х 30, без анализатора.
- Фиг. 9. Обломки песчано-фосфатного и алевроит-фосфатного состава в фосфоритовой конкреции. х 30, без анализатора.
- Фиг. 10. Фосфатизация органического остатка, замещенного глаукоцитом, в алевроит-фосфоритовой конкреции. х 30, без анализатора.
- Фиг. 11. Образование крупных кристаллов доломита с регенерационными каемками по микрозернистому глинистому доломиту. х 80, без анализатора.
- Фиг. 12. Замещение кварца доломитом в каверновом доломите. х 30, без анализатора.

Таблица III

- Фиг. 13. Пиритизированные органические остатки (фитопланктон ?) в глинисто-алевритовой породе индского яруса. х 80, без анализатора.
- Фиг. 14. Глобулярный пирит в том же органическом остатке. х 300, без анализатора.
- Фиг. 15. Замещение тех же остатков доломитом и анкеритом. х 120, без анализатора.
- Фиг. 16. Глинистая масса (темная) дендритовидного облика с продуктами разложения органических остатков в породах оленекского яруса, обогащенных доломитом. х 120, без анализатора.
- Фиг. 17. Аллохтонный детрит высших растений в алевроитистом аргиллите карнийского яруса. х 80, без анализатора.
- Фиг. 18. Разложение остатка древесины с сохранившейся структурой в той же породе. х 400, без анализатора.



1



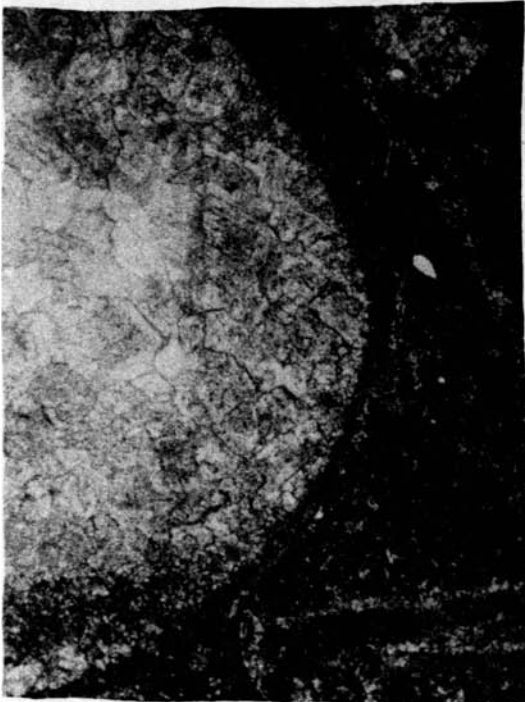
2



3



5

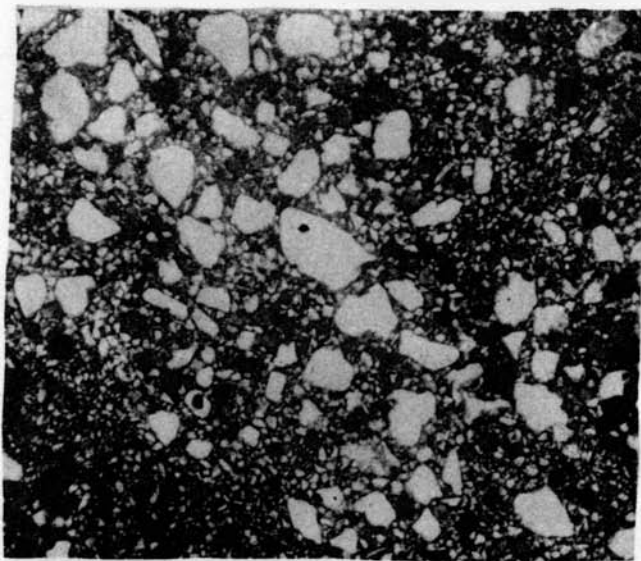


4

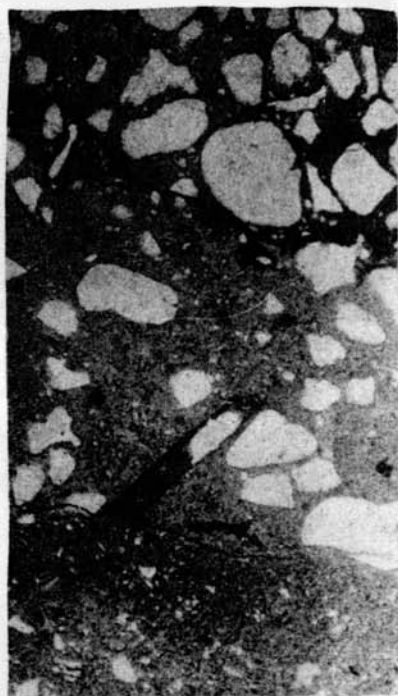


6

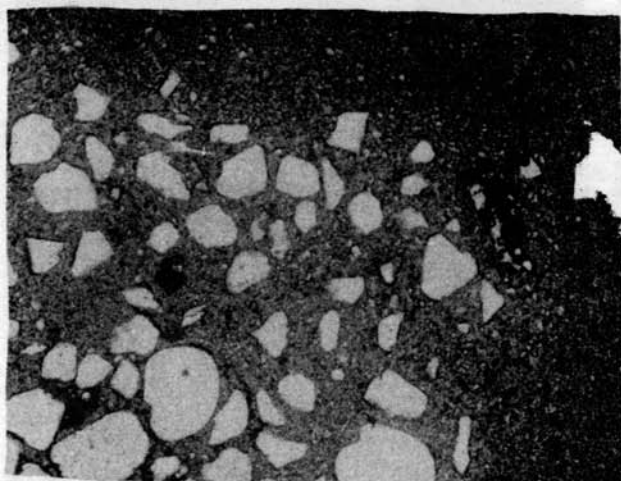




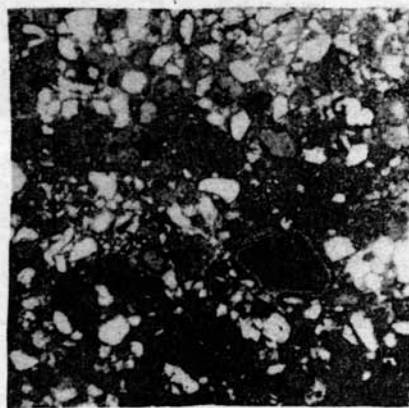
7



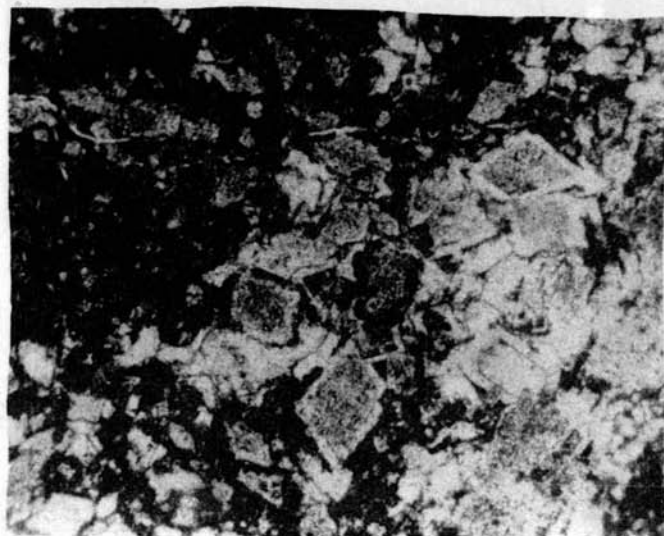
9



8



10

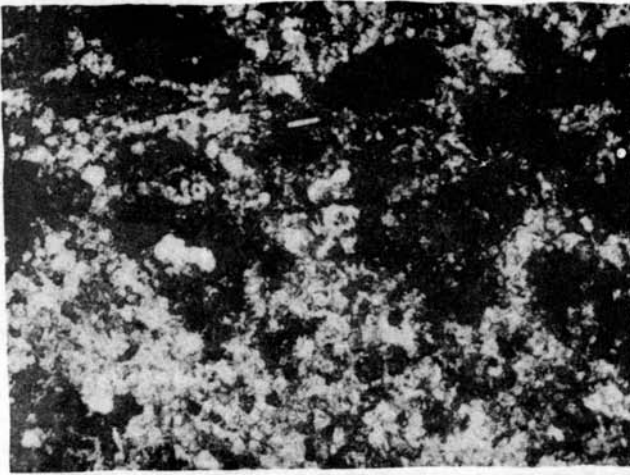


11



12

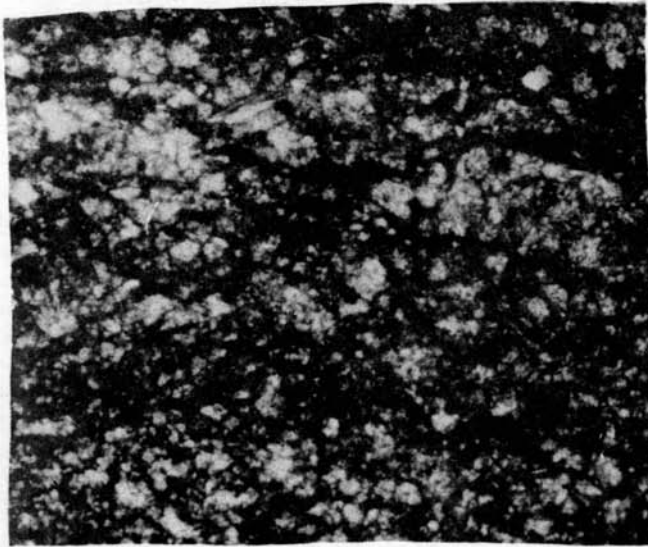




13



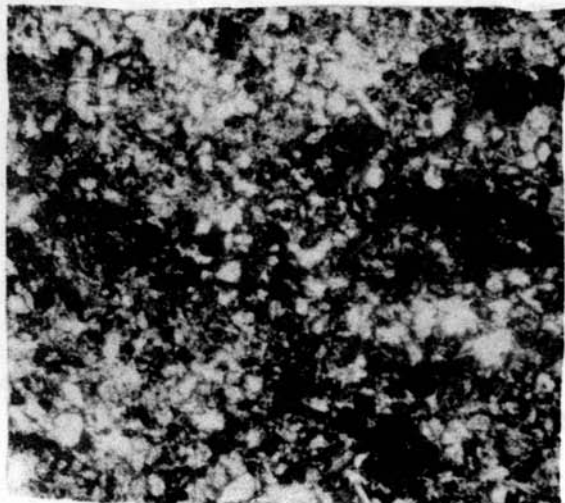
14



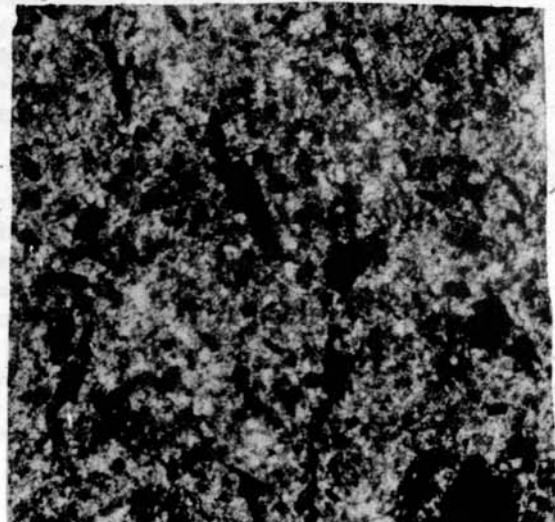
16



18



15



17