

Е. П. АКУЛЬШИНА

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ
ГЛИНИСТОЙ ЧАСТИ ПОРОД ПАЛЕОЗОЯ
СИБИРСКОЙ И РУССКОЙ ПЛАТФОРМ
И ЕГО ЭВОЛЮЦИЯ



ИЗДАТЕЛЬСТВО
«НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

Е. П. АКУЛЬШИНА

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ
ГЛИНИСТОЙ ЧАСТИ ПОРОД
ПАЛЕОЗОЯ
СИБИРСКОЙ И РУССКОЙ
ПЛАТФОРМ
И ЕГО ЭВОЛЮЦИЯ

Ответственный редактор
доктор геолого-минералогических наук
В. П. КАЗАРИНОВ

ИЗДАТЕЛЬСТВО „НАУКА“ · СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
НОВОСИБИРСК · 1971



5275
4117

В книге рассматривается вещественный состав глинистой части пород палеозойского возраста некоторых районов Сибирской и Русской платформ. Глинистое вещество характеризуется количественными показателями химического состава, структурных особенностей и степени вторичных изменений. Указанный комплекс характеристик глинистого материала применяется впервые. На изученном материале автор показывает, что карбонатные и карбонатно-терригенные платформенные отложения находятся на стадии начального эпигенеза с неизменными гидрослюдами. На стадии глубинного эпигенеза находятся терригенные породы, претерпевшие влияние контактового метаморфизма. На основании количественных характеристик устанавливается изменение химического состава глинистой части пород, отражающее эволюцию некоторых процессов осадконакопления за период кембрий—карбон.

На основании исследования содержания малых элементов в глинистом веществе устанавливаются некоторые закономерности их распределения, интерпретируются условия осадконакопления в бассейне. Подтверждается аллотигенное происхождение глинистых минералов.

Книга рассчитана на широкий круг геологов и петрографов, интересующихся глинистыми породами и минералами.

Если вы можете измерить то, о чем говорите, и выразить это в числах, вы знаете что-то о нем; но если вы не можете выразить его в числах, ваши знания будут скудными и несовершенными; это могут быть зачатки знания, но вы едва ли в вашем мышлении достигнете таким образом уровня науки в каком бы то ни было просе.

Кельвин

ПРЕДИСЛОВИЕ

Настоящая работа представляет результат многолетних исследований вещественного состава глинистой части пород палеозойского возраста, выполненных автором. Изучались образцы пород различных петрографических типов (известняки, доломиты, аргиллиты, алевролиты, песчаники) морского, прибрежно-морского и лагунного происхождения. Всего было исследовано свыше 2000 образцов с применением рентгеноструктурного, химического, физико-химического методов анализа (пламенная фотометрия, квантометрия, спектральный анализ). Большая часть лабораторных исследований проводилась по новым методам, описание которых дается в главе I.

Рентгеноструктурные исследования глинистой части пород проводились в лаборатории Института геологии и геофизики СО АН СССР под руководством Д. К. Архипенко сотрудниками Т. Н. Григорьевой, Н. И. Зюзиным, Г. М. Писаревой. Определение бора в глинистой части осадочных пород выполнено сотрудником Института геологии и геофизики В. И. Симоновой. Малые элементы Pb, Mn, Ni, Ti, Cr, V, Co, Sr, Ba, B, Zr, Zp, Cu определялись количественно Л. Н. Андреевой. Содержание Al_2O_3 , SiO_2 , K_2O , Na_2O определено химическим и физико-химическим методами в лабораториях СНИИГГИМСа, Северо-Кавказского геологического управления, ИГиГ СО АН СССР. Кроме того, 900 определений содержания Al_2O_3 , SiO_2 , Fe_2O_3 , MgO сделано на квантометре по новой методике, разработанной под руководством Н. В. Арнаугова. Общая интерпретация всего комплекса определений проводилась автором. Количество выполненных анализов показано в табл. 1.

Каменный материал собран автором при полевых исследованиях. Некоторая часть его любезно предоставлена В. И. Бгатовым, В. Е. Савицким, Б. Б. Шишкиным, Л. Г. Еникеевой, Е. П. Марковым, В. У. Петраковым, Р. Г. Матухиным, В. Г. Матухиной, Т. А. Дивиной, Е. К. Герасимовым, В. М. Евтушенко. Собранный материал характеризует породы палеозойского возраста различных районов Сибирской и Русской платформ. При сборе материала преследовалась цель наиболее полного изучения отдельных разрезов, сложенных различными петрографическими типами пород, образованных в разных фациальных условиях.

На Сибирской платформе в разрезах рек Рассоха, Немакит-Далдын, Далдын, Амбардах, Кулюмбе, Курейка, Летняя, Сухая Тунгуска, а также в скважинах Дьявольской площади и Канско-Тасеевского района изучены породы кембрийского возраста. В районах рек Мойеро, Кунтыкахы, Кулюмбе, Курейка, Летняя и по разрезу Дьявольской скважины изучались породы ордовикского и силурийского (исключая р. Летнюю) возрастов. Девонские отложения исследовались в районах рек Кулюмбе, Кунтыкахы и Норильска (в скв. С-12).

Объем выполненных ана

| Виды анализов | Сибирская плат | | | | | | | | |
|--|----------------|----------|-----------|-----------|-------------|--------------|------------|---------------------------|---------|
| | Анабарский штг | Харлулах | р. Оленек | р. Мойеро | р. Амбардах | р. Кунтыкамы | р. Куломбе | скв. С-12, Норильский р-н | Курейка |
| Химический анализ . . . | 48 | 35 | 35 | 78 | 6 | 30 | 110 | 306 | 197 |
| Рентгеноструктурный анализ | — | 47 | 75 | 63 | 19 | 25 | 77 | 181 | 156 |
| Определение щелочей | 43 | 38 | 35 | 74 | 4 | 22 | 110 | 273 | 212 |
| Количественный спектральный анализ малых элементов | 23 | — | — | — | 52 | 58 | 106 | 212 | 222 |
| Определение бора | 27 | — | — | — | 51 | 15 | 103 | 163 | 220 |
| Электронная микроскопия | — | — | — | — | 9 | 20 | — | — | 121 |

Таблица 1

литических исследований

| форма | | | | | | | Русская платформа | | |
|----------------|-----------|-------------------|-------------------------------|----------------------|---------------------|---------------------------------|-------------------|------------------|------------------------|
| р. Н. Тунгуска | р. Лейняя | р. Сухая Тунгуска | скв. № 1, Дьявольская площадь | Тунгуская опор. скв. | Тыныская опор. скв. | скв. 14 Канско-Тасеевского р-на | Эстония | скв. Мосоловская | по всем районам вместе |
| 14 | 245 | 137 | 51 | 20 | — | — | 103 | 143 | 1558 |
| — | 49 | — | — | — | — | — | — | — | — |
| — | — | 103 | 59 | 48 | 41 | 22 | 33 | 94 | 1092 |
| 12 | 186 | 134 | 49 | 30 | — | — | 107 | 156 | 1385 |
| — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 42 | 164 | 187 | 73 | 34 | 37 | 22 | 101 | 108 | 1532 |
| 18 | 123 | 149 | 68 | 28 | 33 | 18 | 70 | 85 | 967 |
| — | — | — | — | — | — | — | 30 | — | 231 |

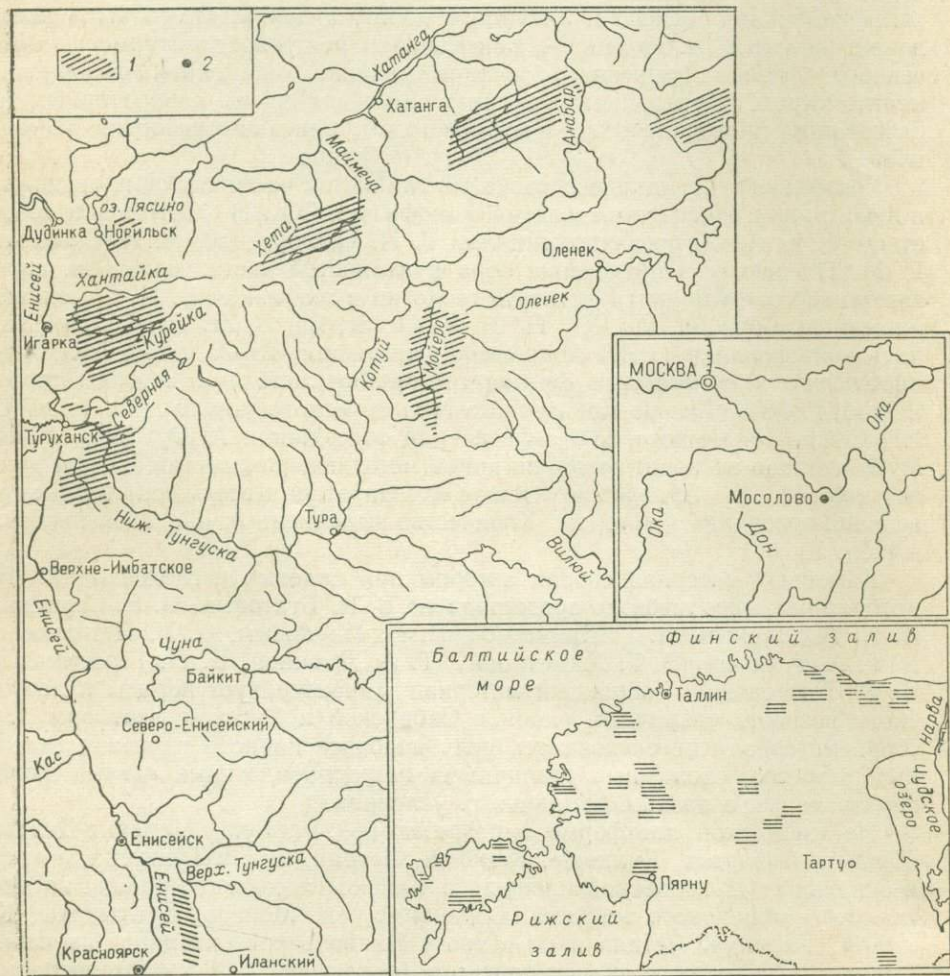


Рис. 1. Схематические карты районов исследования Сибирской и Русской платформ: 1 — места взятия образцов; 2 — скважины.

В Норильском и Хараулахском районах рассматривались пермские и каменноугольные отложения. В пределах Русской платформы изучены разрезы ордовика и силура Эстонии, а также девонские отложения скважины Мосолово (рис. 1).

Причиной пристального и детального исследования глинистой составляющей послужило то обстоятельство, что палеозойские породы Сибирской платформы, представленные в основном карбонатными разностями, в своей терригенной части преимущественно содержат глинистую, а не грубодисперсную фракцию. Кроме того, по мнению автора, глинистые минералы являются наиболее тонкими индикаторами условий осадконакопления, вследствие чего они должны в первую очередь использоваться в интерпретации последних. Имея двойственный характер, что необходимо строго учитывать, глинистые минералы заключают в себе весьма разностороннюю информацию. Структурная решетка глинистых минералов, образующихся на континенте, является весьма устойчивой и постоянной. Но в структуре глинистых минералов имеются и второстепенные компоненты, которые могут присоединяться и адсорбироваться уже в бассейне осадконакопления под влиянием физико-химической среды. Таким образом, глинистые минералы морских и океанических осадков, имеющие в основном аллотигенное происхождение, могут служить показателями условий выветривания на континенте, где формируется их основная решетка, а также условий осадконакопления в бассейне, где образуются второстепенные компоненты — адсорбированные малые элементы.

В связи с вышесказанным о возможности интерпретации условий осадконакопления по глинистой части пород было проведено исследование ее вещественного состава с целью выявления некоторых из этих возможностей. Для этого были поставлены следующие задачи:

I. Проследить изменение вещественного состава глинистой части в зависимости от типа пород (доломит, известняк, глинистый доломит, глинистый известняк, мергель, аргиллит, алевролит, песчаник); от их фациальной принадлежности (нормально-морские, мелководно-морские, прибрежные, лагунные), а также от условий выветривания на континенте (интенсивное и слабое химическое выветривание).

II. Для оценки изменения состава глинистого вещества установить некоторые количественные характеристики.

III. С помощью установленных количественных характеристик выявить некоторые условия осадконакопления в бассейне, а также условия выветривания на суше.

IV. Подтвердить аллотигенное происхождение большей части глинистых минералов палеозойских карбонатных и карбонатно-глинистых пород платформенного типа.

V. Показать весьма слабое влияние эпигенеза, исключающего возможность существенной перестройки кристаллической структуры глинистых минералов в палеозойских карбонатных и карбонатно-глинистых породах платформенного типа.

VI. Проследить эволюцию глинистого вещества на протяжении длительного периода и показать цикличное ее развитие, выражающееся в чередовании толщ с повышенной и пониженной зрелостью глинистого вещества.

Глинистыми минералами высокой зрелости автор, вслед за Фогтом [154], считает такие минералы, в состав которых в большем количестве входит стойкий при выветривании компонент — Al_2O_3 и в меньшем — натрий. Самыми зрелыми являются минералы группы каолинита, затем монтмориллонита и гидрослюды. Следует отметить, что при определении зрелости учитывается только натрий, входящий в структурную решетку, и исключается натрий поглощенного комплекса. В пределах группы гидрослюды также выделяются более и менее зрелые разновидности. Для определения зрелости используются некоторые структурные особенности гидрослюды, обусловленные, по мнению Г. Брауна [66], количеством калия, находящегося в межпакетных промежутках.

В данной работе основное внимание направлено на исследование химического состава глинистой части пород. Изучение минералогического состава проведено пока что только для установления характера связи, существующей между химическим и минералогическим составом в глинистой части пород различного генезиса. В связи с этим проведено количественное определение минералогического состава в некоторых разрезах, в результате чего установлено, что в глинистой фракции карбонатных и карбонатно-терригенных пород минералы группы гидрослюды составляют от 23 до 100%, хлорита от 7 до 75% и каолинита от 0 до 100%. Преобладающими минералами практически во всех породах являются гидрослюды.

В настоящей работе не дается классического описания исследованных разрезов по минералогическому составу глинистой части пород, поскольку этот материал готовится и будет представлен в следующей работе, посвященной минералогической характеристике и полиморфным модификациям гидрослюды*.

* Вследствие того, что материалы публикуемой работы находились в Издательстве с 1967 года, по некоторым вопросам накопились новые данные. Они войдут в завершаемую сейчас новую работу.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ГЛИНИСТОЙ ЧАСТИ ПОРОД

РЕНТГЕНОГРАФИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ И КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ЕГО РЕЗУЛЬТАТОВ

Глинистые минералы являются силикатами, составленными упорядоченными атомами кремния, алюминия, магния и железа в координации с кислородом и гидроксильными ионами. Большинство глинистых минералов имеет структуру, подобную пластинкам, листам, состоящим из параллельных слоев с высокосимметричным атомным расположением. Слои связаны вместе силами, которые относительно слабее сил, действующих внутри слоев. Такие внутрислойные силы определяются сетью электрических зарядов. Когда слои отрицательно заряжены, внешние катионы (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{2+} , Fe^{3+} , K^+), адсорбируясь между ними, компенсируют заряды и соединяют слои вместе. Различия в атомном устройстве и порядок, по которому слои сложены, дают основание для разделения глин на группы.

Слабые силы, связывающие слои в таких минералах, как монтмориллонит, легко допускают процессы катионного обмена и адсорбцию водных молекул, вызывающую набухание. Другие глины не набухают — их атомное устройство таково, что образуются электрически нейтральные, стабильные слои. Глины, подобные каолиниту, имеющие электрически нейтральные слои, связаны вместе без адсорбции внутрислойных катионов.

Дифракция рентгеновских лучей является результатом упорядоченного расположения атомов внутри кристаллов. Величина расстояний, полученная при этом, соответствует расстояниям между слоями атомов в единице решетки. Обычно единицей измерения служит ангстрем (\AA), равный 10^{-8} см. Каждый тип кристаллов образует на дифрактограммах характерные серии пиков. Интервал между пиками и их относительная интенсивность отражают структурные особенности минерала в случае, когда пластинчатые кристаллы ориентированы относительно одной оси. Таким образом, глинистые минералы идентифицируются наблюдением интервалов между пиками и относительной интенсивностью пиков друг к другу. Симметрия пиков является показателем кристаллического совершенства минералов. Определение базальных рефлексов 00ℓ является первым этапом идентификации глинистых минералов. Для более детального изучения различий минералов используется серия пиков. В данной работе рассматривались базальные (001, 002 и т. д.) отражения, характерные для основных групп глинистых минералов.

Детальное описание метода рентгеноструктурного анализа не входит в задачу данного раздела. Здесь приводится упрощенное описание способов интерпретации данных рентгеноструктурного анализа, обоснованных Шульцем [140, 141], Брауном [66], Флауном и др. [162] и применяемых автором при изучении минералогического состава глинистых фракций. Рентгеновский анализ проводился на приборе УРС-50U, излучение кобальтовое, медное и железное. Результаты фиксировались записывающим устройством

ЭПП-09М1 со скоростью движения ленты 360 мм/час. Образец вращался вокруг собственной оси со скоростью 20 об/мин; движение счетчика равнялось 1° в минуту.

Глинистая фракция размерностью $< 0,001$ мм в количестве 200 мг плотно спрессовывалась в полости держателя образца, выравнивалась стеклянкой пластинкой для получения плоской поверхности. Таким образом достигалась значительная степень ориентировки кристаллов, особенно в поверхностных слоях, которые вносят основной вклад в дифракцию.

Каолинит характеризуется серией базальных дифракционных пиков (рефлексов) таких, как 7 \AA , $3,5 \text{ \AA}$ и др. Форма пика 7 \AA [140] показывает степень кристалличности (окристаллизованности) каолинита. Для распознавания группы каолинитовых минералов достаточно базальных рефлексов [65]. Глинистые минералы группы гидрослюды и монтмориллонита отличаются от каолинитовых минералов, поскольку они характеризуются другими базальными дифракционными пиками. Каолинитовые минералы по базальным дифракционным пикам подобны хлоритовым минералам. Об их распознавании будет сказано ниже.

Хлорит характеризуется серией базальных дифракционных пиков 14 \AA , 7 \AA , $4,8 \text{ \AA}$, $3,5 \text{ \AA}$ и др. Нагревание при 550° C в течение 30 мин вызывает изменение структуры хлорита, вследствие чего величина отражения 14 \AA значительно возрастает, а другие базальные рефлексы почти исчезают. Минералы группы каолинита при данной термической обработке разлагаются, переходя в аморфное состояние.

Иллиты также характеризуются серией дифракционных пиков 10 \AA , 5 \AA , $3,3 \text{ \AA}$ и др., которые не подвержены заметным изменениям при насыщении этиленгликолем или нагревании. Группа иллита объединяет слюдоподобные минералы, которые имеют несколько меньшие или более широкие дифракционные пики, чем слюдистые минералы. Величина пространства 10 \AA в иллитах не изменяется после слабого нагревания и обработки этиленгликолем.

Минералы группы монтмориллонита имеют расширяющуюся решетку. Высушенные при обычной комнатной температуре монтмориллониты с натриевыми поглощенными ионами имеют один молекулярный слой воды между пакетами и базальное расстояние, равное $12,5 \text{ \AA}$; разности с кальциевыми и магниевыми поглощенными ионами имеют два молекулярных слоя и соответственно базальное расстояние около $15,5 \text{ \AA}$ [120]. Монтмориллонит после обработки этиленгликолем характеризуется серией базальных дифракционных пиков 17 \AA , $8,5 \text{ \AA}$, $5,7 \text{ \AA}$, $4,2 \text{ \AA}$, $3,4 \text{ \AA}$, $2,8 \text{ \AA}$ и др. В случае нагревания до 300° C в течение получаса в результате удаления адсорбированной воды или этиленгликоля наблюдается уменьшение базального пространства до 10 \AA .

Для некоторых разрезов палеозойских пород было проведено определение минералогического состава глинистой фракции по методу, разработанному Шульцем [140], позволяющему осуществлять количественную интерпретацию минералогического состава глинистой части пород. Для подсчета относительного количества различных глинистых минералов используются относительные размеры дифракционных пиков рентгеновских лучей от базальных плоскостей в пределах от 7 \AA до 17 \AA . Метод измерения величины дифракционных пиков и сравнения их интенсивностей состоит в следующем:

1. Площадь дифракционного пика получается в результате пяти замеров высоты выше линии фона. Один замер высоты пика делается по его средней линии и четыре других замера — в интервале на $1/2^\circ$ с каждой стороны дифракционного пика. Пример проведения пяти замеров высоты дифракционного пика выше линии фона равна 10 делениям, высота его выше линии фона на $1/2^\circ$ и 1° в левую сторону от центральной линии дифракционного пика соответственно равна 1,5 и 0,5 деления. Высота дифракционного пика выше линии фона на $1/2^\circ$ и 1° в правую сторону соответственно равна 2 делениям и 0,5 деления. Общая сумма этих пяти замеров равна 14,5 деления и рассматривается как площадь дифракционного пика. Если дифракционный пик имеет асимметричное строение, тогда один замер делается на крутой стороне пика и три замера — на пологой стороне дифракционного пика. Линия фона указывает, где проходил бы след излучения, если бы отсутствовал минерал, дающий дифракционный пик. Положение линии фона зависит от интенсивности радиации самого прибора и, кроме того, от радиации, посылаемой другими минералами, имеющими сходную кристаллическую решетку. Точность положения линии фона в некоторой мере обуславливается мнением интерпретатора.

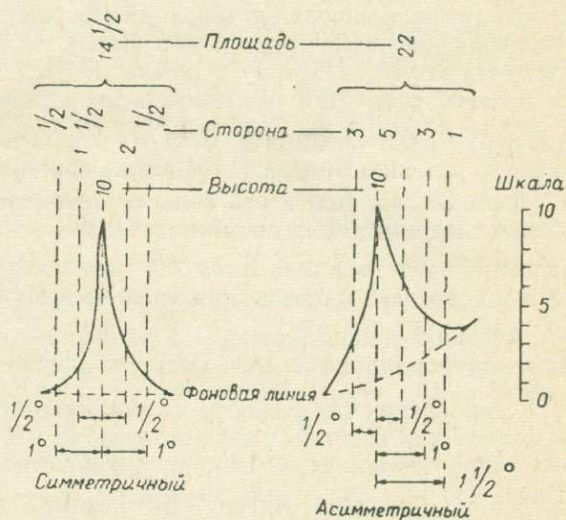


Рис. 2. Пример проведения пяти замеров высоты дифракционного симметричного и асимметричного пиков.

2. После нагревания до 300°C большая часть глинистых минералов в сланцах дает отражение от их базальных плоскостей либо 7 \AA (каолинит, хлорит), либо 10 \AA (иллит, смешанно-слоистые минералы, монтмориллонит). Таким образом, после нагревания образцов до 300°C становится возможным первоначальное разделение на эти две группы сравнением относительных «площадей» — 7 \AA и 10 \AA пиков.

3. После нагревания до 500°C алюминиевые иллиты, монтмориллонит и смешанно-слоистый иллит-монтмориллонит дают 10 \AA пики, «площадь» которых зависит от количества материала.

4. Отношение «площади» дифракционных пиков 7 \AA и 10 \AA для равных количеств каолинита и разрушенного иллита, монтмориллонита или смешанно-слоистого иллит-монтмориллонита колеблется в пределах 1:1 для плохо окристаллизованного каолинита; 2:1 для хорошо окристаллизованного каолинита; для каолинита промежуточной степени кристаллизации эта величина имеет промежуточное значение между 1:1 и 1:2.

5. Отношение высоты дифракционного пика насыщенного этиленгликолем монтмориллонита к дифракционному пику $9,8\text{--}10\text{ \AA}$ разрушенного монтмориллонита обычно равно 4—5, средняя величина 4,5.

Разделение каолинита и хлорита является обычным затруднением при идентификации глинистых минералов. Трудности возникают при наложении базальных рефлексов каолинита с таковыми хлорита около 7 \AA и $3,5 \text{ \AA}$. Эта проблема особенно важна для пород, в глинистых фракциях которых содержатся незначительные количества как каолинита, так и хлорита. Отражение (002) каолинита и отражение (004) хлорита около $3,5 \text{ \AA}$ не определяют дифракционных особенностей таких образцов. В связи с этим решение Грима, Бриндли и Вайта [141] неприменимо. Термическая стабильность двух минералов (каолинита и хлорита) такова, что интенсивные изменения дифракционных пиков имеют место примерно при той же самой температуре, и потому решение Джонса, Грима и Бриндли [141] также неприменимо. При незначительных количествах каолинита и хлорита отражения (003) каолинита $2,38 \text{ \AA}$ и хлорита около $4,8 \text{ \AA}$ не видны, таким образом, решение Вивера [141] также неприменимо.

Признак для выделения общего количества каолинита и хлорита был выбран следующим способом: в исследованных Шульцем сланцах, не содержащих хлорит, резкость пика 7 \AA показывает, что каолинит имеет однородную среднюю степень кристалличности, которая должна давать пик 7 \AA , имеющий площадь около 1,4 от площади пика 10 \AA иллита и разрушенного монтмориллонита или смешанно-слоистого иллит-монтмориллонита.

Установлено, что резкость дифракционного пика 7 \AA для образцов, содержащих как каолинит, так и хлорит, та же, что и для образцов, содержащих только каолинит. Очевидно, что кристалличность каолинита и хлорита одинакова. Согласно Виверу [141], пики 7 \AA каолинита и хлорита, которые, по-видимому, обладают одинаковой кристалличностью, имеют одинаковую интенсивность. Поэтому для сланцев величина пика 7 \AA была разделена на 1,4. Коэффициент был сравнен с размером пика 10 \AA для того, чтобы установить относительное количество минералов, дающих эти два отражения рентгеновских лучей.

Метод, предлагаемый Шульцем для оценки относительного количества каолинита и хлорита в древних сланцах, основан на сравнении дифрактограмм рентгеновских лучей, полученных на ориентированных агрегатах пород и после обработки теплым раствором 6 N соляной кислоты в течение 16 час, а также после того, как они были прокалены до 300 и 550°C в течение 30 мин. Не во всех образцах наблюдается пик хлорита 14 \AA после кислотной обработки, но во всех образцах остается пик 7 \AA каолинита. Ввиду того, что ориентировка в агрегатах отмечается перед и после обработки кислотой, сравнение величины пиков было отнесено к пику 10 \AA после прогрева до 300°C , так как материалы, дающие пик 10 \AA , очевидно, не подвержены действию кислотной обработки.

При таком методе величина возрастания высоты пика 7 \AA благодаря удалению хлорита при кислотной обработке в среднем равна двум третям от высоты хлоритового пика 14 \AA после прогрева до 550°C и перед обработкой соляной кислотой. Поэтому для образцов сланцев часть пика 7 \AA , которая является признаком отражения от хлорита, рассчитывается умножением высоты пика 14 \AA , полученного после прокаливания образца при 550°C , на множитель $2/3$ или делением на 1,5. Остаток пика 7 \AA высоты

является признаком каолинита. Например, если образец дает пик 7 Å, высота которого 12 единиц, и пик 14 Å (после прокаливания при 550° С), высота которого 9 единиц, тогда 6 единиц (9 : 1,5) пика 7 Å должны быть признаком хлорита, а другие 6 единиц — каолинита; два минерала содержатся в равных количествах. В образцах с незначительным количеством каолинита и хлорита могут быть получены данные со значительными пределами колебаний из-за неточности в измерении обычно небольших пиков — 7 Å и 14 Å.

Некоторая осторожность должна быть соблюдена в расчете отношения монтмориллонита к смешанно-слоистым глинам потому, что и другие факторы могут определять отношение 17 Å : 10 Å, равное 4,5 : 1.

Ниже приводится описание расчета относительного количества глинистых минералов.

I. Измерение пиков:

а) измерение «площадей» пиков 7 Å, 10 Å (после насыщения гликолем), 10 Å (после прокаливания при 300° С);

б) измерение высоты пиков 7 Å, 10 Å (после прокаливания 300° С), 14 Å (после прокаливания при 500° С), 17 Å (после насыщения гликолем).

Пример:

7 Å высота = 5, площадь = 6;

10 Å (после гликоля) площадь = 10;

10 Å (после 300° С) высота = 25, площадь = 55;

14 Å (после 500° С) высота = 3,5;

17 Å (после гликоля) высота = 40.

II. Корректированная площадь пика 7 Å = $\frac{\text{площадь пика } 7 \text{ Å}}{1,4} = \frac{6}{1,4} = 4,3$.

III. Каолинит + хлорит (в %) = $\frac{\text{корректированная площадь пика } 7 \text{ Å} \times 100}{\text{корректированная площадь пика } 7 \text{ Å} + \text{площадь пика } 10 \text{ Å (после } 300^\circ \text{ С)}} =$
 $= \frac{4,3}{4,3 + 55} \times 100 = 7\%$.

IV. Хлорит (в %) = $\text{хлорит} + \text{каолинит} \times \frac{\text{высота пика } 14 \text{ Å (после } 500^\circ \text{ С)}}{1,5 \times \text{высота пика } 7 \text{ Å}} =$
 $= 7\% \times \frac{3,5}{1,5 + 5} = 3\%$.

V. Каолинит (в %) = $(\text{каолинит} + \text{хлорит}) - \text{хлорит} = 7\% - 3\% = 4\%$.

VI. Иллит (в %) = $\frac{\text{площадь пика } 10 \text{ Å (после гликоля)}}{\text{корректированная площадь } 7 \text{ Å} + \text{площадь пика } 10 \text{ Å (после } 300^\circ \text{ С)}} =$
 $= \frac{10}{4,3 + 55} \times 100 = 17\%$.

VII. Монтмориллонит (в %) = $\frac{\text{высота пика } 17 \text{ Å (после гликоля)}}{4,5 \times 10 \text{ Å} \times \text{высота пика (после } 300^\circ \text{ С)}} \times$
 $\times 100 - (\text{каолинит} + \text{хлорит}) = \frac{40}{4,5 \times 25} \times 93 = 33\%$.

VIII. Смешанно-слоистые глинистые минералы (в %) = 100 — (каолинит + хлорит + иллит + монтмориллонит) = 100 — (4 + 3 + 17 + 33) = 43%.

Помимо описанных выше способов интерпретации рентгеноструктурного анализа автором было проведено определение относительного содержания межпакетного калия в слюдах с целью установления разных стадий их выветривания по методу Брауна [66]. Сущность метода заключается в следующем. На дифрактограммах, полученных при обычном рентгеноструктурном анализе на приборе УРС-50U и записывающем устройстве ЭПП-09M1, производится замер высоты пиков 10 \AA (001) и 5 \AA (002) и рассчитывается величина отношения интенсивности отражений (001) : (002), которая является показателем степени выветривания слюд.

По методу, разработанному Флауном, Вивером и др. [162], определение степени метаморфизма гидрослюд производилось измерением отрезков вертикальных линий, проведенных из точек дифрактограммы 10 \AA и $10,5 \text{ \AA}$ до пересечения их с горизонтальной линией, проходящей через основание этого пика.

КОЛИЧЕСТВЕННОЕ ОПРЕДЕЛЕНИЕ МАЛЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

Методика количественного определения элементов Ti, Mn, Ni, Co, Cr, Pb, V, Zn, Ga, Cu, Zr в осадочных породах и глинистых фракциях, применяемая в данной работе, разработана в Институте геологии и геофизики Сибирского отделения АН СССР Л. Н. Андреевой (1965). Схематическое описание метода приводится ниже.

Химические методы анализа довольно трудоемки, продолжительны и для массового анализа на большое число элементов малоприменимы. Эмиссионный спектральный анализ, обладающий высокой чувствительностью на большинство химических элементов, высокой производительностью и дешевой, более эффективен для подобного рода исследований.

С целью получения хорошей воспроизводимости в работе использован метод просыпки пробы через горизонтальную дугу, стабилизированную током воздуха. Стабилизация дуги воздухом уменьшает зависимость интенсивности спектральных линий от химического состава анализируемых проб. В качестве прибора для введения проб в разряд и сжигания их была применена полуавтоматическая приставка к спектрографу конструкции Ю. А. Копейкина [39], изготовленная в лаборатории. В качестве спектрального прибора использовался дифракционный спектрограф ДФС-8 с плоской дифракционной решеткой 600 штрихов/мм . Применение прибора с высокой разрешающей способностью оказалось очень эффективным при определении малых количеств многих элементов, так как чувствительность возрастает по сравнению с достигнутой при работе на приборах средней дисперсии. Применение дифракционного спектрографа значительно облегчило выбор аналитических линий для количественного анализа.

Эталоны готовились смешением окислов, реже солей анализируемых элементов, с основой, приближающейся к составу глинистых пород и фракций. Состав основы выбирался как средний на основании сопоставления большого количества химических анализов различных пород.

Анализируемое вещество, измельченное до 200 меш , вводилось в разряд с помощью полуавтоматической установки. Необходимая для анализа навеска вещества (150 мг) отбиралась дозатором. Электроды применялись угольные, расстояние между ними автоматически поддерживалось равным

4 мм. Ширина щели спектрографа ДФС-8 составляла 0,02 мм. Сила тока в цепи генератора ДГ-2 равнялась 20 а. Скорость струи воздуха контролировалась по манометру. Применялись пластинки СП-1, чувствительность 1,2 ед. ГОСТ.

Чтобы охарактеризовать правильность разработанного метода, было сделано сопоставление результатов спектрального и химического анализов. Систематических расхождений между двумя методами не наблюдается (Андреева [10]). Вероятная ошибка двукратного определения составляет 5,0—10,0% для различных элементов. Метод позволяет сделать до 150 количественных определений за один рабочий день.

Б о р

Количественное определение бора спектральным методом разработано в ИГиГ СО АН СССР В. И. Симоновой [79]. Определение бора производилось в глинистых фракциях всех петрографических типов пород, встречающихся по разрезу. При этом учитывался известный в литературе опыт определения бора в горных породах, рудах и минералах (Шиллинг и Пометун [99]; Русанов, Хитров и Батова [75], Москаленко [54]).

С целью изучения влияния возможных изменений химического состава образцов на результаты анализа были приготовлены серии эталонов на искусственных смесях. Выбор минеральной формы бора для приготовления эталонов проводился по сравнению кривых испарения его из образцов глинистых фракций и искусственных образцов, содержащих бор в виде буры, турмалина, ашарита, людовигита, датолита.

Для выбора лучших условий анализа была изучена зависимость интенсивности линий бора и воспроизводимости результатов анализа от величины навески, скорости просыпки порошка, скорости отсоса воздуха, стабилизирующего разряд дуги.

На основании проведенных исследований были выбраны следующие условия анализа: навески анализируемых проб, эталонов и буферного порошка отбирались с помощью мерок, вмещающих 250—300 мг, и с помощью электромагнитного вибратора просыпались за 30 сек равномерной струей в пламя дуги переменного тока. Применялись генератор ДГ-2, ток $I = 19—20$ а, напряжение $V = 220$ в, угли безборовые. Расстояние между электродами 4—5 мм. Скорость отсоса воздушной струи, стабилизирующей дугу, контролировалась по водяному манометру и поддерживалась равной 25—30 мм вод. ст. Спектры фотографировались на спектрографе КСА-1 с кварцевой оптикой. Ширина щели поддерживалась 0,01 мм. Осветительная система — трехлинзовая. Промежуточная диафрагма 5 мм. Применялись фотопластинки СП-3 чувствительностью 4—5 ед. ГОСТ 1а. Среднеквадратичная ошибка метода равна $\pm 15\%$. Накопленный опыт работы по изложенному методу указывает на возможность выполнения за рабочий день 20—30 анализов.

Кремний, алюминий, магний и железо

Определение кремния, алюминия, магния и железа проводилось по новой методике, разработанной в ИГиГ СО АН СССР сотрудниками Н. В. Арнаутовым и М. И. Зеркаловой, А. Д. Киреевым (1966)¹ с применением автоматизированного спектрометра с фотоэлектрической регистрацией (спектроквантометра). Ниже приводится схематическое описание квантометрического анализа. Анализируемые пробы спекаются с восьмикратным по весу

¹ Неопубликованные данные.

количеством едкого калия, затем выщелачиваются и растворяются в разбавленной азотной кислоте. Затем вводится элемент внутреннего стандарта—кобальт из расчета 1 мг/мл и раствор доводится дистиллированной водой до 100 мл. Исходная навеска составляет 200 мг.

Раствор подается в зону униполярного низковольтного разряда с помощью фульгулятора. Полярность, форма электродов, величина искрового промежутка, параметры искрового генератора подобраны с учетом получения достаточно хорошей воспроизводимости анализа на все определяемые компоненты. Важным фактором, влияющим на точность анализа, является плотность раствора. Чтобы избежать искажений в результатах анализа, плотность стандартных растворов поддерживается в пределах плотности анализируемых растворов.

Применение квантометра позволяет значительно повысить производительность и качество аналитических работ. Опыт проведенных работ показывает, что время на анализ одной пробы с момента поступления подготовленного раствора и до выдачи результата составляет 6 мин. За один рабочий день выполняется 20 анализов, включая подготовку пробы к анализу. Стандартные отклонения находятся в пределах от 2 до 4%.

СТАТИСТИЧЕСКАЯ ОБРАБОТКА АНАЛИТИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Статистическая обработка аналитического материала проводилась по программе, составленной в лаборатории математических методов ИГиГ СО АН СССР Е. Н. Эпштейн (1965). По данной программе на электронной вычислительной машине М-20 рассчитаны среднее содержание, дисперсия и коэффициент корреляции для основных химических компонентов (SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O , Na_2O) и малых элементов (Pb, Mn, Ni, Ti, Cr, V, Co, Zn, Zr, Cu, Sr, Ba, Ga), определенных в 1200 образцах глинистых фракций. Вычисление информационного коэффициента корреляции проводилось также по программе, составленной в лаборатории математических методов ИГиГ СО АН СССР Г. Н. Каратаевой (1966). За основу программы принят алгоритм А. Б. Вистелиуса (1964), составленный для двух признаков. По программе, которой пользовался автор, возможно вычисление информационного коэффициента корреляции для n -признаков между всеми признаками (каждого с последующими). По данной программе на электронной вычислительной машине М-20 рассчитаны информационные коэффициенты корреляции между SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O , Na_2O , определенными в 900 образцах глинистых фракций.

ГЕНЕЗИС ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ И ИХ ИЗМЕНЕНИЕ В ПРОЦЕССЕ ЛИТОГЕНЕЗА

ГЕНЕЗИС

В настоящее время имеются две основные гипотезы образования глинистых минералов (диагенетическая и аллотигенная).

Диагенетическая концепция образования глинистых минералов поддерживается многими исследователями. Согласно взглядам Р. Е. Грима [120, 121, 122], глинистые минералы, образуясь в зоне выветривания или почвообразования, в деградированном состоянии выносятся в морские или озерные бассейны, где они могут поглощать катионы.

При выносе щелочных и щелочноземельных элементов образуются двухслойные минералы—каолиниты. Каолинит, по мнению Грима, изменяется очень медленно и исчезает лишь частично. В присутствии щелочей и магния образуются трехслойные минералы—иллиты и монтмориллониты, хлориты и магниевые силикаты. Изменение вулканических пеплов в условиях малого содержания магния ($< 0,5\%$) приводит к образованию каолинита, аллофана, галлузита; при более высоком содержании магния образуются монтмориллониты. Р. Е. Грим считает, что глинистые минералы приурочены к определенной фациальной обстановке. А. Г. Коссовская [41] фациальную приуроченность минералогических типов глин объясняет диагенетическими изменениями, происходящими в открытом море или лагунном бассейне. Она считает, что большая или меньшая значимость влияния окружающей среды на генезис глинистых минералов определяется двумя главными факторами: а) степенью устойчивости или приспособленности первичных обломочных глинистых минералов к данным условиям осадконакопления; б) скоростью погружения или длительностью диагенеза, т. е. временем пребывания минералов в зоне активного водообмена, где они в большей или меньшей степени успевают приспособиться к окружающим условиям. Особое положение занимает понимание Милло [52, 133], который считает, что «при выветривании и почвообразовании возникают три типа глинистых минералов, принимающих участие в осадочном процессе: глинистые минералы, унаследованные от материнских пород; глинистые минералы, преобразованные при умеренном выветривании; глинистые минералы, новообразованные при почвообразовании». Милло отмечает, что, обратив особое внимание на изменения в составе некоторых глинистых пород в зависимости от условий осадконакопления, он приписывал новообразованию глинистых минералов необоснованно большую роль. «Это явление существует, но не имеет столь всеобъемлющего значения, как мне казалось. Переотложение или «наследование» глинистыми обломочными минералами состава материнских пород является главной причиной, обуславливающей разнообразие ассоциаций слоистых силикатов в современных и древних отложениях».

В настоящей работе не ставится цель полного обоснования аллотигенного происхождения глинистых минералов. По этим вопросам читатель от-

сылается к работам Н. М. Страхова [87, 88]; М. А. Ратеева [62, 64]; Вивера [156, 158, 160, 163]; Андела Постма [102]; Биске [105] и других авторов.

Дальше приводятся некоторые материалы о генезисе глинистых минералов, которые утверждают аллотигенную концепцию, обоснованную М. А. Ратеевым, Н. М. Страховым, Вивером и разделяемую автором.

Исследованиями современных осадков Японского, Черного и Аральского морей, проведенными Н. М. Страховым [87] и М. А. Ратеевым [62, 64] было установлено отсутствие корреляции между ассоциациями глинистых минералов и гидрохимическим типом водоемов, глубиной, расстоянием от берега и фациальным типом осадка. Отмечено совместное нахождение монтмориллонита и каолинита, которые образуются в резко различной среде. Установлена четкая связь глинистых минералов морских и озерных осадков с минералами тонких фракций речных взвесей, вносимых в эти водоемы, а также связь с течениями, морской абразией и унаследованием предшествующего субстрата.

Н. М. Страхов и М. А. Ратеев считают, что глинистые минералы морских и океанических осадков зависят от характера выветривания пород и почвообразования, развитых на водосборной площади, и в своем размещении подчинены климатической зональности.

Глинистые осадки ледовой зоны обычно сложены так же, как и почвы этой зоны, гидрослюдой и хлоритом. В комплексе глинистых минералов умеренной зоны доминируют более сильно деградированные гидрослюды и почвенный монтмориллонит с небольшой примесью хлорита. В морских осадках субтропической зоны, наряду с гидрослюдой и почвенным монтмориллонитом, появляется примесь каолинита, иногда галлуазита. В тропической гумидной зоне преобладает каолинит с подчиненным количеством гидрослюды. В этой зоне обычно исчезает хлорит и монтмориллонит. В морских осадках аридной зоны на начальном этапе аридного литогенеза к гидрослуде, хлориту и почвенному монтмориллониту прибавляются магnezальные силикаты типа палыгорскита или сепиолита.

Процессы аутигенного глинообразования в гумидных морских бассейнах развиты весьма слабо. На начальном этапе аридного литогенеза при малой солености воды и отсутствии в бассейне доломитообразования аутигенное глинообразование еще не улавливается. Только на последующем этапе аридного литогенеза в бассейнах, характеризующихся наличием доломитообразования и поступлением с водосбора легкоразрушающихся триоктаэдрических слюд, имеет место процесс аутигенного глинообразования.

Данные, полученные Вивером [158, 161, 163] при изучении глинистых минералов различных фаций и различного возраста, показывают, что глинистые минералы в преобладающей массе имеют аллотигенное происхождение и отражают первичный характер областей сноса. По его мнению, физико-химическая среда седиментации существенно не изменяет глинистые материалы. Хемогенно-диагенетическая переработка глин имеет второстепенное значение и приводит лишь к образованию незначительных количеств хлорита в результате межслоевой адсорбции, а также к изменению малоустойчивого гидробитита. Под диагенезом Вивер понимает не простую адсорбцию катионов из морской воды, а коренную перестройку всего структурного каркаса, унаследованного глинистыми частицами еще из областей сноса. Он считает недостаточным наличие только адсорбции калия монтмориллонитом из морской воды для перехода его в иллит. Для этого требуется перераспределение атомов алюминия из октаэдрических в тетраэдрические слои. Поэтому в морской воде монтмориллонит переходит не в иллит, а в смешанно-слоистые структуры—иллит-монтмориллонит.

Вычисления кулоновской энергии, дающие возможность установить стабильность минералов, показали, что стабильность монтмориллонита в низкотемпературных геохимических средах является результатом гидратации межплоскостного пространства. Присутствие магния в небольших количествах также является условием, приводящим к минимуму энергии системы (Слойтер [143]).

Исследованиями Иодера и Огстера [128], Вивера [158, 161] было установлено, что большинство иллитов в современных и ископаемых глинистых осадках, а также известняках имеет высокотемпературную модификацию 2M, унаследованную от метаморфических и магматических пород. Низкотемпературные разновидности иллита 1M или 1Md, которые образуются аутигенно в условиях морской среды, весьма редки в осадочных породах. Объяснить это позднейшей метаморфизацией первоначально низкотемпературного иллита невозможно, так как низкотемпературные иллиты 1M хорошо сохраняются в древних толщах и, кроме того, соотношение модификаций 1M : 2M в неметаморфизованных глинах кембрия больше, чем в современных осадках. Позднейшими исследованиями Смита и Иодера [80] было установлено, что в гранитах биотиты и мусковиты соответственно имеют модификации 1M и 2M. Из месторождений всех стадий метаморфизма все биотиты имеют модификацию 1M или 3T, мусковиты — 2M. Минерал иллит и водосодержащая слюда могут иметь любую структуру или смесь слюд с разной структурой, как высокотемпературные модификации 2M, так и низкотемпературные — 1M, 1Md. Хоуер, Харлей и другие [127] в сланцах верхнего ордовика в более крупных глинистых фракциях определили мусковитовый политип 2M, который они считают обломочным мусковитом.

В более мелких фракциях минерал 10A имеет неупорядоченную 1Md мусковитовую структуру. Этот минерал может быть и диагенетическим, а также и детритовым с разупорядоченной в результате разрушения структурой. Велде и Хоуер [153] нашли, что в палеозойских осадочных породах имеются полиморфные модификации 1Md и 2M. По их мнению, полиморфные типы и ряд устойчивости на идеальном мусковитовом составе, определенные Иодером и Огстером [128], применимы к иллитам, хотя состав иллитов несколько отличается от мусковита. Материал 10A в палеозойских осадках является смесью 2M, 1Md.

На основании вышесказанного, а также работ Иодера и Огстера [128], Керра и других [153], Джексона и других [153] следует, что иллиты являются смешанным материалом. Предполагается, что некоторый неупорядоченный материал 1Md, который был получен при деградации в течение выветривания высокотемпературной модификации 2M, будет превращаться в 2M при фиксации калия в морских условиях.

Новейшие данные зарубежных исследователей (Грифин [118], Мурэ [134]) по глинистым минералам современных осадков показывают связь комплекса глин с характером размываемых пород или речным аллювием. Вивер отмечает, что уменьшение количества одного какого-либо минерала и возрастание другого не является доказательством преобразования одних минералов в другие в обстановке седиментогенеза. Такое явление может быть связано со многими факторами: особенностями коагуляции каждого минерала, сортировкой, вызываемой течениями, различием областей сноса, периодическими вариациями в составе и концентрации речного детрита. Вивер считает, что обломочные глинистые минералы преобладают и что химические изменения в обстановке отложения не являются доминирующим фактором. Глинистые материалы в какой-то мере могут быть использованы для определения обстановки осадконакопления, но вначале должно быть учтено влияние области сноса и тектонического режима.

А. Я. Крыловым, А. П. Лисициным, Ю. И. Силиным [45] получены данные, указывающие, что радиоактивный аргон полностью или почти полностью сохраняется в мельчайших (размером $< 0,001$ мм) частицах полевых шпатов и слюд. Адсорбция илами калия из океанических вод в заметных количествах не обнаруживается. Наибольшее количество его заключено в решетке терригенных минералов (калиевых полевых шпатах, слюдах) или в глауконитах и продуктах подводного вулканизма. В связи с этим большую часть океанических илов можно использовать для определения по ним абсолютного возраста исходных пород.

По данным тех же авторов, у побережья Восточной Антарктиды возраст терригенной части илов (гидрослюдистых минералов) примерно равен возрасту типичных береговых пород (700—500 млн. лет). У Западной Антарктиды, территория которой сложена более молодыми породами, илы также моложе — 200—300 млн. лет. Терригенная часть тихоокеанских глубоководных глин имеет возраст 150 млн. лет, что, очевидно, обусловлено окружением океана молодыми тектоно-магматическими провинциями. Илы Берингова моря имеют преимущественно третичный возраст, поскольку побережье данного бассейна — молодая магматическая провинция. Глинистые минералы вблизи восточных берегов Африки показывают сравнительно древний возраст, так как на Африканском материке широко распространены докембрийские породы. Терригенные минералы в илах Бенгальского залива моложе, чем в илах Антарктического и Африканского секторов Индийского океана, что обусловлено выносом материала Гангом из сравнительно молодых тектонических районов. И, наконец, современный возраст терригенной части илов у островов Херд и Кергелен (центральная часть Индийского океана) обусловлен присутствием значительного количества вулканического материала и глауконита.

Таким образом, в пределах акватории океанического бассейна получен различный возраст осадков, отвечающий возрасту пород областей сноса. Этот факт также подтверждает аллотигенное происхождение глинистых минералов. В противном случае следовало бы ожидать более или менее одинаковый возраст поверхностных осадков.

Исследованиями химического состава глин Русской платформы, проведенными А. П. Виноградовым, А. Б. Роновым [19], показано, что распределение некоторых элементов имеет периодические колебания, содержание элементов необратимо изменяется во времени. Снизу вверх по стратиграфической шкале содержание натрия практически остается неизменным. Абсолютное содержание калия по разрезу изменяется, обуславливая увеличение $K : Na$ в шесть раз. Они считают также, что обогащение древних глин калием можно представить себе как следствие более интенсивного формирования на древней суше (в корах выветривания и почвах) продуктов выветривания, также обогащенных калием, т. е. гидрослюдов, которые образуются в результате изменения первичных слюд и калиевых полевых шпатов. Эти минералы имеют наибольшую распространенность в гранитах, гранитогнейсах и родственных им кислых изверженных и метаморфических породах.

В рифее и нижнем палеозое площадь выходов гранитов и гранитогнейсов на земную поверхность была значительно большей, чем в последующие геологические периоды. Рост осадочного покрова имел своим следствием сокращение от эпохи к эпохе выноса продуктов выветривания калиевых полевых шпатов и слюд в бассейны седиментации. А. П. Виноградов и А. Б. Ронов считают, что основная масса калия связана в решетке глинистых минералов и находится в глинистых толщах с момента их образования.

Согласно расчетам, проведенным Кларком, Кюненом, Полдервартом, Лайвингтоном [163], получено, что только 6—10% от общего содержания

калия (K+) приносится в море ежегодно в растворе. Ежегодно в море приносится 320×10^6 тонн растворенного SiO_2 . Если даже все это количество SiO_2 идет на образование аутигенных глинистых минералов, общее их количество было бы примерно 640×10^6 тонн или примерно 2% от взвешенного твердого вещества, приносимого в море ежегодно. Это составляет меньше чем 3% от обломочных глин, приносимых в море каждый год. Конвей [163] рассчитал, что от общего количества средних изверженных пород, выветренных до продуктов осадочных пород, 11,4% было растворено. Из них K_2O — 26%, Na_2O — 41%; MgO — 18%, CaO — 67%. Приведенная величина высока для K_2O и низка для MgO , однако даже эти данные показывают, что 74% K_2O в осадках имеют обломочное происхождение.

Автор настоящей работы считает, что материалы о пространственном размещении минералов глин в морях и океанах, о полиморфных модификациях гидрослюд, об абсолютном возрасте глин в морских осадках, об изменении химического состава глин во времени, а также геохимические расчеты, полученные различными исследователями, достаточно обоснованно подтверждают их аллотигенное происхождение.

ЭПИГЕНЕЗ

Являясь сторонником аллотигенной концепции, автор однако считает, что некоторые преобразования глинистых минералов имеют место, при этом они различны в различных локальных геологических обстановках. Наиболее наглядными примерами проявления локального аутигенного глинообразования являются:

а) появление в осадках монтмориллонита, связанного с переработкой продуктов вулканических извержений;

б) в условиях аридного литогенеза, характеризующихся повышенными значениями pH и высокой концентрацией катионов, имеет место регенерация и образование трехслойных минералов-хлоритов и магнезиальных силикатов.

Явления изменения глинистых минералов наблюдались многими исследователями, и в литературе по этому вопросу имеется обширный материал. Однако большая часть этого материала представлена наблюдениями описательного характера, не обоснована кристаллохимическими исследованиями и поэтому может иметь различное толкование. Ниже приводятся некоторые примеры таких наблюдений. Смитсон и Браун [144], изучая каменноугольные и пермские песчаники, пришли к выводу, что полевые шпаты в них превращаются в дикий уже после отложения осадка. Гриффитс, Бейтс и Шейдл [119] полагают, что частички каолинита одинаковой с обломочными кварцевыми зёрнами размерности, имеющиеся во многих кварцевых песчаниках, преимущественно представляют разложенные на месте зёрна полевых шпатов. Поттер и Гласс [136], обнаружив больше каолинита, в пенсильванских песчаниках, чем в окружающих их сланцах, пришли к выводу, что возрастание количества каолинита в песчаниках является следствием постседиментационных изменений. По мнению Вивера [161], вопрос о преобразовании каолинита на этой стадии породообразования является дискуссионным. Если в континентальных песчаниках, пишет он, имеют место кислые растворы, вызывающие образование каолинита, то в дельтовых и морских песчаниках кислых растворов недостаточно для данного процесса.

Имеются высказывания Куайда [161], что хлориты более распространены в калифорнийских плиоценовых аркозовых песчаниках, чем в прилегающих сланцах, и поэтому большая часть хлорита имеет вторичное происхож-

дение. Однако, как установлено Вивером, в третичных морских сланцах содержание хлорита столь же высокое.

Вторичные иллиты в песчаниках были отмечены Крыниным [156]. На основании проведенных исследований Вивер [161] считает, что комплекс глинистых минералов в большинстве аргиллитов, граувакк, аркозовых песчаников бывает подобен тому, который имеется в прилегающих сланцах. Однако в кварцевых песчаниках чаще содержится вторичный каолинит. Это, по-видимому, обуславливается их высокой проницаемостью. Гриффитс, Бейтс и Шейдл [119] считают, что существует связь между типом комплекса глинистых минералов и типом песчаника. Вивером установлено, что эта связь существует лишь в общем виде. Хукс и Ингрэм [126] при изучении триасовых аркозовых пород пришли к заключению, что последние могут иметь любой тип глинистых минералов в глинистой фракции, в зависимости от природы источника сноса, климата и топографии области сноса. И, наконец, следует привести еще одно заключение Петтиджона [135], который считает, что аркозовые песчаники отражают замедление процессов выветривания в области сноса. Там, где выветривание полевых шпатов замедляется, образуются обычно иллиты, а не каолинит. Вивер [160] считает, что каолинит является стабильным конечным продуктом выветривания. И если значительных концентраций каолинита в сланцах, ассоциирующих со зрелыми ортокварцитами, карбонатами, не отмечается, это скорее может означать, что тектонические и климатические условия, благоприятствующие развитию зрелых песчаников и химических пород, не способствовали развитию каолинита. Процесс выветривания шел, минуя стадию каолинитообразования. Получившийся коллоидный или гелеобразный материал транспортировался в море. По мнению Вивера, эта концепция более правдоподобна, чем предположение о деградации каолинита — конечного продукта выветривания.

Глассом [161] было отмечено, что в подстилающих угли глинах на контакте с углем имеется больше смешанно-слоистых образований и меньше иллита и хлорита, чем в участках сланца, удаленных от угля. На основании этого он пришел к выводу, что подобная разница в минералогическом составе обусловлена постседиментационным выщелачиванием угольными кислотными водами. В зарубежной литературе описаны еще два случая, которые рассматриваются как важные доказательства эпигенетических процессов в сланцах. Первый — резкое различие минералогического состава между доверхнемиссисипским и посленижнемиссисипским комплексами глинистых минералов; второй — исчезновение монтмориллонита с глубиной в молодых осадках. Квайд [161], Барст [106], Паэрс [137] отметили уменьшение монтмориллонита и возрастание иллита с глубиной залегания породы. Эти авторы полагают, что монтмориллонит переходит в смешанно-слоистый иллит-монтмориллонит и количество иллита является функцией глубины захоронения. Барст установил, что монтмориллонит, расширяющийся после насыщения гликолем до 17 \AA , встречается ниже 7000 футов; монтмориллонит, расширяющийся до $14\text{--}17 \text{ \AA}$, — ниже 9000 футов; встречающиеся ниже 12 000 футов монтмориллониты при насыщении достигают $12\text{--}14 \text{ \AA}$. Однако, как было показано Вивером [161], в большинстве случаев таких изменений имеется хорошая корреляция между последними и глубиной бассейна. И возможно, что уменьшение монтмориллонита и увеличение иллита, хлорита и смешанно-слоистого иллит-монтмориллонита по разрезу связано с источником сноса. К такому же выводу пришли Грим [161], Тодд и Фолк [150], изучив тяжелые минералы в эоценовых отложениях Аппалачских гор. Они считают, что иллит и хлорит выносился из Аппалачей и транспортировался дальше западными прибрежными тече-

ниями залива. Монтмориллонит выносился из меловых осадков, богатых вулканическим материалом и монтмориллонитом. Подобная связь существует, по мнению Вивера, в верхнемиссисипских сланцах южной Оклахомы. Здесь монтмориллониты преобладают по краям бассейна, а смешанно-слоистые образования — в средней части бассейна.

В литературе имеются также данные, позволяющие считать, что ниже глубины 10000 футов монтмориллонит начинает переходить в смешанно-слоистый иллит-монтмориллонит, на глубине 15000—17000 футов смешанно-слоистые иллит-монтмориллониты относятся как 7 : 3. Образцы, которые были захоронены на глубину 25000 футов, имеют отношение слоев иллита и монтмориллонита 9 : 1 — 4 : 1. Глубина захоронения может, видимо, послужить причиной полного замещения монтмориллонитовых слоев. Этот процесс частично обуславливает бедное содержание монтмориллонита в древних палеозойских осадках [161]. Из вышеприведенного следует, что изменение состава глинистых минералов в равной степени связано с глубиной бассейна осадконакопления и с глубиной захоронения осадка.

Установленное по многочисленным данным присутствие глауконита модификации 1М, биотита и смешанно-слоистых иллит-монтмориллонита в глубоко захороненных ордовикских и кембрийских осадках указывает, что простое захоронение не может трансформировать иллиты модификации 1М в иллит модификации 2М и лишь начало метаморфизма или напряжения сдвигового усилия может привести к подобной трансформации [161].

Аутигенному глинообразованию и преобразованию глинистых минералов очень большое значение придается исследователями М. Ф. Видуловой, Б. Б. Звягиным [15], А. Г. Коссовской, В. Д. Шутовым, В. А. Дрицем [41, 42, 43], Г. В. Карповой [36], которыми детально изучена динамика кристаллических преобразований глинистых минералов и создано учение об эпигенезе глинистых минералов.

Работами А. Г. Коссовской и др. [40] было выявлено, что на стадии эпигенеза осадка имеет место переработка глинистых минералов, выражающаяся в исчезновении ряда глинистых минералов (группы монтмориллонита), гидрослюдизации каолинита и появлении ассоциации гидрослюда — хлорит. Более поздними работами А. Г. Коссовской [41], посвященными анализу глинистых пород мезозойских отложений Вилюйской впадины и Предверхоанского прогиба, были установлены глубокие отличия глинистого вещества в породах платформенного и геосинклинального типа, выражающиеся в составе обломочного материала и разной степени эпигенетической переработки материала.

В платформенном разрезе наблюдается большое разнообразие состава глин и цементирующей глинистой массы песчано-алевритовых пород. Встречаются гидрослюдистые, монтмориллонитовые, каолинитовые и смешанного состава минералы с переменным соотношением всех трех компонентов. Причиной этому является разнообразие и быстрая смена по вертикали фациальных обстановок. По мнению А. Г. Коссовской, на платформе, при медленном осадконакоплении и длительном диагенезе, осадок долго находился в обстановке интенсивного водообмена, при этом железо и магний, освобождающиеся из разлагающихся силикатов, или уносились, или связывались в карбонаты. По данным Г. В. Карповой [36], при платформенных скоростях осадконакопления интенсивность диагенетического выщелачивания и диагенетической глауконитизации очень невелика и прежде всего определяется качеством обломочного материала и отсутствием стабильных условий.

А. Г. Коссовская считает, что в геосинклинальном типе разреза в составе первичного глинистого вещества основная роль принадлежит разложившимся в разной степени гидрослюдам биотитового состава. Здесь при быстром

осадконакоплении осадок уходил из зоны диагенеза. Переработка его осуществлялась главным образом в эпигенезе, в уже уплотненных осадках, отсутствие энергичного водообмена благоприятствовало сохранению компонентов, высвобождающихся из разрушающихся нестойких силикатов, и их взаимодействию между собой с образованием новых минералов, более устойчивых в обстановке верхних горизонтов земной коры.

Исследованиями Г. В. Карповой [36] каменноугольных терригенных отложений Донбасса установлено, что аллотигенный политип 2М различной степени гидратации поступает в осадки в течение всего каменноугольного периода и проявляет различную устойчивость в диагенезе. В болотных резко обводненных условиях может происходить гидратация этого политипа, однако чаще всего в континентальных фациях этот политип проявляет устойчивость. В условиях устойчивого бассейнового режима диоктаэдрическая гидрослюда политипа 2М подвергается только гидратации.

Суммируя все вышеизложенные материалы о вторичных преобразованиях глинистых минералов, автор считает, что эпигенетические изменения глинистых минералов наиболее полно изучены отечественными исследователями А. Г. Коссовской, В. Д. Шутовым, В. А. Дриц [41, 42], Г. В. Карповой [36], которыми дано стройное учение, заключающее следующие основные положения. В терригенных породах в процессе эпигенеза различные глинистые минералы по-разному приспосабливаются к условиям повышающихся температур и давлений. Для каждого представителя той или иной группы существуют свои пределы устойчивости. Триоктаэдрические гидрослюды перерабатываются еще в стадию диагенеза и начального эпигенеза. На их основе образуются смешанно-слоистые структуры. Каолинит и монтмориллонит в зоне начального эпигенеза почти не испытывают изменений, возможна лишь незначительная переработка монтмориллонита. Эта стадия (начальный катагенез по Н. М. Страхову, Н. В. Логвиненко [86]) характеризуется присутствием реликтов неустойчивых обломочных зерен (обломки эффузивных пород, железистых слюд и пр.), постепенным изменением физико-механических свойств глинистых пород, переходом глин в аргиллиты. На данной стадии имеет место аутигенное глинообразование только в цементах песчано-алевритовых пород. Температура, при которой протекают указанные процессы, находится в пределах 90—120°, и давление не превышает 800—1000 атм.

В зоне глубинного эпигенеза (глубинного катагенеза) начинает исчезать монтмориллонит и смешанно-слоистые минералы; развивается аутигенный хлорит, каолинит переходит в диккит. В этой зоне более интенсивному разрушению начинает подвергаться кварц. Нижняя граница зоны глубинного катагенеза характеризуется давлением 1700—2000 атм. Основные изменения здесь происходят за счет гравитационного давления и фильтрации щелочных поровых высокотемпературных растворов.

Лишь в зоне метагенеза монтмориллонит полностью отсутствует. В цементах песчано-алевритовых пород развиты гидрослюды модификации 2М и железисто-магнезиальные хлориты. В глинистых породах процессы метасоматического минералообразования замедлены, сохраняются реликты каолинита. Стадия метагенеза связана со щелочным характером поровых вод, что приводит к локальному перераспределению кремнезема (коррозия и регенерация кварца); разрушению обломков эффузивов и железистых слюд, разрушению микроцистоллитовых сочленений между обломочными зернами. На стадии позднего метагенеза в цементах появляется мусковит с диссоциацией 900°С и осуществляется переход к метаморфическим парагенезам.

Очень устойчивыми минералами являются диоктаэдрическая гидрослюда и хлорит. В течение всего процесса эпигенеза, начиная от диагенеза и

до метаморфизма, они устойчиво сохраняются. Изменения выражаются лишь в повышении их кристалличности и совершенствовании структуры.

Многими исследователями отмечается, что основными факторами эпигенеза являются давление и температура, к второстепенным, но немаловажным причинам относятся состав и способы миграции подземных вод, гранулометрический состав осадочных пород, первичный состав глинистых и алевро-песчанистых пород и другие. Влияние гранулометрического состава осадочных пород выражается в значительно более быстром темпе постдиagenетических изменений в зернистых породах по сравнению с глинистыми. По данным Г. В. Карповой [36], образование глинистых минералов в цементах происходит на стадии катагенеза, в глинистых породах эти процессы развиваются лишь на стадии метагенеза. В терригенных осадках, претерпевших вторичные изменения на стадии начального катагенеза (начальный эпигенез по А. Г. Коссовской), монтмориллонит, смешанно-слоистые минералы, гидрослюда модификации 2М различной степени гидратации имеют аллотигенное происхождение. На этой же стадии в цементах пористых пород каолиниты, хлориты, монтмориллониты, гидрослюда модификации 1М (1Md) и смешанно-слоистые минералы имеют аутигенный генезис. Аутигенный каолинит связан с болотными фациями.

Еще в большей степени относительно терригенных пород снижаются постдиagenетические изменения в карбонатных породах. Вивером установлено, что в меловых отложениях нормальные монтмориллонитовые глины встречаются на глубине 11500 футов. В пермских известняках западного Техаса превосходные монтмориллониты (при напыивании гликолем расширяются до 17 Å) найдены на глубине 10500 футов, в меловых известняках Флориды — на глубине 15000 футов. В связи с этим он считает, что относительная изоляция глинистых минералов в известняках способствует лучшему сохранению, чем в сланцах и глинах. Рейнольдс [139] считает, что карбонатные породы в процессе метаморфизма обеспечивают химические условия, совершенно отличные от тех, которые имеют место в сланцах и песчаниках. В карбонатах глины в значительной степени изолированы от поровых растворов, которые способствуют метаморфическим реакциям. Вследствие буферного действия карбонатных минералов рН поровых растворов должен быть относительно постоянным в сравнении с рН поровых растворов в песчаниках и сланцах. В работе Боша [103] отмечается, что содержание глинистых минералов в карбонатных породах контролирует процессы перекристаллизации. В породах с содержанием глинистых минералов менее 2% рекристаллизация имеет место, содержание глинистых минералов > 2% препятствует рекристаллизации.

По мнению В. В. Власова [23], изучавшего верхнедевонские породы (лашийский и кыновский горизонты), эпигенетические изменения глинистого материала лучше всего прослеживаются на гидрослюдах и смешанно-слоистых минералах. В алевролитах, при возможности относительно свободной циркуляции поровых растворов, смешанно-слоистые минералы отсутствуют, а присутствует аутигенная удлиненно-пластинчатая гидрослюда 1М. Эта модификация гидрослюда является продуктом перекристаллизации триоктаэдрической гидрослюда. В менее проницаемых аргиллитах удлиненно-пластинчатая гидрослюда не наблюдается, а присутствует смешанно-слоистый минерал, внешне имеющий форму монтмориллонита и сохранивший 10—20% разбухающих слоев. Еще больше монтмориллонитовых слоев имеется в структуре минерала, «законсервированного» в доломитистом мергеле. Гидрослюда 2М, отождаствляемые с изометричными разностями на электронномикроскопических снимках, являются аллотигенными по своей природе.

Влияние геологического времени на постдиагенетические преобразования не сказывается. По данным Г. В. Карповой [36], границы между породами, находящимися на различных стадиях изменения, в Большом Донбассе проходят на различных стратиграфических горизонтах, на различной глубине и связаны не с геологическим возрастом, а с мощностями осадочного чехла. Исследуя девонские породы (пашийской и кыновской свит) Русской платформы, в составе которых имеются изометричные гидрослюды обломочного происхождения и удлиненно-пластинчатые гидрослюды, генезис которых не ясен, Д. Д. Котельников [44] пришел к выводу, что удлиненные гидрослюды в непроницаемых и малопроницаемых породах практически отсутствуют. Удлиненно-пластинчатая гидрослюда развивается только в тех разрезах, в которых породы испытали значительное погружение; в районах, где породы не были опущены на большие глубины, глинистые минералы представлены исключительно обломочными разностями.

Таблица 2

Корреляция величины резкости пика 10 \AA иллита
и степени метаморфизма пород

| Степень метаморфизма | Резкость пика 10 \AA иллита (A:B) |
|--|--|
| Низкая степень метаморфизма | 12,1 |
| От слабого до очень слабого метаморфизма | 6,3 |
| От зарождающегося к слабому метаморфизму | 4,5 |
| Зарождающийся метаморфизм | 2,3 |
| Неметаморфизованные осадки Stanley | 2,3 |
| Неметаморфизованные осадки Atoka | 1,8 |

В настоящее время имеются экспериментальные данные, позволяющие количественно охарактеризовать степень вторичных изменений пород по структурным особенностям глинистых минералов. Такие данные получены Флауном, Гольдштейном, Кингом и Вивером [162], которые одновременно с микроскопическим изучением степени метаморфизма пород производили измерение резкости пика 10 \AA иллита на дифрактограммах, выражающейся величиной A : B. Была составлена таблица соответствия величины резкости пика 10 \AA иллита (гидрослюды) и степени метаморфизма пород, содержащих эти иллиты (табл. 2).

С целью корреляции величины резкости пика 10 \AA и степени вторичных изменений пород палеозойского возраста, распространенных на Сибирской и Русской платформах, автором было проведено определение степени вторичных изменений гидрослюды методом рентгеноструктурного анализа. Для этой цели были взяты породы, вторичные изменения которых находятся на разных стадиях эпигенеза, и определены различными исследователями обычными петрографическими методами. Определение производилось для каменноугольных, девонских, силурийских и ордовикских отложений Русской платформы, а также пермских, каменноугольных, девонских, силурийских, ордовикских, кембрийских и докембрийских пород Сибирской платформы и каменноугольных отложений Предверхоанского прогиба. Результаты исследования приведены в табл. 3—6. Степень метаморфизма,

как и в предыдущих исследованиях [162], определялась величиной $A : B$, которая выражает отношение отрезков, отсекаемых на прямых, опущенных из точек дифрактограммы 10 \AA и $10,5 \text{ \AA}$, горизонтальной линией, проходящей через основание пика 10 \AA .

Девонские, силурийские и ордовикские отложения Русской платформы характеризуются величиной $A : B$, равной $0,4-1,6$ (табл. 3). Девонские отложения отнесены В. Д. Шутовым [90] к зоне начального эпигенеза с неизменным глинистым цементом. Силурийские и ордовикские породы характеризуются той же степенью изменений. В девонских, силурийских, ордовикских и кембрийских отложениях Сибирской платформы величина $A : B$ колеблется в пределах $0,5-2,0$. По данным В. Г. Матухиной, Л. И. Килиной, Е. П. Маркова, Б. Б. Шишкина, В. М. Евтушенко, Ю. К. Советова¹, эти породы претерпели лишь начальную эпигенетическую переработку, в них отсутствуют перекристаллизация и новообразования. Кембрийские и докембрийские породы Енисейского кряжа, имеющие величину резкости пиков 10 \AA гидрослюды в пределах от $1,5$ до $2,1$, по данным Ю. П. Казанского [34], характеризуются весьма слабой перекристаллизацией карбонатов и отсутствием новообразований (табл. 4). Как следует из табл. 3, по всему разрезу пород, начиная от карбона и до кембрия, величина $A : B$, показывающая степень изменения гидрослюды, находится в пределах от $0,5$ до $2,0$. Сопоставление данных, полученных указанными выше исследователями, с данными автора, позволяет сделать вывод, что в платформенных отложениях палеозойского возраста имеющие место вторичные изменения находятся на стадии начального эпигенеза. Породы на этой стадии характеризуются неизменным глинистым цементом, отсутствием или наличием слабой перекристаллизации карбонатов, отсутствием новообразований.

Следует особо отметить сильно измененные породы пермского возраста Норильского района, которые, по определению Т. А. Дивинной (1967)², относятся к зоне контактового метаморфизма. По данным автора, они имеют величину $A : B$ от 3 до 6 . Некоторые породы этого района, не находящиеся в непосредственном контакте с интрузиями, представленные терригенными разностями (песчаники, алевролиты и аргиллиты), по данным Т. А. Дивинной, тоже имеют весьма существенные вторичные изменения (новообразования кварца, конформные структуры) и относятся ею к зоне глубинного эпигенеза. Изменения гидрослюды здесь колеблются от $1,2$ до $2,7$. Более низкие значения наблюдаются в аргиллитах, более высокие — в алевролитах и песчаниках. Вторичные изменения в данном случае, очевидно, можно объяснить влиянием интрузий, распространяющихся на значительные расстояния от непосредственного контакта. Дальность влияния, в свою очередь, обуславливается большой проницаемостью грубодисперсных пород, в свободных порах которых могли протекать процессы преобразования минерального вещества. Однако при этом присутствие глинистого вещества тормозит развитие вторичных преобразований и заметно снижает их (табл. 5).

Измененными до стадии глубинного эпигенеза (регенерация кварца, новообразования хлорита и карбонатов) являются также породы каменноугольного возраста Предверхоанского прогиба в разрезе Хараулах (Е. К. Герасимов, 1967), имеющие величину $A : B$, равную $2,4-4,0$ (табл. 6).

Породы докембрийского возраста Енисейского кряжа, подвергшиеся глубокой эпигенетической переработке [34], имеют величину $A : B$ $2,4-3,0$. И, наконец, породы, отнесенные к зоне метагенеза, — $3,0-4,0$ (см. табл. 4).

¹ Неопубликованные данные.

² Т. А. Дивинна. Выветривание и литогенез. «Недра», 1969, стр. 263.

Корреляция величины резкости пика 10 Å (А : В) с интенсивностью вторичных изменений платформенных отложений палеозойского возраста

| № п.п. | № обр. | Возраст | А : В | Степень вторичных изменений | № п.п. | № обр. | Возраст | А : В | Степень вторичных изменений |
|-----------------------------|---------|----------------|-------|-----------------------------|---------------------|-------------|----------------|-------|-----------------------------|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
| Мосоловская скважина | | | | | 44 | » — 4 | » | 0,9 | » |
| 1 | М — 3 | C ₂ | 1,0 | Начальный | 45 | » — 25 | » | 0,5 | » |
| 2 | » — 5 | » | 1,2 | эпигенез, не- | 46 | » — 23 | » | 0,4 | » |
| 3 | » — 12 | » | 1,3 | измененный | 47 | » — 21 | » | 0,6 | » |
| 4 | » — 11 | » | 0,6 | глинистый | 48 | » — 4а | » | 1,0 | » |
| 5 | » — 17 | C ₁ | 1,4 | цемент | 49 | » — 44 | » | 1,6 | » |
| 6 | » — 29 | D ₃ | 0,8 | » | 50 | » — 69 | » | 0,7 | » |
| 7 | » — 30 | » | 1,0 | » | 51 | » — 104 | O ₃ | 1,1 | » |
| 8 | » — 31 | » | 1,3 | » | 52 | » — 103 | » | 1,1 | » |
| 9 | » — 33 | » | 0,6 | » | 53 | » — 63 | O ₂ | 1,4 | » |
| 10 | » — 34 | » | 1,3 | » | 54 | » — 64 | » | 0,8 | » |
| 11 | » — 35 | » | 0,5 | » | р. Кунтыкахи | | | | |
| 12 | » — 37 | » | 0,6 | » | 55 | А — 11 — 1 | D ₃ | 1,0 | Начальный |
| 13 | » — 36 | » | 0,6 | » | 56 | » — 11 — 2 | » | 1,0 | эпигенез |
| 14 | » — 40 | » | 1,0 | » | 57 | » — 13 — 2 | » | 1,2 | (по Ю. К. Со- |
| 15 | » — 41 | » | 0,8 | » | 58 | » — 15 — 3 | D ₂ | 1,1 | ветову) |
| 16 | » — 46 | » | 0,7 | » | 59 | » — 15 — 2 | » | 1,4 | » |
| 17 | » — 48 | » | 0,9 | » | 60 | С — 12 — 6а | » | 1,1 | » |
| 18 | » — 49 | » | 0,8 | » | 61 | » — 12 — 3 | » | 2,0 | » |
| 19 | » — 50 | » | 1,1 | » | 62 | » — 12 — 8 | » | 1,0 | » |
| 20 | » — 51 | » | 0,7 | » | 63 | » — 13 — 1 | » | 1,3 | » |
| 21 | » — 58 | » | 0,8 | » | 64 | » — 19 — 1 | » | 1,0 | » |
| 22 | » — 62 | » | 1,0 | » | 65 | » — 29 — 3 | » | 1,5 | » |
| 23 | » — 63 | » | 1,0 | » | 66 | » — 31 — 3 | » | 1,0 | » |
| 24 | » — 65 | » | 1,0 | » | 67 | » — 31 — 2 | » | 1,1 | » |
| 25 | » — 68 | » | 1,0 | » | 68 | » — 27 — 1 | » | 1,8 | » |
| 26 | » — 71 | » | 0,6 | » | 69 | » — 31 — 1 | » | 1,5 | » |
| 27 | » — 72 | » | 0,6 | » | 70 | » — 33 — 2 | » | 1,6 | » |
| 28 | М — 78 | D ₃ | 0,7 | Начальный | 71 | » — 33 — 5 | » | 1,0 | » |
| 29 | » — 77 | » | 0,9 | эпигенез, | 72 | » — 33 — 6 | » | 1,0 | » |
| 30 | » — 81 | » | 0,5 | неизменен- | 73 | » — 33 — 7 | » | 1,0 | » |
| 31 | » — 82 | » | 1,1 | ный глини- | р. Кулюмбе | | | | |
| 32 | » — 84 | » | 0,7 | стый цемент | 74 | Б — 51 — 11 | C ₁ | 1,1 | Начальный |
| 33 | » — 88 | » | 1,0 | » | 75 | » — 53 — 1 | D ₂ | 1,2 | эпигенез |
| 34 | » — 90 | дожи- | 0,6 | » | 76 | » — 53 — 5 | » | 1,6 | (по В. Г. |
| 35 | » — 117 | ветск. | 0,5 | » | 77 | » — 62 — 23 | » | 1,3 | Матухиной) |
| Эстония | | | | | 78 | » — 64 — 2 | » | 1,4 | » |
| 36 | Э — 14 | S ₂ | 1,1 | Начальный | 79 | » — 80 — 6 | » | 1,6 | » |
| 37 | » — 16 | » | 1,6 | эпигенез | 80 | Б — 80 — 27 | D ₂ | 1,5 | » |
| 38 | » — 9 | » | 0,6 | » | 81 | » — 81 — 6 | O ₃ | 1,1 | » |
| 39 | » — 15 | » | 0,9 | » | 82 | » — 82 — 1 | O ₂ | 1,8 | » |
| 40 | » — 13 | » | 1,0 | » | 83 | » — 69 — 4 | O ₁ | 1,1 | » |
| 41 | » — 6 | » | 0,7 | » | 84 | » — 69 — 20 | » | 1,1 | » |
| 42 | » — 11 | S ₁ | 1,1 | » | 85 | » — 86 — 7 | » | 1,4 | » |
| 43 | » — 3 | » | 0,8 | » | 86 | » — 86 — 20 | » | 1,1 | » |

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
|--------------------------|-------------------|-----------------|-----|-----------|-----|-----------------|-----------------|-----|---------------|
| 87 | » — 101 — 6 | Ст ₃ | 1,1 | » | 132 | » — 660 — 22 | » | 1,1 | » |
| 88 | » — 103 — 3 | Ст ₂ | 1,3 | » | 133 | » — 674 — 8 | Ст ₂ | 0,9 | » |
| 89 | » — 83 — 3 | » | 1,3 | » | | П — 679 — 2 | » | 1,1 | » |
| 90 | » — 89 — 3 | » | 1,6 | » | 134 | » — 679 — 1 | » | 0,9 | » |
| | | | | | 135 | » — 675 — | » | 0,9 | » |
| | | | | | | — (4, 4a) | | | |
| р. Мойеро | | | | | | | | | |
| 91 | Е — 43 — 2 | S ₂ | 1,7 | Начальный | 136 | » — 676А — 3 | » | 1,0 | » |
| 92 | » — 45 — 3 | » | 1,1 | эпигенез | 137 | » — 676А — 1 | » | 1,0 | » |
| 93 | » — 58 — 4 | S ₁ | 1,5 | (по Е. П. | 138 | » — 675 — 1 | » | 1,0 | » |
| 94 | » — 59 — 5 | » | 1,2 | Маркову) | 139 | » — 674 — 1 | » | 1,1 | » |
| 95 | » — 63 — 6 | » | 1,1 | » | 140 | » — 674 — 1 | » | 1,0 | » |
| 96 | » — 63 — 7 | » | 1,3 | » | 141 | » — 674 — 9 | » | 1,9 | » |
| 97 | » — 63 — 11 | » | 0,9 | » | 142 | » — 677 — 2 | » | 1,7 | » |
| 98 | » — 63 — 17 | » | 1,1 | » | 143 | » — 677 — а | » | 1,5 | » |
| 99 | » — 63 — 21 | » | 1,1 | » | 144 | » — 678 — 1 | » | 1,3 | » |
| 100 | » — 65 — 1 | » | 1,3 | » | 145 | » — 686 — 2 | » | 1,0 | » |
| 101 | Ж — 41 — 3 | » | 0,8 | » | 146 | » — 676 — | » | | |
| 102 | » — 41 — 25 | » | 0,6 | » | | — (2а, 1а, 1б) | » | 1,2 | » |
| 103 | » — 48 — 30 | » | 1,2 | » | | | | | |
| 104 | » — 49 — 8 | » | 1,2 | Начальный | | | | | |
| 105 | Е — 76 — 4 | » | 1,5 | эпигенез | 147 | Ч — 557 — 6 | Ст ₂ | 2,0 | Начальный |
| 106 | Ж — 53 — 3 | Ст ₃ | 1,0 | (по Е. П. | 148 | » — 363, 362а | » | 1,6 | эпигенез |
| 107 | Е — 78 — 5 | » | 1,3 | Маркову) | 149 | » — 366 — 6 | » | 2,0 | (по Л. И. |
| | | | | | 150 | » — 340 — ж — 3 | Ст ₁ | 1,0 | Килиной) |
| | | | | | 151 | » — 340 — г | » | 1,3 | » |
| Анабарский щит | | | | | | | | | |
| 108 | 196а | Ст ₂ | 1,1 | Начальный | 152 | » — 340 — в, б | » | 1,6 | » |
| 109 | 75ж | Ст ₁ | 1,1 | эпигенез | 153 | П — 67 — 2а | » | 1,6 | » |
| 110 | 182ж | » | 1,1 | (по Б. Б. | 154 | » — 67 — 1а | » | 1,5 | » |
| 111 | 541а | » | 1,1 | Шншкину) | | | | | |
| 112 | 574 | » | 1,5 | » | | | | | |
| 113 | 46 | » | 1,3 | » | | | | | |
| р. Сухая Тунгуска | | | | | | | | | |
| 114 | 1228ж | » | 1,1 | » | | | | | |
| 115 | 75к | » | 2,0 | » | 155 | ПВ — 105А — 2а | Ст ₂ | 1,4 | Начальный |
| 116 | 182г | » | 1,5 | » | 156 | » — 105 — 9а | » | 1,4 | эпигенез |
| 117 | 1228 ₁ | » | 1,1 | » | 157 | » — 105 — 2 | » | 1,4 | (по Л. И. Кя- |
| 118 | 181к | » | 1,1 | » | 158 | » — 104 — 6 | » | 1,4 | линой) |
| 119 | 545 | » | 1,3 | » | 159 | » — 104 — 4 | » | 1,4 | » |
| 120 | 183а | » | 1,3 | » | 160 | » — 104 — 3 | » | 1,6 | » |
| | | | | | 161 | » — 103 — 6 | Ст ₁ | 2,0 | » |
| | | | | | 162 | » — 2 — 4 | » | 2,0 | » |
| р. Курейка | | | | | | | | | |
| 121 | ПВ — 665 — 12 | O ₂ | 1,1 | Начальный | 163 | » — 2 — 1 | » | 1,5 | » |
| 122 | » — 696 — 18 | O ₂ | 2,1 | эпигенез | 164 | » — 7 — 1 | » | 1,0 | » |
| 123 | » — 695 — 6а | O ₁ | 1,2 | (по Л. И. | 165 | » — 8 — 2 | » | 1,4 | » |
| 124 | » — 665 — 1 | O ₁ | 1,5 | Килиной) | 166 | » — 11 — 2 | » | 1,2 | » |
| 125 | » — 661 — 3 | Ст ₂ | 1,0 | То же | 167 | » — 12 — 1 | » | 1,4 | » |
| 126 | » — 692 — 3а | » | 1,0 | » | 168 | » — 14А — 13а | » | 1,5 | » |
| 127 | » — 691 — 5 | » | 1,1 | » | 169 | » — 14А — 9а | » | 1,4 | » |
| 128 | » — 691 — 4б | » | 1,0 | » | 170 | » — 14А — 7 | » | 1,2 | » |
| 129 | » — 691 — 1а | » | 1,0 | » | 171 | » — 16 — 5 | » | 1,5 | » |
| 130 | » — 691 — 3б | » | 0,9 | » | 172 | » — 107 — 1 | » | 1,6 | » |
| 131 | » — 693 — 1 | » | 1,1 | » | 173 | » — 106 — 1 | » | 1,6 | » |

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
|-----|---------------|---|-----|---|-----|---------------------|-----------------|-----|----|
| 174 | » — 108 — 3б | » | 1,1 | » | 211 | » — 11 — 5/1 | » | 1,3 | » |
| 175 | » — 108 — 3а | » | 1,3 | » | 212 | » — 11 — 7/1 | » | 1,1 | » |
| 176 | » — 108 — 3 | » | 1,4 | » | 213 | » — 111 — 18/1 | » | 1,5 | » |
| 177 | » — 108 — 2 | » | 1,5 | » | 214 | ЕВ — III — 9/1 | » | 1,8 | » |
| 178 | » — 301 — 5,7 | » | 1,4 | » | 215 | » — IV — 10/1 | » | 1,3 | » |
| 179 | » — 301 — 89а | » | 1,0 | » | 216 | » — V — 11/1 | » | 1,3 | » |
| | | | | | 217 | » — V1 — 12/1 | » | 1,4 | » |
| | | | | | 218 | » — 30 — 1 — 1/1 | См ₁ | 1,3 | » |
| | | | | | 219 | » — 30 — 1 — 1/2 | » | 1,0 | » |
| | | | | | 220 | » — 13 — 1 — 1/3 | » | 1,0 | » |
| | | | | | 221 | » — 13 — IV — 24/1 | » | 1,5 | » |
| | | | | | 222 | ЕВ-13-IV-27/1 | См ₁ | 1,5 | » |
| | | | | | 223 | » — 13 — V — 40/1 | « | 1,6 | » |
| | | | | | 224 | » — 13 — V — 45/1 | См ₂ | 1,5 | » |
| | | | | | 225 | » — 13 — V — 51/1 | » | 1,6 | » |
| | | | | | 226 | » — 13 — V — 54/1 | » | 1,5 | » |
| | | | | | 227 | » — 13 — V1 — 60/1 | » | 1,5 | » |
| | | | | | 228 | » — 13 — V1 — 61/3 | » | 1,7 | » |
| | | | | | 229 | » — 15 — III — 11/1 | » | 1,6 | » |
| | | | | | 230 | » — 15 — III — 12/1 | » | 1,4 | » |
| | | | | | 231 | » — 15 — III — 13/1 | » | 1,3 | » |
| | | | | | 232 | » — IV — 15/1 | » | 1,3 | » |
| | | | | | 233 | » — V — 19/1 | » | 1,3 | » |
| | | | | | 234 | » — V — 27/1 | » | 1,5 | » |
| | | | | | 235 | » — V — 29/11 | » | 1,5 | » |
| | | | | | 236 | » — V — 28/1 | » | 2,0 | » |
| | | | | | 237 | » — V — 31/1 + 2 | » | 1,7 | » |
| | | | | | 238 | » — V — 31/1 | » | 1,3 | » |
| | | | | | 239 | » — V — 33/1 | » | 1,4 | » |
| | | | | | 240 | » — V — 35/1 | » | 1,4 | » |
| | | | | | 241 | » — IV — 14/1 | » | 1,2 | » |
| | | | | | 242 | » — VI — 40/1 | » | 1,7 | » |
| | | | | | 243 | » — VI — 40/2 | » | 1,4 | » |
| | | | | | 244 | » — VI — 42/1 | » | 1,4 | » |
| | | | | | 245 | » — 21 — 1 — 1/1 | » | 1,4 | » |
| | | | | | 246 | » — 21 — 1 — 2/1 | « | 1,4 | » |
| | | | | | 247 | » — 21 — 1 — 2/1 | » | 2,0 | » |
| | | | | | 248 | » — 15 — IV — 17/1 | » | 1,4 | » |

На основании значительного числа определений величины резкости пика 10 \AA гидрослюды, проведенных для образцов различного возраста от кембрийского до пермского периодов, автор считает, что в пределах платформенных отложений палеозоя существенного усиления степени вторичных изменений с увеличением возраста пород не отмечается. Однако четко проявляется зависимость интенсивности вторичных изменений гидрослюды от мощности осадочных толщ или глубины захоронения (региональный метаморфизм разреза Хараулах); заметно сказывается влияние интрузий, особенно в проницаемых породах (контактный метаморфизм Норильского района).

Таблица 4

Корреляция величины резкости пика 10 \AA (А : В) с интенсивностью вторичных изменений кембрийских и верхнекембрийских отложений Енисейского края

| № п.п. | № обр. | Возраст (свята и подсвята) | А:В | Степень вторичных изменений, по данным Ю. П. Казанского |
|--------|--------|----------------------------|-----|---|
| 1 | 220 | Нижн. кембрий | 1,5 | Отсутствие новообразований, слабая перекристаллизация То же » » » Раскристаллизация тонкозернистых доломитов То же Незначительная перекристаллизация карбонатов Глубокая эпигенетическая переработка » » Регенерационный кварцевый цемент, новообразования железистого карбоната и пирита То же » » Переход от осадочных к метаморфическим породам |
| | 7 | Дашкинская | 1,7 | |
| 2 | 20 | » | 1,0 | |
| 3 | 22 | » | 1,9 | |
| 4 | 3 | Нижнеангарск | 2,1 | |
| 5 | 55 | Серого ключа | 2,0 | |
| 6 | 57 | » | 2,0 | |
| 7 | 215 | Потоскуйская | 1,0 | |
| 8 | 216 | » | 1,6 | |
| 9 | 178 | Карточки | 2,4 | |
| 10 | 193 | » | 3,0 | |
| 11 | 197 | Погорюйская | 4,0 | |
| 12 | 203 | » | 4,0 | |
| 13 | 207 | » | 3,1 | |
| 14 | 210 | » | 3,2 | |
| 15 | 231 | Удере́йская | 3,0 | |

Таблица 5

Корреляция величины резкости пика 10 \AA в гидрослюдах (А : В) и степень вторичных изменений пермских отложений Норильского района

| № п.п. | № образца | Возраст | Тип породы | А:В | Степень вторичных изменений пород, по данным Т. А. Дивинной |
|--------|------------|---------|---------------------|-----|---|
| 1 | 885—6 | Пермь | Песчаник | 2,0 | Глубинный эпигенез |
| 2 | » 20 | » | Аргиллит | 1,2 | |
| 3 | » 36 | » | Песчаник | 2,2 | |
| 4 | » 61 | » | Алевролит | 1,7 | |
| 5 | Н—36—1 | » | Песчаник | 2,0 | |
| 6 | » 65 | » | » | 2,0 | |
| 7 | » 9 | » | » | 2,7 | |
| 8 | » 12 | » | » | 2,0 | |
| 9 | » 17 | » | Алевролит, аргиллит | 1,5 | |
| 10 | » 22а | » | » | 1,0 | Контактный метаморфизм |
| 11 | С—9—106,30 | » | » | 2,8 | |
| 12 | » 429,5 | » | » | 2,4 | |
| 13 | » 484,0 | » | » | 2,6 | |
| 14 | » 586,0 | » | » | 1,7 | |
| 15 | ТВ—501—4 | » | » | 3,3 | |
| 16 | ТВ—504—25 | » | » | 6,0 | |
| 17 | ТВ—506—15 | » | » | 2,4 | |
| 18 | ТВ—514—4 | » | » | 2,6 | |
| 19 | ТВ—515—11 | » | » | 3,3 | |
| 20 | ТВ—566—7 | » | » | 3,8 | |
| 21 | ТВ—7—11 | » | » | 4,5 | |

Корреляция величины резкости пика 10 Å в гидрослюдах (А : В) и степень вторичных изменений каменноугольных отложений в разрезе Хараулах

| № п.п. | № обр. | Возраст | А:В | Степень вторичных изменений пород по данным Е. К. Герасимова | № п.п. | № обр. | Возраст | А:В | Степень вторичных изменений пород по данным Е. К. Герасимова |
|--------|--------|-----------------------------|-----|--|--------|---------|-----------------------------|-----|--|
| 1 | ЗГ-7-1 | C ₁ ² | 1,5 | Глубинный эпигенез | 25 | ЗГ-7-53 | C ₁ ³ | 3,0 | Глубинный эпигенез |
| 2 | »-3 | C ₁ ³ | 2,5 | » | 26 | »-54 | » | 2,8 | » |
| 3 | »-4 | » | 2,6 | » | 27 | »-55 | » | 4,0 | » |
| 4 | »-5 | » | 3,0 | » | 28 | »-56 | » | 2,9 | » |
| 5 | »-6 | » | 3,7 | » | 29 | »-57 | » | 4,0 | » |
| 6 | »-7 | » | 3,2 | » | 30 | »-58 | » | 3,1 | » |
| 7 | »-9 | » | 2,5 | » | 31 | »-59 | » | 3,2 | » |
| 8 | »-10 | » | 2,6 | » | 32 | »-60 | » | 2,6 | » |
| 9 | »-11 | » | 3,0 | » | 33 | »-61 | » | 3,6 | » |
| 10 | »-12 | » | 3,1 | » | 34 | »-62 | » | 2,8 | » |
| 11 | »-13 | » | 1,7 | » | 35 | »-64 | » | 3,2 | » |
| 12 | »-15 | » | 2,6 | » | 36 | »-65 | C ₂ | 3,0 | » |
| 13 | »-37 | » | 2,3 | » | 37 | »-66 | » | 2,7 | » |
| 14 | »-38 | » | 2,4 | » | 38 | »-67 | » | 2,8 | » |
| 15 | »-39 | » | 3,0 | » | 39 | »-68 | » | 3,0 | » |
| 16 | »-40 | » | 2,0 | » | 40 | »-69 | » | 3,0 | » |
| 17 | »-41 | » | 2,7 | » | 41 | »-71 | » | 2,4 | » |
| 18 | »-42 | » | 2,7 | » | 42 | »-75 | » | 2,2 | » |
| 19 | »-43 | » | 2,6 | » | 43 | »-78 | » | 2,2 | » |
| 20 | »-44 | » | 3,0 | » | 44 | »-79 | » | 3,6 | » |
| 21 | »-49 | » | 4,2 | » | 45 | »-80 | » | 2,4 | » |
| 22 | »-50 | » | 2,7 | » | 46 | »-82 | » | 2,1 | » |
| 23 | »-51 | » | 2,5 | » | 47 | »-86 | » | 2,4 | » |
| 24 | »-52 | » | 3,2 | » | | | | | |

Таблица 7

Химический состав глинистых фракций 0,001 мм, обогащенных хлоритом (докембрий)

| Свита | Степень вторичных изменений | Содержание, % | | | | |
|--------------|---|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|------------------|
| | | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | MgO | K ₂ O |
| Дашкинская | Слабая перекристаллизация, отсутствие новообразований | 45,06 | 16,37 | 14,82 | 5,62 | 2,65 |
| Серого ключа | Раскристаллизация доломитов | 46,55 | 14,85 | 5,93 | 11,44 | 3,15 |
| | | 47,02 | 12,51 | 7,08 | 11,59 | 1,80 |
| Аладьинская | Глубокая эпигенетическая переработка | 52,70 | 12,86 | 16,67 | 3,08 | 1,25 |

Химический состав докембрийских глинистых

| Свита | Степень вторичных изменений | Содержание, % | | | | | | |
|-------------|-----------------------------|------------------|----------|------------------|--------------------------------|-------|--------------------------------|------|
| | | H ₂ O | п. п. п. | SiO ₂ | Fe ₂ O ₃ | FeO | Al ₂ O ₃ | CaO |
| Шунтарская | Глубинный эпигенез | 0,80 | 9,46 | 51,55 | 5,60 | 1,40 | 24,93 | 0,24 |
| Удере́йская | Метагенез | н/о | 5,06 | 63,86 | 1,15 | 5,22 | 14,21 | 2,66 |
| | То же | 0,06 | 5,15 | 59,66 | 4,22 | 3,29 | 14,93 | 3,42 |
| | Метаморфизм | 0,08 | 4,43 | 59,60 | н/о | 8,04 | 19,23 | 0,54 |
| | | 0,10 | 3,30 | 60,48 | » | 11,11 | 15,67 | 1,82 |

Примечание. В шунтарской свите отмечено повышенное содержание каолинита.

Исследования Ю. П. Казанского, М. Ф. Соколовой [34], проведенные на глинистых сланцах и глинистой части пород докембрийского возраста, показали, что химический состав их существенно не зависит от степени вторичных преобразований. Колебания в содержании отдельных компонентов в глинистой части пород в большей мере обуславливаются примесями кварца, полевых шпатов, различным содержанием хлоритов. В глинистых сланцах некоторые различия в составе вызваны повышенным содержанием каолинитовых минералов в породах шунтарской свиты (табл. 7, 8).

По аналитическим данным этих же исследователей, закономерного существенного изменения K_2O , которая является важнейшей характеристикой преобразования глинистых минералов (гидрослюд), в зависимости от степени вторичных изменений не отмечается. Величины $Al_2O_3 : Na_2O$; $K_2O : Na_2O$, показывающие отношения более стойких компонентов к менее стойким, также не отражают изменений, связанных со степенью вторичных преобразований в породах (табл. 8, 9).

В заключение об эпигенезе глинистых минералов в палеозойских породах платформенного типа следует сказать следующее:

а. В палеозойских осадках платформенного типа, характеризующихся малыми мощностями, карбонатным и карбонатно-глинистым составом гидрослюды не изменены. В данных отложениях имеют место некоторые вторичные изменения других групп глинистых минералов (смешанно-слойные минералы). Породы находятся на стадии начального эпигенеза.

б. В пермских терригенных породах Норильского района вторичные преобразования доходят до стадии глубинного эпигенеза и обусловлены контактовым метаморфизмом.

Постдиагенетические преобразования пород связаны с длительностью их пребывания в тех или иных термодинамических условиях. Сравнение разновозрастных отложений сходных петрографических типов, фаций с примерно одинаковыми глубинами залегания показывает, что фактор времени на степени вторичных изменений девонских, силурийских и кембрийских отложений не сказывается. Границы между породами, находящимися на различных стадиях изменения, проходят на различных стратиграфических горизонтах и связаны не с геологическим возрастом, а с мощностями осадочного покрова. Так, каменноугольные отложения Предверхооянского прогиба характеризуются вторичными изменениями, достигающими стадии глубинного эпигенеза, кембрийские и верхнедокембрийские отложения (дашкинская и потоскуйская свиты) Енисейского кряжа находятся на стадии начального эпигенеза. В нижней части докембрийских пород (карточки, погоруйской, удерейской свит) вторичные изменения достигают стадий глубинного эпигенеза и метагенеза.

Наилучшая сохранность глинистых минералов имеет место в карбонатных породах, затем глинистых. Изменения глинистых минералов в большей степени имеют место в песчаниках.

Таблица 8

сланцев различной степени метаморфизма

| MgO | MnO | K_2O | Na_2O | TiO_2 | P_2O_5 | Σ | CO_2 | $\frac{Al_2O_3}{Na_2O}$ | $\frac{K_2O}{Na_2O}$ |
|------|------|--------|---------|---------|----------|----------|--------|-------------------------|----------------------|
| 0,74 | 0,01 | 2,20 | 1,95 | 1,03 | 0,05 | 99,96 | 0,03 | 12,78 | 1,13 |
| 1,96 | 0,07 | 2,75 | 2,13 | 0,78 | 0,08 | 99,93 | 2,00 | 6,67 | 1,29 |
| 2,61 | 0,06 | 3,58 | 1,63 | 0,85 | 0,11 | 99,47 | 2,32 | 9,16 | 2,19 |
| 2,18 | 0,06 | 2,95 | 1,29 | 0,95 | 0,08 | 99,43 | 0,14 | 15,00 | 2,29 |
| 1,96 | 0,19 | 1,54 | 1,68 | 1,13 | 0,11 | 99,09 | н/о | 9,32 | 0,92 |

Содержание K_2O в гидрослюдах докембрийских отложений

| | Свита | | | | | | | | | |
|----------------------------------|---|--|--|--------------------------------------|--|---|------|------|------|------|
| | Дашкинская | Серого ключа | Потоскуй- ская | Аладьинская | Погоруйская | Удерейская | | | | |
| Степень вторичных преобразований | слабая перекристаллизация, отсутствие новообразований | раскристаллизация тонкозернистых доломитов | незначительная перекристаллизация карбонатов | глубокая эпигенетическая переработка | Регенерационный кварцевый цемент, новообразования железистого карбоната и пирита | породы, переходные от осадочных к метаморфическим | | | | |
| Содержание K_2O , % | 5,80 | 5,60 | 5,30 | 5,82 | 4,75 | 6,48 | 4,72 | 3,20 | 5,79 | 6,95 |

Химический состав глинистой части пород, сложенной в основном гидрослюдой и хлоритом, в зависимости от вторичных изменений не меняется даже при позднем метазенезе или начальном метаморфизме. Происходит перекристаллизация и совершенствование кристаллической структуры без изменения состава вещества.

Имеющее место обогащение калием древних глин относительно молодых является следствием более интенсивного формирования на древней суше продуктов выветривания, обогащенных калием, т. е. гидрослюд.

В связи с этим при исследовании глинистого вещества осадочных пород автором предлагаются характеристики химического состава глинистых минералов и структурных особенностей гидрослюд, позволяющие в значительной мере «снять» влияние эпигенетических преобразований. Как это будет показано в дальнейшем, величины $Al_2O_3 : Na_2O$ и $(001) : (002)$ (в гидрослюдах) являются подобного рода характеристиками.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ГЛИНИСТОЙ ЧАСТИ ПОРОД И ЕГО КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ

В литературе имеется значительное число классификаций глинистых минералов.

1. Общим признаком всех глинистых минералов является их принадлежность к силикатам. Многими авторами выделяются две группы — слоистые силикаты и силикаты с цепочечной структурой (цепочечно-слоистые, ленточно-слоистые, псевдослоистые). Имеются предложения делить силикаты по соотношению числа атомов кремния и алюминия в тетраэдрах на две группы — силикаты и алюмосиликаты.

2. Вторым важным признаком в классификации глинистых минералов считается характер пакетов или тип структуры, который им определяется:

а) двухслойные силикаты (каолинитоподобные), характеризующиеся базальными расстояниями 7 \AA и соотношением числа тетраэдрических слоев к числу октаэдрических, равным $1 : 1$;

б) трехслойные силикаты (слюдоподобные), характеризующиеся базальным расстоянием 10 \AA , силикаты типа $2 : 1$;

в) четырехслойные силикаты (хлоритоподобные), характеризующиеся базальным расстоянием 14 \AA , силикаты типа $2 : 2$. В. А. Франк-Каменецкий четырехслойные силикаты называет «трехслойными и однослойными».

3. Третьим основным признаком классификаций многими авторами принимается характер заполнения октаэдров (диоктаэдрические и триоктаэдрические минералы). В некоторых классификациях предлагается использовать признаки заполнения межпакетных промежутков, лабильность или стабильность решетки.

4. В классификациях глинистых минералов учитываются также катионы, занимающие места в октаэдрах. Этот признак выделяет группы минералов, сходные по составу.

Большинство предложенных классификаций построено на кристаллохимических основах и отличается друг от друга только в деталях. Автор считает наиболее удобной для пользования классификацию В. А. Франк-Каменецкого [93], которая характеризуется следующими особенностями:

1. В основу классификации положены кристаллохимические признаки, учитывающие химический состав и кристаллическое строение.

2. Основные минеральные группы выделяются по двум признакам: октаэдрическому заселению и стабильности решетки — оба признака считаются одинаково важными. Такое совместное рассмотрение октаэдрического заселения и стабильности решетки минералов позволяет определить минеральные группы, сходные по их структурным и химическим особенностям (слюды, гидрослюды, монтмориллониты, каолиниты и т. д.).

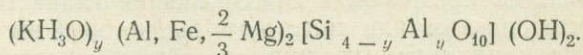
Ниже приводится структурно-химическая характеристика основных групп глинистых минералов. С целью наиболее ясного представления о связи структуры глинистых минералов и минералов, из которых они образовались, приводятся известные в литературе данные о структуре слоистых силикатов.

Минералы группы тальк—пирофиллит характеризуются минимальным содержанием (ОН) и одинаковым составом тетраэдрических элементов структурной решетки. Октаэдрические положения у пирофиллита полностью заняты алюминием: $\text{Al}_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}] (\text{OH})_2$, у талька—магнезиумом: $\text{Mg}_3[\text{Si}_4\text{O}_{10}] (\text{OH})_2$.

Группа слюд (мусковит, флогопит, биотит, лепидолит) характеризуется ионным типом химической связи между пакетами, стабильной структурой,

величиной $d_{000} = 10 \text{ \AA}$; заполнение октаэдрического слоя может быть диоктаэдрическим, триоктаэдрическим и промежуточным. В тетраэдрических элементах структурной решетки 1/4 положений занимает алюминий и 3/4 положений—кремний. Октаэдрические положения в мусковите заняты алюминием $\text{KAl}_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}] (\text{OH})_2$, в флогопите—магнезиумом $\text{KMg}[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}] (\text{OH})_2$, в биотите октаэдрические положения заняты частично магнезиумом, частично железом $\text{K}(\text{Mg}, \text{Fe})_3[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}] (\text{OH})_2$, в лепидолите 2/3 октаэдрических положений заняты литием $\text{K}(\text{Li}_2\text{Al})[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}] (\text{OH})_2$.

Группа гидрослюды характеризуется ионным типом химической связи между пакетами, стабильной структурой, величиной $d_{001} = 10 \text{ \AA}$. Заполнение октаэдрического слоя может быть диоктаэдрическим и триоктаэдрическим. Структурно-химическая формула может быть представлена в следующем виде:

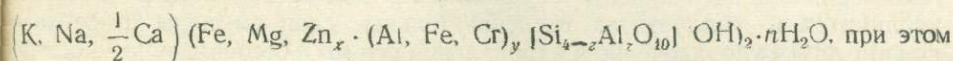


Как видно из формулы, часть тетраэдров, но в меньшей мере, чем в слюдах, заселена алюминием вместо кремния. Избыточный отрицательный заряд компенсируется соответствующим числом ионов калия и гидроксония H_3O^+ , которые располагаются между слоями, связывая их прочнее, чем в монтмориллонитах. Считается, что отрицательный заряд слоев гидрослюды определяется главным образом замещениями не в октаэдрической сетке, как у монтмориллонита, а замещениями в тетраэдрах. Таким образом, источник заряда расположен ближе к поверхности слоев и обуславливает большую энергию адсорбции катионов и взаимосвязь слоев в гидрослюдах по сравнению с монтмориллонитом. Октаэдры заселены атомами Al, Mg, Fe. Гидрослюды занимают промежуточное положение между слюдами и монтмориллонитами. От слюд они отличаются меньшим содержанием К и большим—воды, представленной в форме гидроксония H_3O . Согласно электронограммам, гидрослюды имеют общие черты с монтмориллонитами, но превосходят их по степени упорядоченности и совершенства структур. Однако и среди гидрослюды встречаются структуры с нестрогой упорядоченностью и невысоким совершенством. Структуры некоторых образцов имеют низкую степень совершенства, при которой стираются их основные структурные отличия от монтмориллонита.

Для группы монтмориллонита свойственны молекулярная связь между пакетами, лабильная структура, $d_{001} \geq 10 \text{ \AA}$. Заполнение октаэдрического слоя может быть диоктаэдрическим и триоктаэдрическим. Состав слоев для минералов монтмориллонитовой группы вследствие изоморфных замещений не является определенным и варьирует для различных минералов.

Имеются следующие изоморфные серии: 1) глиноземистая, характеризующаяся нахождением в октаэдрах решетки только атомов алюминия $\text{Al}_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}] (\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$; 2) железистая, или нонтронитовая,—нахождением в октаэдрах решетки только атомов железа $\text{Fe}_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}] (\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$;

3) магнезиальная или сапонитовая, $Mg_3 [Si_4O_{10}] (OH)_2 \cdot nH_2O$; 4) хромовая или волконскоитовая, $Cr_2 [Si_4O_{10}] (OH)_2 \cdot nH_2O$; 5) цинковая, или соконитовая $Zn [Si_4O_{10}] (OH)_2 \cdot nH_2O$. Вышеуказанных идеальных монтмориллонитов не существует. Природный монтмориллонит любой изоморфной серии характеризуется наличием в октаэдрах и тетраэдрах нескольких элементов. Обычный монтмориллонит алюминиевой серии имеет в октаэдрах помимо алюминия также атомы магния; нонtronит содержит в октаэдрах помимо железа атомы алюминия; саконит содержит в тетраэдрах помимо кремния атомы алюминия; гекторит содержит в октаэдрах помимо магния атомы лития; стивенсит не содержит в октаэдрах лития и не содержит в тетраэдрах атомов алюминия. В общем природный монтмориллонит любой изоморфной серии может иметь смешанный состав катионов: в тетраэдрах небольшая часть кремния может замещаться алюминием, в октаэдрах могут располагаться атомы Al, Fe^{3+} , Fe^{2+} , Mg, Cr, Zn, Li и между слоями K, Na, Ca, химическая формула имеет вид:



$x < 1, x + y \leq 3$. По рентгеновским данным, в монтмориллоните силикатные слои не имеют взаимной ориентации, не образуют в своей совокупности трехмерной пространственной решетки и каждый слой представляет собой двумерную решетку. Слои разделены промежутками, величина которых зависит от количества поглощенных молекул воды и органических соединений. При электронографическом исследовании монтмориллонитов (после удаления воды) установлено, что слои монтмориллонита при максимальном сближении пространственно упорядочены. Электронограммами иллюстрируется также несовершенство структур монтмориллонита, лишь отдельные образцы имеют строгий период «С».

Структура вермикулита по своим особенностям близка структуре талька. В вермикулите основные отклонения от состава талька $Mg_3Si_4O_{20}(OH)_2$ вызываются замещением кремния алюминием, что компенсируется присутствием межслоевых катионов, главным образом, магния. Другим отличием от талька является присутствие в вермикулите водных молекул между структурными слоями. Межслоевые катионы и молекулы воды занимают определенные положения относительно атомов кислорода смежных талькоподобных слоев. Химически вермикулиты очень близки к триоктаэдрическим монтмориллонитовым минералам [30].

Группа хлоритов характеризуется трехслойным и однослойным типом структуры, $d_{001} = 14 \text{ \AA}$, диоктаэдрическим и триоктаэдрическим заполнением октаэдрического слоя. Группа хлоритов объединяет большой ряд минералов слоистого строения с добавочными слоями (OH) и общей формулой $(Mg, Fe)_{6-x-y} (Al, Fe_{x+\frac{2}{3}y} [Si_{4-x} Al_x O_{10}] (OH)_2$. Большое разнообразие минеральных разновидностей в группе хлорита объясняется широким изоморфизмом, обуславливающим значительные изменения в химическом составе. Структура хлоритов составляется из чередующихся слоев талькового и бруситового типа. Межслоевые бруситовые слои подобны калию в слюдах или обменным катионам с водой в вермикулитах и монтмориллонитах.

Минералы группы каолинита имеют водородный тип связи между пакетами, стабильную структуру, $d_{001} = 7 \text{ \AA}$ и вполне определенный состав слоя: в тетраэдрах находится кремний, в октаэдрах — алюминий $Al_4 [Si_4O_{10}] (OH)_4$. Все минералы этой группы диоктаэдрические; различия отдельных минералов внутри группы зависят от характера упорядоченности и взаимного расположения слоев. По степени совершенства структур первым явля-

ется накрит, структура которого построена из двухэтажных слоев, расположенных с периодом в шесть слоев; дикиит обладает структурой, в которой слои расположены в два ряда; собственно каолинит состоит из слоев, расположенных с периодом в один слой. Группа минералов фэйрклэй имеет менее совершенную структуру — последовательные слои беспорядочно смещены относительно друг друга в направлении оси «b», но упорядочены относительно друг друга по оси «a». Аноксит по рентгенограммам подобен каолиниту.

Возможно, что в аноксите каолинитовые слои перемежаются со слоями тетраэдрических сеток, состоящих из обращенных друг к другу и сцепленных своими четверными вершинами тетраэдров, имеющих состав SiO_2 и $4\text{SiO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$. Толщина такого слоя $7,1 - 7,2 \text{ \AA}$. Возможно, аноксит является смесью каолинита с аморфным кремнеземом. Согласно электроннографическим исследованиям, наиболее совершенные каолиниты обладают строгими периодами идентичности «с» и вполне определенным углом. В некоторых каолинитах и галлуазитах последовательные слои смещены относительно друг друга упорядоченно в направлении оси «a» и беспорядочно — оси «b».

Следует особо рассматривать группу галлуазита, которая характеризуется двухслойным пакетом, межмолекулярной связью, лабильной структурой, $d_{001} = 7 \text{ \AA}$, диоктаэдрическим заполнением октаэдрического слоя. Структурно-химические формулы имеют вид $\text{Al}_2[\text{Si}_2\text{O}_5](\text{OH})_4$ для безводного галлуазита; $\text{Al}_2[\text{Si}_2\text{O}_5](\text{OH})_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ — для водного галлуазита. Промежуточными являются галлуазиты, в которых водные слои сохранены в незначительной степени.

Группа сепиолита относится к магнезиальным силикатам слоисто-ленточной структуры. Сепиолит характеризуется структурно-химической формулой типа $\text{Mg}_3(\text{OH})_3[\text{Si}_4\text{O}_{11}]\text{H}_2\text{O}$; определяющим признаком сепиолита является интенсивный рефлекс с межплоскостным расстоянием $12,3 \text{ \AA}$.

Группа палыгорскита относится к силикатам алюминия и магния слоисто-ленточной структуры. Структурно-химическая формула палыгорскита имеет вид $\text{Mg}_2\text{Al}_2(\text{OH})_2(\text{H}_2\text{O})_4[\text{Si}_8\text{O}_{20}] \cdot 4\text{H}_2\text{O}$. Определяющий признак палыгорскита — интенсивный рефлекс с межплоскостным расстоянием $10,5 \text{ \AA}$.

Смешанно-слоистые структуры могут быть объяснены тем, что у различных глинистых минералов силикатные слои весьма сходны и отличаются только минералы главным образом по строению и составу межслоевых промежутков. Содержимое межслоевых промежутков в структурах глинистых минералов является наиболее изменчивой, динамической частью, которая скорее и прежде всего остального подвергается изменениям и превращениям в процессе выветривания и в гидротермальных процессах.

Автор, придерживаясь взглядов о главенствующей роли стадийного выветривания при образовании глинистых минералов, считает, что последние являются надежными показателями условий выветривания. Однако минералогический состав осадочных образований (фракция $< 0,001 \text{ мм}$) лишь в общем виде отражает интенсивность выветривания различных породобразующих минералов в области размыва.

Как известно, продуктом первой стадии выветривания, которая обычно имеет место при сильно развитых процессах физического выветривания и довольно быстром захоронении осадка, являются минералы группы гидрослюд. Однако следует иметь в виду, что минералы этой группы по степени обедненности малостойкими компонентами (Na, K) представляют широкий диапазон от слюды типа мусковита до минералов, содержащих в межслоевых промежутках структуры чрезвычайно мало таких компонентов, как Na, K, H_2O . В таких минералах, очевидно, имеют место минимальные за

Минералогический состав типовых образцов

| № образца | Возраст | Фациальные условия | Тип пород | Минералогический состав, % | | | | |
|-----------|---------|---|-------------------------|----------------------------|------------|-------|--------|----|
| | | | | каолинит | гидрослюда | кварц | хлорит | |
| —18 | D | Прибрежно-морские | Глина алевритистая | ~100 | | » | | |
| —77 | D | Морские | Аргиллит | 54 | 36 | | | |
| —61 | D | | Глина | 19 | 72 | » | | |
| —63 | D | | Мергель | 34 | 52 | » | | |
| ДК-1/68 | Ст | » | Известняк | | 46 | » | 42 | |
| ДК-1/92 | Ст | » | Аргиллит известковистый | | 43 | » | 53 | |
| —971—972 | O | Мелководно-морские | Доломит | мало | ~100 | | | |
| —920—921 | S | » | Аргиллит известковистый | | ~100 | | | |
| В-696—12 | O | » | Доломит | | 49 | » | 49 | |
| ДК-1/104 | Ст | Бассейны с повышенной соленостью вод (лагунные) | Аргиллит с ангидритом | | 32 | » | 60 | |
| ДК-1/110 | Ст | | | | | 23 | » | 74 |
| 205 | Ст | | | | | 36 | » | 61 |
| 25 | Ст | | | Ангидрито-доломит | | | | |

мещения в октаэдрах и тетраэдрах структуры. Состав вследствие этого приближается к каолинитовому.

В условиях более интенсивного выветривания происходит более глубокое разложение материнских пород с образованием глинистых минералов монтмориллонитовой, галлуазитовой и каолинитовой групп. В значительных количествах здесь образуются гидроокислы железа, свободный кремнезем и глинозем. Минералы монтмориллонитового и галлуазитового ряда являются производными стадиями довольно глубокого выветривания, но предшествующей каолинообразованию. При их образовании существенную роль играют первичный состав пород, наличие соответствующих катионов и условия дренажа продуктов, образующихся при разложении пород (Гинзбург [24, 25, 26]; Сулов [89]). Монтмориллониты образуются также при выветривании пеплового материала. Минералы группы каолинита представляют собою продукт конечной стадии выветривания. Фридериксон [110] указывает, что каолинит и гетит являются наиболее устойчивыми конечными продуктами выветривания.

В дальнейшем на путях миграции и особенно в водосборном бассейне происходит распределение взвешенного материала по принципам механической и физико-химической дифференциации (Вайтхаус и др. [164], Н.М. Страхов [87], Ратеев [62, 64]). Каолиновые минералы, имеющие наиболее крупные размеры частиц и наиболее низкий порог коагуляции, выпадают из взвеси еще в пресных водах и частично — в прибрежной зоне моря. Подвижность (плавучесть) частиц гидрослюда, наоборот, увеличивается с момента попадания их в морскую среду, богатую катионами магния, калия и натрия, вследствие чего гидрослюда заносится в более отдаленные зоны осадконакопления. Частицы монтмориллонита вместе с гидрослюдой также достигают удаленных областей. В опресненной зоне порог коагуляции каолинита и гидрослюда имеет близкие значения, вследствие чего в прибрежной зоне может происходить осаждение в равной степени каолинита и гидрослюда при соответствующем поступлении их с континента [64].

Как отмечалось в предисловии, в данной работе не дается полное описание минералогического состава и структур глинистых минералов иссле-

Таблица 11

Межплоскостные расстояния и интенсивности отражений исследованных гидрослюд, мусковита и иллита модификации 2M₁

| № образцов | | | | | | | | Браун, 1965 | | | | | |
|-------------|----|---------------|----|---------------|----|---------------|----|----------------------------|----------|----------|--------------|---------|--|
| ЗГ — 7 — 11 | | ПВ — 696 — 12 | | 0 — 971 — 972 | | 0 — 920 — 921 | | 2M ₁ индексы | мусковит | | иллит (филд) | | |
| d | l | d | l | d | l | d | l | | d | l | d | l | |
| 9,97 | 7 | 10,09 | 3 | 10,00 | 10 | 10,00 | 10 | 002 | 9,99 | с. | 9,98 | с. | |
| 8,65(?) | 2 | | | 5,42(?) | 2 | | | | | | | | |
| 4,95 | 4 | 5,01 | 2 | 4,96 | 5 | 4,96 | 4 | 004 | 4,98 | ср. | 4,97 | сл. | |
| 4,43 | 3 | 4,49 | 3 | 4,49 | 2 | 4,50 | 3 | 110} | | | | | |
| | | 4,25 | 2 | | | 4,26 | 2 | 111} | 4,47 | оч. с | 4,47 | с. | |
| 3,66 | 3 | 3,68 | 3 | 3,65 | 3 | 3,65 | 2 | 023 | 4,29 | сл. | | | |
| 3,48 | 2 | 3,51 | 1 | 3,51 | 2 | 3,51 | 3 | 114 | 3,72 | ср. | 3,7 | оч. сл. | |
| 3,31 | 10 | 3,33 | 10 | 3,31 | 9 | 3,32 | 8 | 024} | 3,48 | ср. | 3,4 | осл д' | |
| | | | | | | | | 006} | 3,32 | оч. с. | 3,31 | ср. | |
| 3,20 | 3 | | | | | 3,18 | 4 | 114 | 3,20 | ср. и с. | 3,2 | оч. с. | |
| 2,99 | 2 | | | 2,98 | 1 | | | 025 | 2,08 | с. | 2,98 | сл. | |
| 2,85 | 1 | 2,84 | 1 | | | | | 115 | 2,86 | ср. | 2,84 | оч.сл. | |
| | | 2,58 | 2 | 2,78 | 1 | | | 116 | 2,78 | ср. | | | |
| | | | | 2,56 | 2 | 2,56 | 3 | 131} | | | | | |
| 2,56 | 3 | | | | | | | 200} | 2,585 | сл. | | | |
| | | | | | | | | 202} | | | | | |
| 2,44 | 1 | 2,46 | 1 | 2,48 | 1 | 2,46 | 1 | 131} | 2,56 | оч.с. | 2,56 | с. | |
| 2,38 | 1 | | | 2,39 | 1 | 2,39 | 1 | 202133 | 2,46 | сл. | 2,44 | сл. | |
| | | | | 2,19 | 1 | | | 204 | 2,39} | ср. | | | |
| | | | | | | | | 133 | 2,38} | дф. ш. | 2,38 | ср. | |
| | | | | | | | | 223 | 2,185 | | 2,18 | сл. | |
| 2,12 | 1 | 2,12 | 1 | | | | | 206 | 2,14 | ср. | | | |
| | | | | 1,990 | 4 | 1,987 | 1 | 135 | 2,13 | дф. ш. | | | |
| 1,989 | 3 | 1,995 | 1 | | | | | 0.0.10 | 1,99 | с. | | | |
| 1,812 | 1 | 1,815 | 1 | | | 1,815 | 2 | | 1,83 | оч. сл. | | | |
| 1,651 | 2 | | | 1,657 | 1 | 1,655 | 1 | 2.0.10 | 1,65 | сл. | 1,65 | сл. | |
| 1,500 | 2 | 1,501 | 1 | 1,502 | 1 | 1,501 | 1 | 060 | | | | | |
| | | | | | | | | 321 | 1,504 | | 1,50 | | |

дованных разрезов пород. Однако для общего представления об изученном материале для типовых образцов приводятся дифрактограммы, минералогический состав, рассчитанный в процентах, а также данные для определения полиморфной модификации гидрослюдов.

На рис. 3, а — о представлены дифрактограммы образцов. Как следует из рисунков и табл. 10, 11, глинистая часть пород сложена в основном гидрослюдой, хлоритом, каолинитом. Во многих образцах отмечаются незначительные количества кварца. Полевые шпаты отсутствуют. Гидрослюды в большинстве своем имеют полиморфную модификацию 2М. Преобладающими компонентами в морских отложениях являются гидрослюда или гидрослюда и хлорит, в прибрежных значительную долю составляет каолинит. В бассейнах высокой солености (соленосные толщи) хлориты часто составляют большую часть глинистой фракции. Следует отметить, что повышенное содержание каолинита имеет место только на определенных стратиграфических уровнях.

ХАРАКТЕР СВЯЗИ МЕЖДУ ХИМИЧЕСКИМ, МИНЕРАЛОГИЧЕСКИМ СОСТАВОМ ГЛИНИСТОЙ ЧАСТИ ПОРОД И СТРУКТУРНЫМИ ОСОБЕННОСТЯМИ ГИДРОСЛЮД

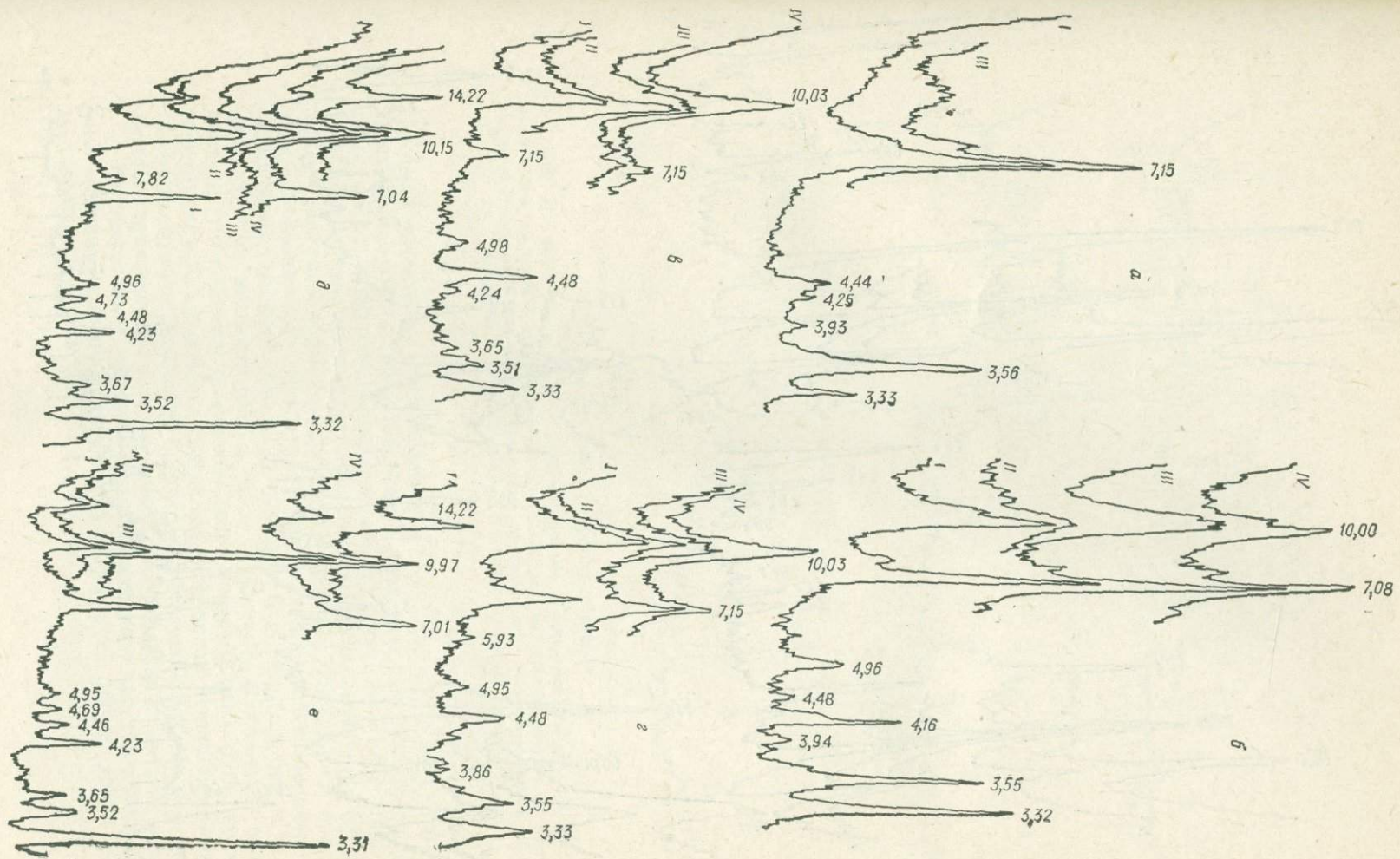
Относительно постоянное содержание и преобладание гидрослюдов в глинистой части пород различных петрографических типов и разных фаций (в пределах морского бассейна), их аллотипное происхождение и неизменное состояние в зоне начального эпигенеза навели автора на мысль о возможности использования минералов группы гидрослюдов для определения интенсивности выветривания на континенте в период их образования. Как показал Г. Браун, при замещении в слюдах половины межпакетного калия ионами оксония усиливается абсолютная интенсивность отражения (001); отражение (002) усиливается в меньшей степени. Таким образом, удаление межпакетного калия увеличивает отношение интенсивностей отражений (001) : (002) и последнее может быть использовано для определения относительного содержания межпакетного калия в слюдах разных стадий выветривания. Высокое отношение интенсивностей (001) : (002) может рассматриваться как указание на усиленное проявление выветривания. Это положение подтверждается данными Уайта и других по некоторым почвам штата Индиана, где отношение интенсивностей (001) : (002) образцов с поверхности почвы в 1,85 раза выше, чем для образцов подпочвы. По данным Ю. Н. Занина (1965)¹, в коре выветривания на гнейсах (Прибайкалье, с. Поповка) наблюдается общая тенденция увеличения величины (001) : (002) в глинистых фракциях снизу вверх по разрезу коры выветривания. С целью выявления характера связи, существующей между величинами $Al_2O_3 : Na_2O$; $K_2O : Na_2O$; (001) : (002) и минералогическим составом, автором были проведены исследования на материале, специально выбранном из пород коры выветривания, континентальных, морских отложений, а также из отложений бассейнов повышенной солености. В таблице 12 приводятся данные по корреляции перечисленных величин. Из таблицы следует, что в глинистой части пород коры выветривания на порфиритах и континентальных осадках девонского возраста с увеличением каолинита возрастают значения $Al_2O_3 : Na_2O$; $K_2O : Na_2O$ и (001) : (002). В палеозойских породах морского генезиса подобная корреляция между величинами (001) : (002) и $Al_2O_3 : Na_2O$; $K_2O : Na_2O$ сохраняется, но нарушается их связь с минералогическим составом, о причине такого нарушения будет сказано дальше.

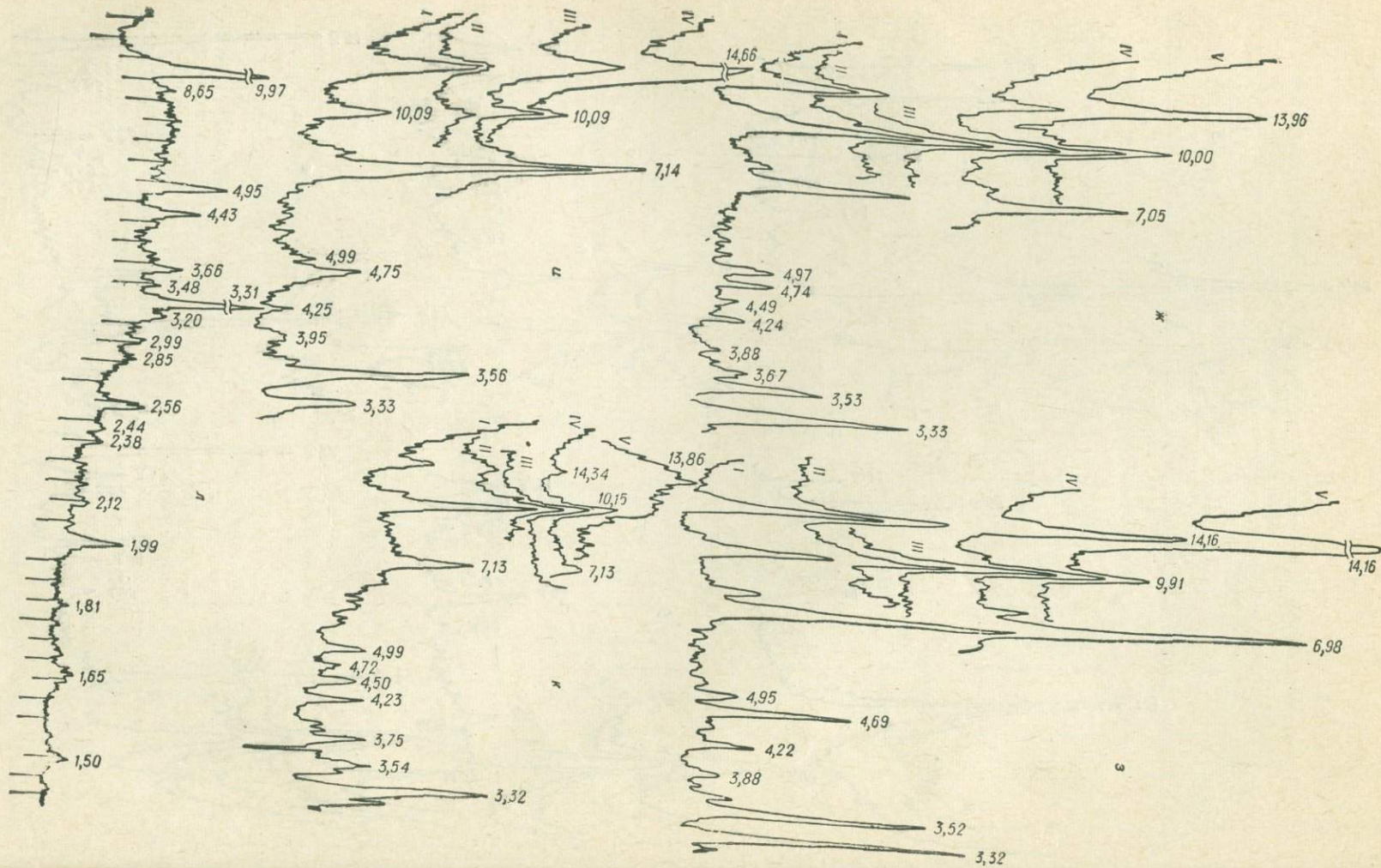
¹ Неопубликованные данные.

Корреляция химических, структурных характеристик и минералогического состава глинистой части пород

| Типы пород | Возраст | Al_2O_3 | | K_2O | | (001) : (002) | Минералогический состав, %* | | | | |
|---|---------|-------------------------|-----------------------|----------------------|-----------------|---------------|-----------------------------|---------|--------------------------|----|-------|
| | | Na_2O | Na_2O | каолинит | гидро- слюда | | кварц | халорит | монтмо- рилли- нит | | |
| Кора выветривания | | | | | | | | | | | |
| Выветрелый порфирит | | 22 | 5,1 | 1,8 | 22 | 52 | | | | | |
| То же | | 90,0 | 22,3 | 2,0 | 36 | 57 | | | | | |
| » | | 160 | 22,2 | 2,2 | 43 | 57 | | | | | |
| Сильно выветрелый пор- фирит | Mz | 262 | 20,0 | 2,7 | 82 | 15 | | | | | |
| То же | | 240 | 28,0 | — | 100 | | | | | | |
| Континентальные отложения | | | | | | | | | | | |
| Алевролит | | | | 2,5 | 37 | 50 | | | | | |
| Глина алевролитовая | D | 332 | | — | 100 | | мало | | | | |
| Прибрежно-морские отложения | | | | | | | | | | | |
| Глина | | | 39 | 1,8 | 51 | 29 | | | | | |
| Аргиллит | D | | 56 | 2,4 | 54 | 36 | | | | | |
| Глина | | | 110 | 3,0 | 52 | 47 | мало | | | | |
| Морские отложения | | | | | | | | | | | |
| Глина | D | 77 | 7 | 2,5 | много | есть | | | | | |
| Глина известковистая | | 330 | 79 | 3,0 | 23 | 54 | мало | | | | |
| Известняк | D | 340 | 80 | 3,6 | 26 | 75 | | | | | |
| Глина | | 440 | 110 | 3,8 | 72 | 19 | мало | | | | |
| Аргиллит известковистый | Сп | 110 | 29 | 2,0 | | 43 | | | | 53 | |
| Известняк глинистый | | 135 | 55 | 2,8 | | 33 | » | | | 49 | |
| Известняк | | 150 | 48 | 2,8 | | 46 | » | | | 42 | |
| Мелководно - морские отложения | | | | | | | | | | | |
| Доломит | | 120 | 36 | 2,3 | | 32 | мало | | | 60 | |
| » | Сп | 135 | 50 | 2,5 | | 47 | » | | | 50 | |
| » | | 135 | 48 | 2,7 | | 49 | » | | | 49 | |
| Отложения бассейнов с весьма повышенной соленостью вод | | | | | | | | | | | |
| Глина с гипсом | Tr | 99 | 5 | 1 | мало | много | | | | | много |
| Аргиллит с включениями ангидрита | | 165 | 39 | 1,4 | | 23 | мало | | | 74 | |
| Слюдисто-ангидритовая порода | | 221 | 39 | 1,6 | | 25 | » | | | 74 | |
| Доломит глинистый | | 207 | 90 | 1,8 | | 64 | » | | | 33 | |
| Песчаник с ангидритом | Сп | 111 | 38 | 2,0 | | 36 | » | | | 59 | |
| Доломит с ангидритом | | 76 | 26 | 2,6 | | 46 | » | | | 50 | |
| Ангидрито-доломит | | 180 | 103 | 2,7 | | 36 | » | | | 61 | |
| Переслаивание известко- вистых доломитов и из- вестковистых аргилли- тов | | 217 | 50 | 2,7 | | 27 | » | | | 68 | |

* Количественное определение минералов группы палыгорскита и сепиолита не производилось.





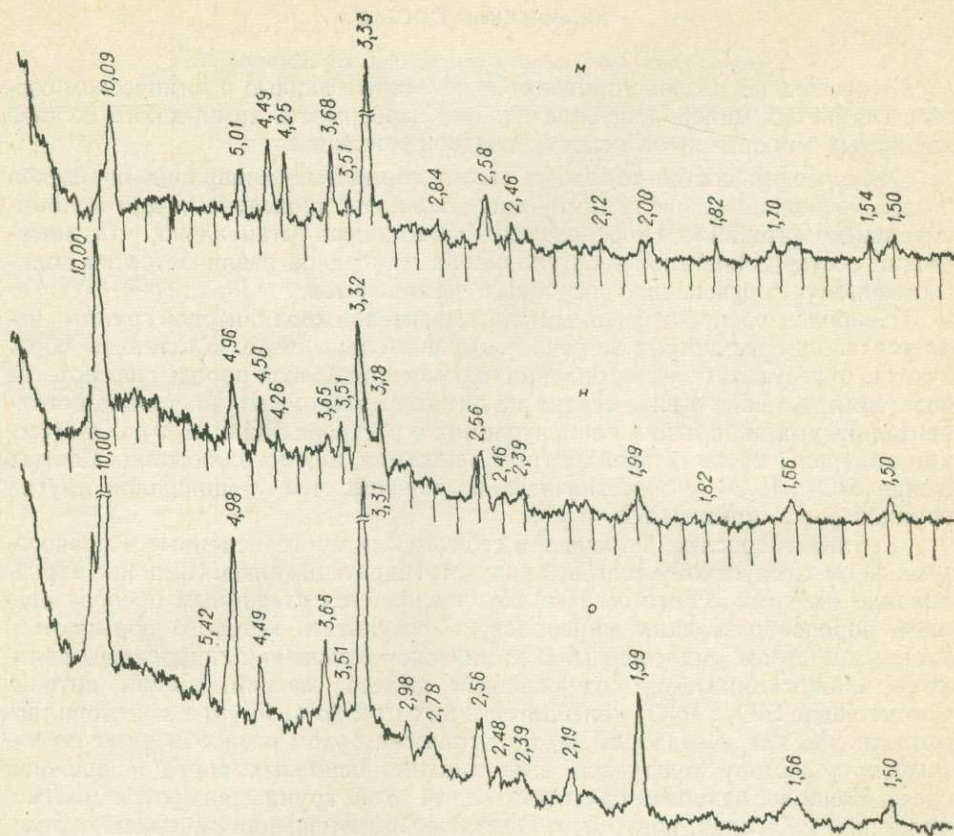


Рис. 3. Дифрактограммы образцов:

а — М18; б — М-77; в — М-61; г — М-63; д — ДК-1/68; е — ДК-1/92; ж — ДК-1/104; з — ДК-1/110; и — 205; к — 125; л — ЗГ-7-11; м — ПВ-696-12; н — 0-920-921; о — 0971-972. Обозначения на дифрактограммах а—к: I — исходный образец; II — напаянный этиленгликолем; III — обработанный 5%-ным раствором HCl; IV — отожженный при 300°C; V — то же, при 400°C.

Нарушение корреляции между величинами $Al_2O_3 : Na_2O ; K_2O : Na_2O ; (001) : (002)$ имеет место в осадках, образовавшихся в бассейнах с весьма повышенной соленостью вод. Отсутствие корреляции между величинами $Al_2O_3 : Na_2O ; K_2O : Na_2O$, характеризующими все глинистые минералы, и величиной $(001) : (002)$, характеризующей только гидрослюды, очевидно, объясняется наличием в этих отложениях аутигенных глинистых минералов (магнезиальных), влияющих только на величины $Al_2O_3 : Na_2O$ и $K_2O : Na_2O$ и никак не сказывающихся на значении $(001) : (002)$. Отмеченные особенности позволяют считать, что величина отношения интенсивностей $(001) : (002)$, показывающая структурные изменения гидрослюды, в основном определяется степенью химического выветривания на континенте и вполне может служить количественной характеристикой при распознавании осадков различной зрелости.

Интерпретация условий осадкообразования для изученных разрезов по изменению величин отношения интенсивностей $(001) : (002)$ в гидрослюдах приводится в гл. V.

В настоящем разделе приводятся некоторые данные о химическом составе глинистых минералов, определяется зависимость химического состава глинистых минералов от условий осадконакопления.

Химический состав основных групп глинистых минералов определен по весьма большому числу химических анализов, проведенных для мономинерального материала. На основании этих анализов установлено, что химический состав основных групп глинистых минералов различается по количеству соотношению соотношению основных компонентов.

Наиболее распространенным представителем каолининовой группы является каолинит, дикиит встречается значительно реже. Каолиниты образуются в результате выветривания алюмосиликатовой породы на месте ее залегания, а также в виде осадка на дне водоемов (очевидно, только континентальных) при больших концентрациях в растворе SiO и Al_2O_3 . Химические минералы каолининовой группы являются алюмосиликатами. Соотношение $\text{SiO}_2 : \text{R}_2\text{O}_3$ у них значительно меньше, чем у минералов других групп, и равно примерно 2.

Группа гидрослюдов включает в себя весьма многочисленные и разнообразные по химическому составу продукты гидратации слюды. Широкое варьирование их химического состава обуславливается стадийным преобразованием породообразующих минералов, в результате которого образуются, главным образом, гидрослюды. В химическом отношении гидрослюды являются алюмосиликатами, содержащими железо, магний, калий, натрий. Соотношение $\text{SiO}_2 : \text{R}_2\text{O}_3$ колеблется в них от 2 до 4. Группа монтмориллонита так же, как и гидрослюды, представлена рядом разнообразных по химическому составу продуктов выветривания основных пород в щелочной среде. Наиболее важными представителями этой группы являются монтмориллонит, бейделлит, нонтронит. В химическом отношении минералы монтмориллонитовой группы представляют собой алюмосиликаты. Соотношение $\text{SiO}_2 : \text{R}_2\text{O}_3$ в них обычно колеблется от 3,5 до 5, но иногда достигает 8—9 и больше.

Группа галлуазита представлена минералами галлуазитом и ферригаллуазитом. Многие авторы считают, что галлуазит образуется из минералов группы монтмориллонита при потере ими в процессе выветривания кремнекислоты. Отношение $\text{SiO}_2 : \text{R}_2\text{O}_3$ у галлуазита равняется примерно, 2. По некоторым свойствам галлуазит весьма близок к каолиниту.

Минералы группы хлорита широко распространены в природе. В данной группе объединяются весьма различные по составу минералы, общим для которых является весьма высокое содержание магния и железа. В химическом отношении они являются водными силикатами алюминия, хрома, магния, трехвалентного и закисного железа.

К особой группе минералов глиен относят сепиолит и палыгорскит. Сепиолит является продуктом изменения серпентинита и часто находится в ассоциации с магнетитом, доломитом и опалом. Палыгорскит образуется при выветривании богатых магнием горных пород и имеет очень изменчивый химический состав. По данным М. А. Ратеева [64], минералы этой группы образуются также в морских бассейнах при аридном климате.

Исследования химического состава глинистой части пород заключались в определении некоторых основных породообразующих окислов, таких как SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O , Na_2O . Указанных компонентов, как представляется, достаточно для характеристики основных групп глинистых минералов.

Среднее содержание основных химических компонентов
в глинистой части палеозойских пород

| Типы пород | Химический состав, % | | | | Число анализов |
|--------------------------|----------------------|--------------------------------|------------------|-------------------|-------------------|
| | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | K ₂ O | Na ₂ O | |
| Доломит | 50,69 | 13,11 | 4,83 | 0,29 | 160 |
| Доломит глинистый | 50,12 | 12,47 | 4,96 | 0,31 | 36 |
| Известняк | 48,70 | 17,47 | 5,05 | 0,39 | 112 |
| Известняк глини- стый | 45,19 | 17,67 | 5,06 | 0,42 | 31 |
| Мергель | 47,12 | 16,35 | 4,65 | 0,36 | 53 |
| Аргиллит | 46,37 | 17,73 | 3,83 | 0,42 | 199 |
| Алевролит | 43,67 | 12,87 | 3,52 | 0,27 | 54 |
| Песчаник | 43,05 | 10,00 | 3,34 | 0,35 | 65 |
| Все типы пород* | 46,86 | 14,71 | 4,40 | 0,36 | 965 |

*С учетом типов пород, не вошедших в данную таблицу.

Основные минералообразующие компоненты — SiO₂, Al₂O₃, K₂O, Na₂O определялись по различным типам пород в целом для палеозойского времени и для каждого периода отдельно (Ст, О, S, D, С). Содержание данных компонентов также рассматривалось для разных типов пород нормально-морских, мелководно-морских, прибрежных, лагунных фаций и для всех типов пород вместе взятых в зависимости от этих фаций. Среднее содержание основных компонентов в изученных образцах дается в табл. 13—20, здесь же приводится число анализов, на основании которых рассчитано среднее содержание того или иного компонента.

Средняя величина содержания SiO₂, Al₂O₃, K₂O, Na₂O в глинистой части пород была рассчитана с целью выявления основных факторов, влияющих на их концентрацию.

Среднее содержание SiO₂ в глинистой фракции всех типов пород в разное время (Ст, О, S, D, С) изменяется различно. Самые резкие колебания содержания SiO₂ по разным типам пород наблюдаются в кембрийское время. В силурийский период отмечается несколько меньшая величина пределов колебания содержания кремнезема в разных типах пород. В ордовикское и девонское время содержание SiO₂ в глинистой части разных типов пород довольно равномерно и близко к содержанию его в палеозое в целом. Последнее определялось как среднеарифметическое всех определений. В девонское время содержание SiO₂ ниже среднего (палеозойского) в ордовике — выше среднего. Самое низкое содержание кремнезема имеет место в глинистой части пород карбона и особенно в их терригенных типах (рис. 4).

Общее для всех типов пород содержание кремнезема в глинистой фракции постепенно возрастает от кембрия к ордовику и дальше к силуру, затем резко понижается в девоне и карбоне (рис. 5). Подобное распределение

Таблица 14

Среднее содержание основных химических компонентов в глинистой части кембрийских пород

| Типы пород | Химический состав, % | | | | Число анализов |
|-------------------------------|----------------------|--------------------------------|------------------|-------------------|----------------|
| | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | K ₂ O | Na ₂ O | |
| Доломит | 51,02 | 11,11 | 5,10 | 0,24 | 136 |
| Доломит глинистый | 51,57 | 9,08 | 5,00 | 0,16 | 22 |
| Известняк | 41,89 | 16,80 | 5,17 | 0,25 | 13 |
| Известняк глинистый | 33,66 | 72,74 | 3,70 | 0,61 | 10 |
| Мергель | — | — | — | — | — |
| Аргиллит | 48,53 | 12,90 | 5,10 | 0,45 | 24 |
| Алевролит | 31,44 | 10,9 | 4,27 | 0,074 | 16 |
| Песчаник | 37,54 | 3,69 | 3,83 | 0,10 | 30 |
| Все типы пород* | 45,21 | 6,27 | 4,83 | 0,31 | 253 |

* С учетом типов пород, не вошедших в данную таблицу.

содержания SiO₂, видимо, следует объяснять более каолинистым составом глинистой части пород девона и более гидрослюдистым и монтмориллонитовым (смешанно-слоистым) ее составом пород ордовика. Кроме того, следует отметить, что часть кремнезема, определенная химическим анализом, относится к тонкодисперсному кварцу.

Таблица 15

Среднее содержание основных химических компонентов в глинистой части ордовикских пород

| Типы пород | Химический состав, % | | | | Число анализов |
|-------------------------------|----------------------|--------------------------------|------------------|-------------------|----------------|
| | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | K ₂ O | Na ₂ O | |
| Доломит | 50,41 | 16,01 | 5,08 | 0,52 | 10 |
| Доломит глинистый | 44,37 | 16,15 | 4,67 | 0,28 | 10 |
| Известняк | 50,44 | 17,29 | 6,21 | 0,34 | 29 |
| Известняк глинистый | 52,29 | 19,08 | 4,35 | 0,19 | 5 |
| Мергель | 51,52 | 16,27 | 4,83 | 0,21 | 12 |
| Аргиллит | 47,29 | 18,45 | 5,50 | 0,30 | 19 |
| Алевролит | 49,76 | 21,79 | 5,83 | 0,66 | 3 |
| Песчаник | 39,54 | 8,6 | 4,58 | 0,32 | 2 |
| Все типы пород | 48,20 | 16,70 | 5,26 | 0,35 | 90 |

Таблица 16

Среднее содержание основных химических компонентов в глинистой части силурийских пород

| Типы пород | Химический состав, % | | | | Число анализов |
|-------------------------------|----------------------|--------------------------------|------------------|-------------------|----------------|
| | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | K ₂ O | Na ₂ O | |
| Доломит | 52,58 | 20,86 | 6,37 | 0,23 | 7 |
| Доломит глинистый | 60,52 | 14,45 | 4,65 | 0,20 | 4 |
| Известняк | 49,22 | 15,25 | 5,22 | 0,41 | 32 |
| Известняк глинистый | 51,05 | 20,78 | 5,95 | 0,32 | 8 |
| Мергель | 47,54 | 14,94 | 5,48 | 0,19 | 11 |
| Аргиллит | 51,87 | 16,93 | 4,73 | 0,49 | 12 |
| Алевролит | 48,00 | 16,00 | 4,28 | 0,07 | 10 |
| Песчаник | — | — | — | — | — |
| Все типы пород | 51,68 | 17,03 | 5,24 | 0,27 | 85 |

Таблица 17

Среднее содержание основных химических компонентов в глинистой части девонских пород

| Типы пород | Химический состав, % | | | | Число анализов |
|-------------------------------|----------------------|--------------------------------|------------------|-------------------|----------------|
| | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | K ₂ O | Na ₂ O | |
| Доломит | 45,84 | 14,64 | 4,01 | 0,34 | 7 |
| Доломит глинистый | — | — | — | — | — |
| Известняк | 47,37 | 17,97 | 3,45 | 0,37 | 30 |
| Известняк глинистый | 47,49 | 21,61 | 4,98 | 0,37 | 8 |
| Мергель | 46,72 | 10,45 | 3,30 | 0,58 | 28 |
| Аргиллит | 44,95 | 16,33 | 2,98 | 0,42 | 140 |
| Алевролит | 44,66 | 15,86 | 3,10 | 0,48 | 34 |
| Песчаник | 48,12 | 14,12 | 3,25 | 0,40 | 32 |
| Все типы пород | 40,74 | 15,85 | 3,58 | 0,42 | 279 |

Таблица 18

Среднее содержание основных химических компонентов в глинистой части каменноугольных пород

| Типы пород | Химический состав, % | | | | Число анализов |
|-------------------------------|----------------------|--------------------------------|------------------|-------------------|----------------|
| | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | K ₂ O | Na ₂ O | |
| Доломит | — | — | — | — | — |
| Доломит глинистый | — | — | — | — | — |
| Известняк | 45,28 | 23,37 | 4,34 | 0,13 | 10 |
| Известняк глинистый | — | — | — | — | — |
| Мергель | — | — | — | — | — |
| Аргиллит | 35,12 | 24,22 | 3,22 | 0,32 | 15 |
| Алевролит | — | — | — | — | — |
| Песчаник | 41,26 | 20,18 | 3,58 | 0,38 | 8 |
| Все типы пород | 40,55 | 22,59 | 3,71 | 0,27 | 33 |

Таблица 19

Среднее содержание основных химических компонентов в глинистой части палеозойских пород нормально-морского и мелководно-морского генезиса

| Фацналь- ные усло- вия | Типы пород | Химический состав, % | | | | Число анализов |
|------------------------------|-------------------------------|----------------------|--------------------------------|------------------|-------------------|-------------------|
| | | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | K ₂ O | Na ₂ O | |
| Нормально-морские | Доломит | 58,00 | 12,55 | 4,91 | 0,24 | 56 |
| | Доломит глинистый | 52,21 | 14,99 | 5,32 | 0,22 | 17 |
| | Известняк | 50,75 | 18,53 | 5,44 | 0,35 | 95 |
| | Известняк глинистый | 46,86 | 17,96 | 4,87 | 0,42 | 20 |
| | Мергель | 48,62 | 17,15 | 4,85 | 0,33 | 45 |
| | Аргиллит | 46,54 | 16,91 | 5,03 | 0,37 | 47 |
| | Алевролит | 46,50 | 20,38 | 4,15 | 0,10 | 2 |
| | Песчаник | 49,29 | 17,91 | 5,64 | 0,15 | 14 |
| Все типы пород | 49,85 | 17,05 | 5,03 | 0,27 | 296 | |
| Мелководно-морские | Доломит | 45,42 | 11,84 | 5,55 | 0,18 | 42 |
| | Доломит глинистый | 51,08 | 4,58 | 5,40 | 0,16 | 13 |
| | Известняк | 44,09 | 11,52 | 4,84 | 0,29 | 48 |
| | Известняк глинистый | 37,68 | 12,59 | 5,28 | 0,51 | 13 |
| | Мергель | 42,41 | 12,28 | 5,59 | 0,33 | 15 |
| | Аргиллит | 43,18 | 12,10 | 2,72 | 0,41 | 69 |
| | Алевролит | 44,58 | 11,82 | 2,96 | 0,32 | 19 |
| | Песчаник | 47,47 | 12,26 | 1,87 | 0,28 | 21 |
| Все типы пород | 44,53 | 11,16 | 4,28 | 0,31 | 240 | |

Таблица 20

Среднее содержание основных химических компонентов в глинистой части палеозойских пород прибрежного и лагунного генезиса

| Фацналь- ные усло- вия | Типы пород | Химический состав, % | | | | Число анализов |
|------------------------------|-------------------------------|----------------------|--------------------------------|------------------|-------------------|-------------------|
| | | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | K ₂ O | Na ₂ O | |
| Прибрежные | Доломит | — | — | — | — | — |
| | Доломит глинистый | — | — | 4,52 | 0,42 | 4 |
| | Известняк | 46,57 | 20,34 | 5,97 | 0,25 | 9 |
| | Известняк глинистый | 45,54 | 22,28 | 4,98 | 0,41 | 5 |
| | Мергель | 46,32 | 14,64 | 4,64 | 0,50 | 11 |
| | Аргиллит | 45,75 | 20,82 | 3,64 | 0,36 | 45 |
| | Алевролит | 46,58 | 20,83 | 3,69 | 0,39 | 8 |
| | Песчаник | 51,21 | 18,16 | 3,26 | 0,63 | 6 |
| Все типы пород | 46,99 | 19,51 | 3,07 | 0,42 | 88 | |
| Лагунные | Доломит | 47,85 | 15,20 | 5,21 | 0,50 | 9 |
| | Доломит глинистый | 45,77 | 19,05 | 3,98 | 0,27 | 6 |
| | Известняк | 60,70 | 13,13 | 5,62 | 0,56 | 3 |
| | Известняк глинистый | 45,11 | 29,14 | 4,56 | 0,34 | 4 |
| | Мергель | — | — | — | — | — |
| | Аргиллит | 51,09 | 18,73 | 4,21 | 0,46 | 16 |
| | Алевролит | 35,47 | 8,42 | 4,48 | 0,37 | 23 |
| | Песчаник | 32,89 | 15,61 | 2,94 | 0,07 | 18 |
| Все типы пород | 45,54 | 17,03 | 4,43 | 0,37 | 79 | |

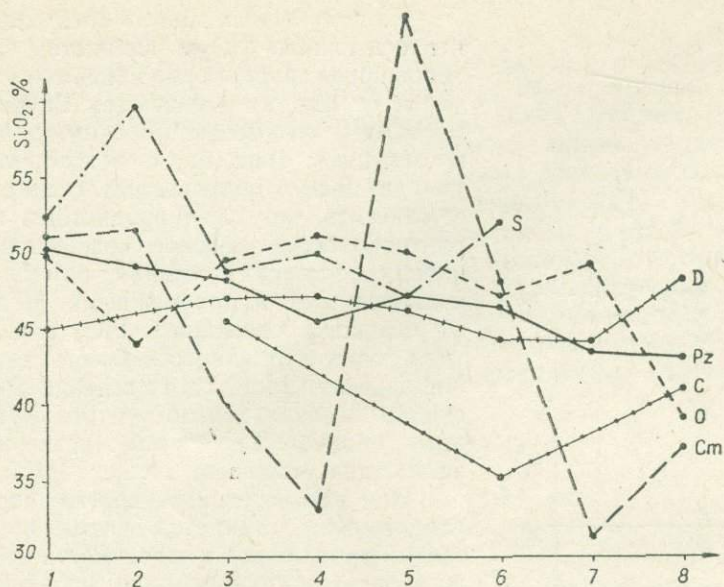


Рис. 4. Изменение содержания кремнезема по типам пород в различные периоды палеозоя:

1 — доломит; 2 — доломит глинистый; 3 — известняк; 4 — известняк глинистый; 5 — мергель; 6 — аргиллит; 7 — алевролит; 8 — песчаник.

Среднее содержание SiO_2 в глинистой части палеозойских пород в целом равно 47%. Данная величина не остается постоянной в разных типах пород и постепенно уменьшается от доломитов к песчаникам. Подобное изменение

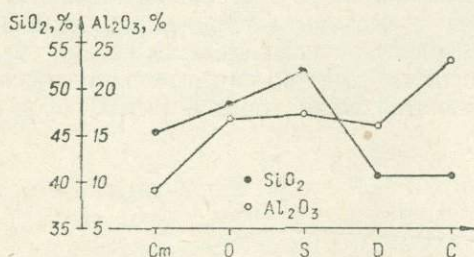


Рис. 5. Изменение среднего содержания кремнезема и глинозема во времени.

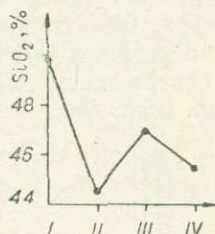


Рис. 6. Изменение среднего содержания кремнезема в зависимости от фаций:

I — нормально-морская; II — мелководно-морская; III — прибрежная; IV — лагунная.

количества SiO_2 обусловлено большей долей монтмориллонитовых (смешанно-слоистых) минералов в карбонатных породах, а также большим количеством свободного кремнезема в породах, образованных в морских бассейнах. На основании этого материала автор считает, что существует некоторая зависимость между содержанием SiO_2 в глинистой фракции и типом породы. Она выражается в постепенном понижении содержания кремнезема по всему ряду пород от доломитов до песчаников (см. рис. 4).

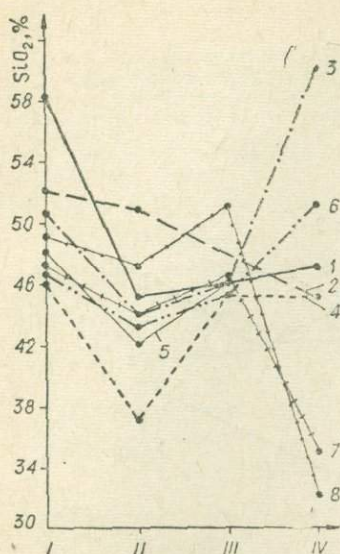


Рис. 7. Изменение среднего содержания кремнезема в зависимости от фаций для разных типов пород (усл. обозн. см. рис. 4 и 6).

Из полученных данных следует, что среднее содержание SiO_2 в глинистой части всех типов пород закономерно изменяется в зависимости от фаций, уменьшаясь от нормально-морских к мелководно-морским, прибрежным и лагунным (рис. 6) с некоторым резким уменьшением в мелководных осадках. Следует отметить, что для карбонатных пород характерно более высокое содержание SiO_2 в нормально-морских осадках по сравнению с мелководными и прибрежными. В лагунных же осадках содержание SiO_2 для каждого типа пород в отдельности имеет самые крайние значения (рис. 7). Поведение SiO_2 в лагунных осадках нельзя считать установленным окончательно из-за незначительного количества анализов.

При рассмотрении среднего содержания глинозема в глинистой части всех вместе взятых типов пород в зависимости от времени установлено, что в кембрии наблюдается самое низкое содержание Al_2O_3 . В ордовике, силуре и девоне отмечается примерно одинаковое содержание, которое то понижается, то повышается в зависимости от типа породы, без определенной закономерности. Макси-

мальное количество глинозема имеется в глинистой части пород карбона, причем его содержание здесь почти не зависит от типа породы.

Среднее содержание Al_2O_3 в глинистой фракции палеозойских пород равно 15%. Данная величина изменяется в зависимости от типов пород. В общем, для всего палеозоя содержание Al_2O_3 несколько повышено в известняках, мергелях, аргиллитах и несколько понижено в доломитах и песчаниках. Однако эта закономерность прослеживается не для всех этапов, на основании чего автор считает, что четко определенной зависимости между содержанием Al_2O_3 в глинистой части пород и типом пород не существует (рис. 8).

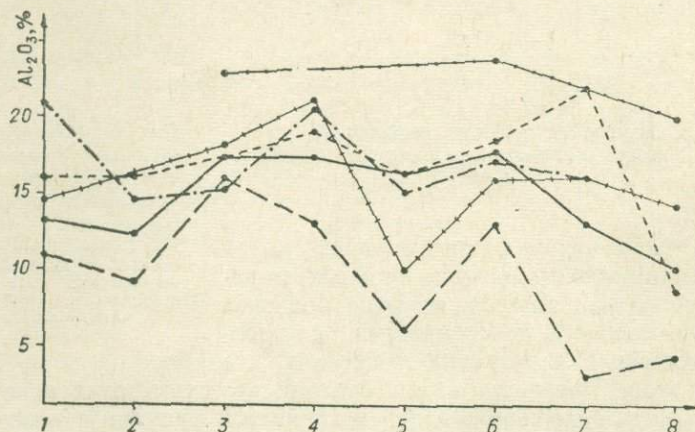


Рис. 8. Изменение среднего содержания глинозема в зависимости от типов пород и для разных периодов палеозоя (усл. обозн. см. рис. 4).

Среднее содержание Al_2O_3 в каждом отдельно взятом типе пород изменяется закономерно в зависимости от фаций (рис. 9). Наименьшее количество глинозема в глинистой части пород отмечается в мелководных морских отложениях. Для нормально-морских осадков установлено более высокое содержание и более широкий интервал колебаний глинозема (13—20%).

Лагунные осадки характеризуются весьма различным содержанием глинозема (8—20%). Прибрежные осадки имеют повышенное содержание глинозема относительно других фациальных разновидностей. Подобный характер распределения количества глинозема в зависимости от фациальных условий осадко-

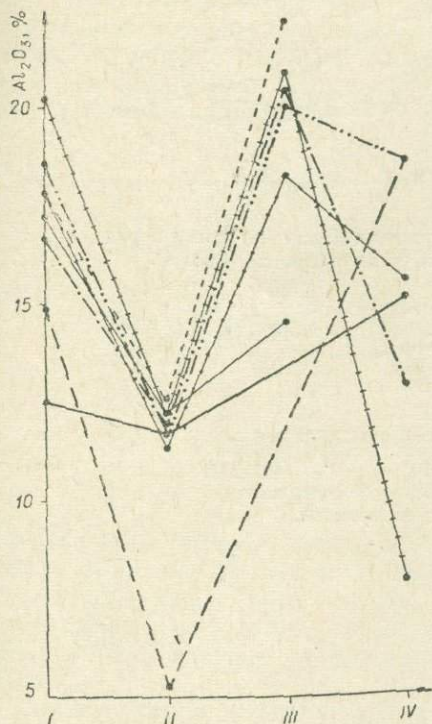


Рис. 9. Изменение среднего содержания глинозема в зависимости от фаций для разных типов пород (усл. обозн. см. рис. 6).

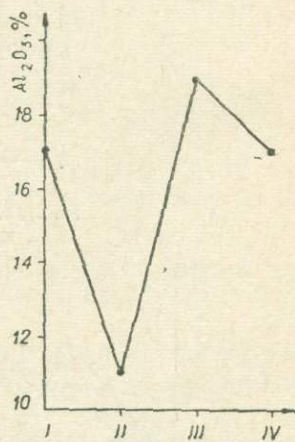


Рис. 10. Изменение среднего содержания глинозема в зависимости от фаций (усл. обозн. см. рис. 6).

накопления отмечается и в целом для всех типов пород (рис. 10).

Для периодов палеозоя — кембрия, ордовика, силура, девона и карбона намечается общая тенденция понижения содержания K_2O от карбонатных к терригенным типам пород. Более высокое содержание K_2O в глинистой части для всех отдельно рассматриваемых типов пород отмечается в ордовике, силуре и кембрии, наименьшее — в девоне и карбоне (рис. 11). Таким же образом изменяется содержание калия во всех взятых типах пород (рис. 12).

Заметное снижение калия в девонских и каменноугольных породах объясняется наличием значительных количеств каолинита и более зрелыми гидрослюдистыми минералами. Кембрийские, ордовикские и силурийские породы характеризуются более гидрослюдистым составом их глинистой части. Тенденция снижения содержания калия от карбонатных к терригенным породам, отмеченная для каждого периода отдельно, совершенно четко выражается при распределении калия по типам пород в палеозое в целом. Среднее содержание K_2O в глинистой части палеозойских пород равно 4% и заметно изменяется, равномерно уменьшаясь от 5 до 3% по всему ряду типов пород от доломита до песчаника (см. рис. 11).

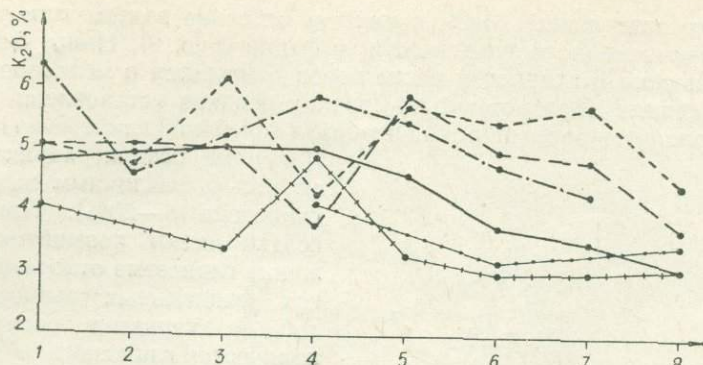


Рис. 11. Изменение среднего содержания калия по типам пород в различные периоды палеозоя (усл. обозн. см. рис. 4).

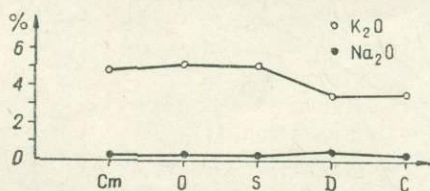


Рис. 12. Изменение среднего содержания калия и натрия во времени.

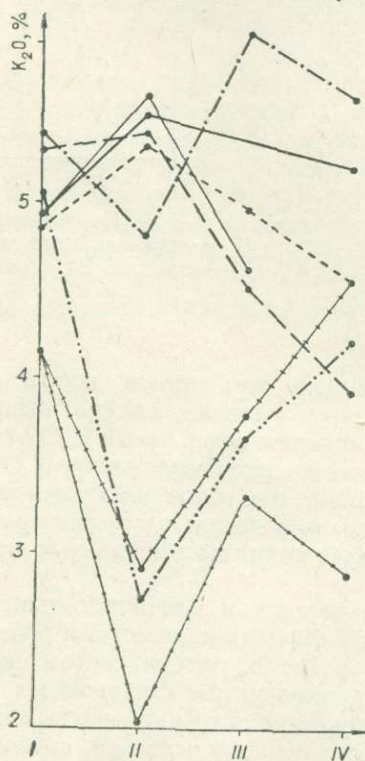


Рис. 13. Изменение среднего содержания калия в зависимости от фаций для разных типов пород (усл. обозн. см. рис. 4, 6).

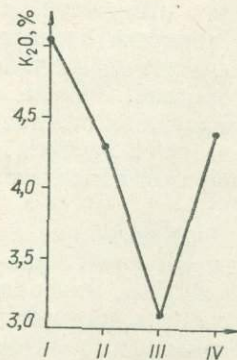


Рис. 14. Изменение среднего содержания калия в зависимости от фаций (усл. обозн. см. рис. 6).

Среднее содержание калия в глинистой части аргиллитов, алевролитов и песчаников в зависимости от фаций изменяется одинаково — уменьшается от нормально-морских к мелководным и вновь увеличивается к прибрежным и лагунным. Карбонатные и терригенно-карбонатные типы пород имеют обратный характер распределения калия по фациям — повышенное содержание в морских мелководных и более низкое содержание в нормально-морских прибрежных и лагунных осадках (рис. 13). Среднее содержание калия в глинистой части всех вместе взятых типов пород изменяется аналогично таковому в терригенных разностях пород (рис. 14). На основании вы-

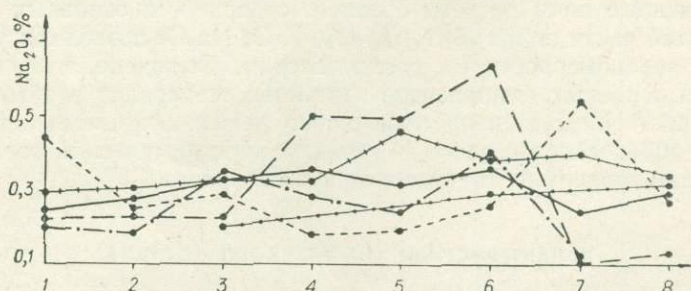


Рис. 15. Изменение среднего содержания натрия в зависимости от типов пород для разных периодов палеозоя (усл. обозн. см. рис. 4).

шеизложенного следует считать, что содержание калия в глинистой части пород по фациальному профилю изменяется различно в карбонатных и карбонатно-терригенных типах пород.

Содержание натрия для разных типов пород в различные периоды палеозоя (кембрий, ордовик, силур, девон, карбон) меняется весьма незначительно.

Самые высокие значения наблюдаются в глинистых известняках, мергелях и аргиллитах кембрийского возраста; более низкое содержание — в породах девона и силура. Наименьшее количество Na_2O отмечено в глинистой части ордовикских известняков, мергелей и аргиллитов, кембрий-

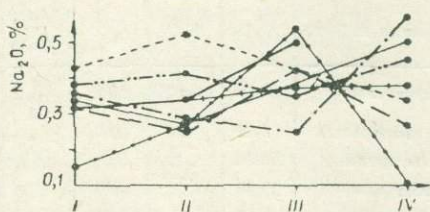


Рис. 16. Изменение среднего содержания натрия в зависимости от фаций для разных типов пород (усл. обозн. см. рис. 4, 6).

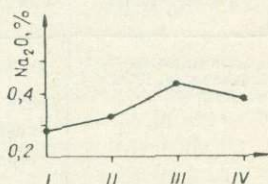


Рис. 17. Изменение среднего содержания натрия в зависимости от фаций (усл. обозн. рис. 6).

ских алевролитов и песчаников. Весьма низкое и равномерное распределение натрия по типам пород отмечается в карбоне (рис. 15).

Среднее содержание Na_2O в глинистой части пород в целом для палеозойского времени равно 0,4%, по типам пород оно практически не изменяется, хотя имеется незначительная тенденция равномерного увеличения содержания Na_2O по всему ряду пород от доломитов до аргиллитов и затем некоторого уменьшения к алевролитам и песчаникам (см. рис. 15). Общее количество Na_2O в глинистой части всех типов пород во времени практически не меняется (см. рис. 12).

В зависимости от фаций содержание натрия в глинистой части всех типов пород изменяется незначительно (рис. 16). Наибольшие колебания в содержании натрия по фациальному профилю отмечаются для песчаников. Суммарная кривая всех типов пород показывает некоторое увеличение натрия от нормально-морских к мелководно-морским, прибрежным и некоторое понижение к лагунным (рис. 17).

Как видно из приведенного выше, количество Na_2O в глинистых фракциях в меньшей степени, чем другие компоненты, зависит от типа пород, фаций и возраста.

Проведенные нами расчеты среднего содержания основных компонентов глинистой части пород (SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O , Na_2O) позволили установить некоторые закономерности их распределения. Выявлено, что содержание каждого из основных компонентов глинистых минералов в разной, но довольно существенной степени подвержено влиянию фациальных условий, в которых образовался осадок. В меньшей мере химический состав глинистой фракции зависит от типов пород и их возраста.

ХАРАКТЕРИСТИКИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА

В связи с изложенным автором предпринята попытка установить характеристику химического состава глинистой части пород, которая не зависит или мало зависит от условий осадконакопления в бассейне и в основном обуславливается интенсивностью выветривания на континенте. Для этой цели принята величина отношения алюминия к натрию в глинистой части пород. Основанием для этого служит аналогичное поведение Al_2O_3 и Na_2O в фациальном профиле, а также сходное изменение содержания этих компонентов по типам пород (см. рис. 8, 10, 15, 17). Кроме того, Фогт [154] высказался о возможности использования величины $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{Na}_2\text{O}$

Таблица 21

Изменение содержания Al_2O_3 , K_2O , Na_2O и величин $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{Na}_2\text{O}$; $\text{K}_2\text{O} : \text{Na}_2\text{O}$ в глинистой фракции по профилю коры выветривания

| Место взятия образца | Характер выветривания породы | Al_2O_3 | K_2O | Na_2O | $\frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{Na}_2\text{O}}$ | $\frac{\text{K}_2\text{O}}{\text{Na}_2\text{O}}$ |
|--|---|-------------------------|----------------------|-----------------------|---|--|
| | | | | | | |
| Кора выветривания на гнейсах Прибайкалья, с. Поповка. По Ю. Н. Занину | Гнейс слабо выветрелый | 17,59 | 0,97 | 2,82 | 6,2 | 0,34 |
| | Гнейс значительно выветрелый | 17,52 | 1,00 | 0,53 | 33,0 | 2,0 |
| | Гнейс сильно выветрелый | 26,36 | 1,33 | 0,24 | 109,0 | 5,5 |
| | Гнейс сильно выветрелый | 30,43 | 1,25 | 0,46 | 66,0 | 2,8 |
| Кора выветривания долеритов. Иркутский амфитеатр, р-н с. Казаково, скв. 692. По Ю. Н. Занину | Траппы сильно выветрелые | 18,12 | Не спр. | 0,70 | 26,0 | — |
| | Траппы сильно выветрелые, желтые, желто-зеленые | 17,43 | » | 0,46 | 38,0 | — |
| Кора выветривания долеритов. Иркутский амфитеатр, г-н с. Казаково скв. 181. По Ю. Н. Занину | Траппы умеренно выветрелые | 8,89 | » | 0,54 | 16,5 | — |
| | Траппы выветрелые, ожелезненные | 14,09 | » | 0,47 | 30,0 | — |
| | Траппы выветрелые со следами каолинизации | 17,86 | » | 0,40 | 44,6 | — |
| Кора выветривания на граните, г. Новосибирск, Каменское месторождение каолинов. По А. А. Лифантовой | Гранит сильно выветрелый, элювий гранита | 30,94 | 1,01 | 1,18 | 26,2 | 0,86 |
| | Глинистый элювий гранита | 34,82 | 1,18 | 0,95 | 36,6 | 1,24 |
| Кора выветривания на глинистом сланце. Черепановский р-н, с. Евсино, Евсиновское месторождение глина. По Л. Л. Арци | Сильно выветрелый сланец | 21,60 | 0,10 | 0,12 | 171,6 | 0,83 |
| | Глинистый элювий сланца | 23,57 | 0,03 | 0,04 | 589,2 | 0,76 |

Изменение содержания Al_2O_3 , K_2O , Na_2O и величин $Al_2O_3 : Na_2O$; $K_2O : Na_2O$ в глинистой фракции пород скважины № 180 (литолого-стратиграфическая характеристика разреза дана И. Г. Зальцманом)

| Горизонт | № образца и глубина залегания, м | Краткое описание породы | Вещественный состав глинистой фракции (по данным автора) | | | | | |
|----------------------|----------------------------------|--|--|-----------|--------|---------|-------------------------|----------------------|
| | | | Минералогический состав | Al_2O_3 | K_2O | Na_2O | $\frac{Al_2O_3}{Na_2O}$ | $\frac{K_2O}{Na_2O}$ |
| $N_2 - Q$ | | Суглинок желто-бурый, плотный, неслоистый | — | — | — | — | — | — |
| N_1 аральская | 1 31 | Глина светло-зеленая жирная с включениями гипса | Каолинит — монтмориллонит, гидрослюда | 21,70 | 1,14 | 0,22 | 98,6 | 5,1 |
| Pg_2 чеграйская | 4 48,3 | Глина белая, сверху пестроцветная, каолиновая, с прослоями гравелита | Каолинит — 72 %, гидрослюда — 25 %, кварц — 3 % | 26,93 | 1,93 | 0,17 | 158,4 | 11,6 |
| Pg_3 чеганская | 6 114 | Глина серо-зеленая, жирная, плитчатая с включениями окисленного пирита | Каолинит, монтмориллонит, гидрослюда | 20,68 | 1,85 | 0,26 | 79,5 | 7,1 |

как показателя относительной зрелости глинистых минералов терригенного происхождения. Он считал, что алюминий является наименее подвижным компонентом в глинистых минералах, в то время как натрий наиболее легко удаляется за это же самое время и не восстанавливается в осадке при обычном цикле седиментации. Глинистые минералы обогащаются алюминием, и величина $Al_2O_3 : Na_2O$ возрастает по мере усиления интенсивности химического выветривания на континенте. Данная характеристика была применена при изучении вещественного состава глинистых пород Петтиджоном [135] в исследованиях автора — с 1962 г., в последнее время ее применяет А. Б. Ронов [74].

Изменение величины $Al_2O_3 : Na_2O$ в глинистой части пород автором прослежено в породах коры выветривания на гнейсах, долеритах, гранитах и глинистых сланцах. В вертикальном профиле последних наблюдается возрастание величины $Al_2O_3 : Na_2O$ в глинистой фракции снизу вверх по мере увеличения зрелости выветриваемых пород. Численные значения и характер изменения величины $Al_2O_3 : Na_2O$ по профилю коры выветривания приводятся в табл. 21. Изменение этой величины имеет аналогичный характер в глинах континентального и морского генезиса третичного возраста, вскрытых скважиной № 180, пос. Кара-Теке Октябрьского района Кустанайской обл. (табл. 22). В разрезе скважины последовательно сверху вниз под четвертичными образованиями залегают:

1) неогеновая глина (обр. 1) светло-зеленого цвета, с включениями гипса. Глинистая фракция, по данным автора, здесь представлена гидрослюдой, каолинитом и монтмориллонитом. Значение $Al_2O_3 : Na_2O = 98,6$;

2) палеогеновая белая и пестроцветная каолиновая глина (обр. 4), глинистая фракция которой сложена в основном каолинитом (72%), гидрослюдой (25%) и кварцем (3%). Имеет величину $Al_2O_3 : Na_2O = 158,4$;

3) палеогеновая (чеганская) серо-зеленая глина (обр. 6) с включениями окислов пирита, в тонкой фракции которой содержится гидрослюда, каолинит и монтмориллонит. Характеризуется величиной $Al_2O_3 : Na_2O = 77,2$.

Из приведенных данных следует, что величина $Al_2O_3 : Na_2O$ в глинистой фракции коры выветривания, континентальных и морских осадков

кайнозой Западно-Сибирской низменности возрастает в более зрелых и понижается в менее зрелых разностях. Кроме того, согласно данным табл. 12, величина $Al_2O_3 : Na_2O$ возрастает с увеличением значений (001) : (002) (в гидрослюдах) и увеличением количества каолинита в глинистой части коры выветривания. В глинистой фракции палеозойских пород различных петрографических типов и фаций величина $Al_2O_3 : Na_2O$ возрастает параллельно с увеличением (001) : (002). Следовательно, данная характеристика может быть принята как показатель зрелости глинистой части пород и названа, как это предлагал Фогт, индексом зрелости глинистой фракции.

Известно, что в процессе выветривания силикатных пород происходит значительная потеря щелочных металлов. В паре щелочных элементов $K-Na$ второй из них менее прочно, чем первый, связан в кристаллической решетке и поэтому легче вытесняется другими ионами, имеющими больший ионный радиус ($(OH_3)Ri = 1,27$; $CaRi = 1,05$; $NaRi = 0,98$; $KRi = 1,33$). Это является основной причиной того, что в остаточных глинах содержание натрия обычно во много раз меньше содержания калия. Поэтому отношение $K_2O : Na_2O$ характеризует интенсивность выветривания, в результате которого образовались эти глины, и аналогично отношению $Al_2O_3 : Na_2O$ может служить показателем зрелости глинистых минералов.

Изменение величины $K_2O : Na_2O$ в глинистой части пород, прослеженное в коре выветривания на порфиритах (Идринский р-н), на гнейсах (Прибайкалье), на граните (Каменское месторождение), на глинистом сланце (Евсинское месторождение) (см. табл. 12, 21), а также в кайнозойских континентальных морских отложениях (см. табл. 22) и в палеозойских континентальных и морских осадках (см. табл. 12), показывает аналогичное поведение величин $Al_2O_3 : Na_2O$ и $K_2O : Na_2O$ в глинистой фракции всех рассмотренных типов пород.

Исследованиями С. Р. Тейлора [149] установлено, что в австралитах между калием и натрием существует тесная связь и коэффициент корреляции равен $+0,962$. Данные автора, полученные для глинистой части пород, также характеризуют высокую корреляционную связь между этими элементами. В аргиллитах коэффициент корреляции $K-Na = +0,82$, в карбонатных породах $+0,84$. Близкие значения коэффициента корреляции между элементами как в породах заведомо не морского и не осадочного происхождения, так и в глинистых фракциях морских осадков говорят о незначительном влиянии моря на соотношение этих элементов в глинистой части морских осадков. Это, в свою очередь, указывает на незначительные изменения содержания калия при поступлении глинистых минералов в морской бассейн. Данное положение высказывается и другими исследователями, изучавшими содержание калия в океанических илах (Крылов и др. [45]) и древних глинах (А. П. Виноградов, А. Б. Ронов [19]). Все вышесказанное дает основание применять величину $K_2O : Na_2O$ как показатель зрелости глинистых минералов, с учетом состава материнских пород.

В подтверждение вышеизложенного автором было прослежено изменение величин $Al_2O_3 : Na_2O$; $K_2O : Na_2O$ в зависимости от типов пород, фациальных условий и времени (рис. 18—20). Как следует из данных, представленных на этих рисунках, величины, характеризующие в основном интенсивность химического выветривания на континенте, не зависят от типов пород, которые образовались в бассейне осадконакопления. Эти же характеристики вещественного состава глинистой части пород не изменяются в зависимости от различных фациальных условий, в которых формировались породы (см. рис. 19). С течением времени, от кембрия и до карбона, наблюдается изменение характеристик вещественного состава глинистой части пород. Отмечается возрастание величины отношений $Al_2O_3 : Na_2O$; $K_2O : Na_2O$ от кембрия к ордовику, силуру, затем — снижение в девоне

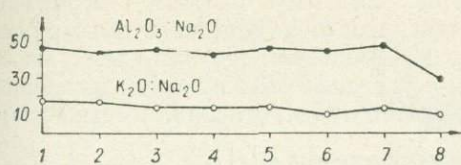


Рис. 18. Средние значения величин $Al_2O_3 : Na_2O$ и $K_2O : Na_2O$ в различных типах пород:

1 — доломит; 2 — доломит глинистый; 3 — известняк; 4 — известняк глинистый; 5 — мергель; 6 — аргиллит; 7 — алевролит; 8 — песчаник.

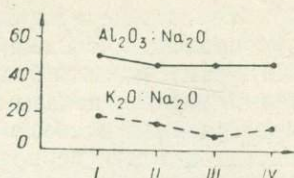


Рис. 19. Средние значения величин $Al_2O_3 : Na_2O$ и $K_2O : Na_2O$ в разных фациях:

I — нормально-морская; II — мелководно-морская; III — прибрежная; IV — лагунная.

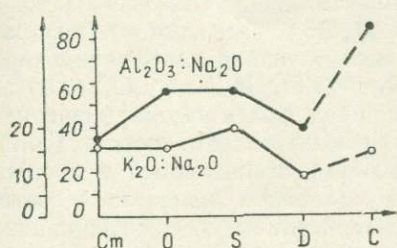


Рис. 20. Изменение величин $Al_2O_3 : Na_2O$ и $K_2O : Na_2O$ во времени.

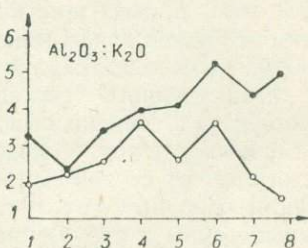


Рис. 21. Изменение величины $Al_2O_3 : K_2O$ в зависимости от типов пород для более зрелых (●) и менее зрелых (○) их разновидностей (усл. обозн. см. рис. 18).

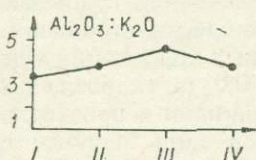


Рис. 22. Изменение величины $Al_2O_3 : K_2O$ в зависимости от фацій (усл. обозн. см. рис. 19).

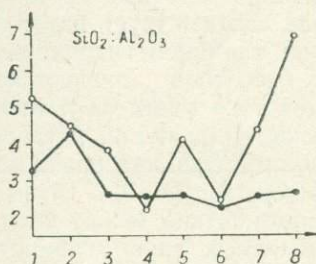


Рис. 23. Изменение величины $SiO_2 : Al_2O_3$ в зависимости от типов пород для более зрелых (●) и менее зрелых (○) их разновидностей (усл. обозн. см. рис. 18).

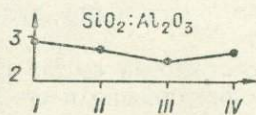


Рис. 24. Изменение величины $SiO_2 : Al_2O_3$ в зависимости от фацій (усл. обозн. см. рис. 19).

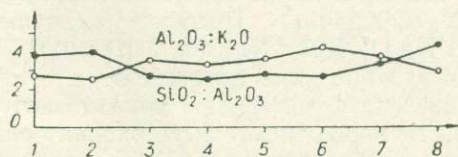


Рис. 25. Изменение величин $Al_2O_3 : K_2O$ и $SiO_2 : Al_2O_3$ в зависимости от типов пород (усл. обозн. см. рис. 18).

и снова возрастание в карбоне (см. рис. 20). Автор считает, что подобным образом происходило изменение интенсивности химического выветривания на континенте. Как это будет видно в дальнейшем, грубая схема, изображенная на рис. 20, показывает весьма усредненные изменения интенсивности выветривания и совсем затушевывает эти изменения, имевшие место в пределах каждого периода.

Величины отношений $Al_2O_3 : K_2O$ и $SiO_2 : Al_2O_3$ в глинистой части пород в какой-то мере тоже обуславливаются интенсивностью выветривания на континенте. Однако, как показали исследования, эти характеристики вещественного состава глинистой части пород в большей мере, чем $Al_2O_3 : Na_2O$ и $K_2O : Na_2O$, зависят от типа породы и фациальных условий, в которых она образовалась (рис. 21—25). Таким образом, применение данных величин для характеристики интенсивности химического выветривания на континенте требует учета типов пород и фаший.

Кроме того, предыдущие исследования автора (Акульшина и др., 1967) и материалы данной главы (см. табл. 12, 21, 22) показывают, что в глинистой части пород коры выветривания имеет место близкая корреляция характеристик вещественного состава $Al_2O_3 : Na_2O$; $K_2O : Na_2O$; (001) : (002) (в гидрослюдах) и степени выветрелости пород. Более высокие значения этих величин соответствуют большей степени выветрелости пород. При этом минералогический состав глинистой фракции, выраженный в процентном содержании основных групп глинистых минералов, изменяется соответственно химическим и структурным характеристикам, т. е. содержание каолинита повышается с увеличением значения вышеупомянутых величин. Такая же зависимость данных характеристик между собой, возможно, имеется в континентальных осадках.

В прибрежных осадках также имеется соответствие в изменении характеристик $Al_2O_3 : Na_2O$; $K_2O : Na_2O$ и (001) : (002) (в гидрослюдах), отражающих в основном зрелость глинистого вещества (см. табл. 12). Процентное содержание основных групп глинистых минералов лишь отчасти и в общем виде соответствует изменению зрелости глинистого вещества. Это объясняется влиянием гидродинамических факторов, которые в прибрежных зонах бассейнов нарушают корреляцию между характеристиками зрелости глинистого вещества и процентным содержанием основных минералов в глинистой фракции, установившуюся в коре выветривания.

В глинистой фракции пород морского генезиса корреляция между величинами $Al_2O_3 : Na_2O$; $K_2O : Na_2O$ и (001) : (002) (в гидрослюдах) сохраняется. Соответствие между указанными величинами и процентным содержанием основных групп глинистых минералов здесь нарушается еще в большей степени, чем в прибрежных зонах морских бассейнов (см. табл. 12).

В терригенно-хемогенных и хемогенных осадках, образованных в бассейнах с повышенной соленостью вод, корреляция между величинами $Al_2O_3 : Na_2O$; $K_2O : Na_2O$ и величиной (001) : (002) (в гидрослюдах) нарушается, по-видимому, вследствие влияния аутигенного глинообразования, имеющего место в аридном типе литогенеза. Отсутствует также связь между выше указанными характеристиками и процентным содержанием глинистых минералов. Подобное нарушение корреляции отношений $Al_2O_3 : Na_2O$; $K_2O : Na_2O$ и (001) : (002), очевидно, будет и при вулканогенно-осадочном типе литогенеза.

Приведенные материалы показывают, что вещественный состав глинистой части пород может быть охарактеризован количественно, и его количественные характеристики получены аналитическим путем. Структурные особенности гидрослюдов, измеренные в относительных единицах, характеризуют слюды различной зрелости, которая приобретает ими на континенте. Зрелость гидрослюдов, выраженная в относительных единицах, позво-

ляет дать количественную оценку интенсивности выветривания на суше. Величина $Al_2O_3 : Na_2O$, характеризующая химический состав всей глинистой фракции и отражающая зрелость всего комплекса глинистых минералов, практически не зависит от типов пород в пределах морских фаций и потому также отражает интенсивность выветривания на континенте (в относительных единицах).

Все вышеотмеченное дает основание считать, что в конкретных разрезах восстановление условий осадконакопления возможно по соотношению некоторых компонентов глинистой части пород и по структурным особенностям диоктаэдрических гидрослюд. Минералогический состав глинистого вещества не пригоден для этих целей, так как он обусловлен удаленностью места осадконакопления от области размыва, а также некоторыми эпигенетическими изменениями, связанными с типом породы, и в лучшем случае может характеризовать изменение вещественного состава глинистой части пород во времени лишь в чрезвычайно общем виде.

Интерпретация условий осадконакопления по величинам отношений $Al_2O_3 : Na_2O$; $K_2O : Na_2O$ для конкретных разрезов приводится в главе V.

МАЛЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ГЛИНИСТОЙ ЧАСТИ ПОРОД

КРАТКАЯ ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА
МАЛЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

В настоящее время в литературе имеется достаточно большое количество данных, полученных при исследовании малых элементов в осадочных породах. Работами, проведенными М. Л. Кейтом и Э. Т. Дегенсом [129], Н. М. Страховым [87], Н. Шортом [142], С. М. Катченковым [38], Х. Е. Хоксом, Дж. Узббом [96] и другими, установлены некоторые закономерности поведения малых элементов в период миграции и осадкообразования, а также закономерности их распределения в осадочных толщах. Автором настоящей работы проведены исследования с целью определения основных факторов, влияющих на содержание малых элементов в глинистой части пород — в зависимости от петрографического типа последних, от возраста, фациальных условий осадконакопления и интенсивности химического выветривания на суше, при котором образовались глинистые минералы.

Весьма детальным исследованием Шорта [142] установлено, что распределение малых элементов в профиле выветривания больше обуславливается интенсивностью выветривания, чем составом материнских пород. Малые элементы Ti, Co, Cr, Ni, V, Pb, Cu, Zn накапливаются в профиле выветривания, обогащая глинистые фракции, в противоположность K, Na, Ca, которые выносятся из них в первую очередь. Обогащение или обеднение малыми элементами осадочных пород, образующихся при выветривании, строго пропорционально количеству глинистых и алевролитовых фракций в данных породах. Содержание малых элементов в профиле выветривания не зависит от поглощенных катионов, pH, Eh. Содержание Cr, Cu, Ni, Pb, V в некоторой степени обусловлено количеством органического вещества в породе.

Н. М. Страхов [87] считает, что поступление того или иного элемента в пути миграции и дальнейшее перемещение его происходит в различной форме в зависимости от физико-химической обстановки выветривания. Элементы Sr, Ba, Mn, V, Cr, Ni, Co, Ga и другие в путях миграции перемещаются как в составе взвесей, так и в виде растворов. Соотношение взвешенной и растворенной форм переноса зависит в основном от интенсивности химического выветривания. Чем интенсивнее выражено химическое выветривание на континентах, тем большая часть всех элементов поступает в пути миграции в виде растворов и тончайших взвесей. При такой форме миграции значительная часть малых элементов адсорбируется глинистой частью осадков или доставляется в пелагическую зону бассейна осадконакопления.

М. Л. Кейт и Э. Т. Дегенс [129] пришли к выводу, что рассеянные элементы следует изучать в глинистой и илистой частях осадочных пород и совсем бесполезно исследовать их в песчаной части. В результате многочисленных исследований различных авторов в настоящее время установлено, что

поведение малых элементов в профиле выветривания и распределение их в осадочных породах весьма различно. Оно обусловлено химическими и энергетическими свойствами самих элементов, с одной стороны, и физико-химическими процессами, в которых они участвуют, — с другой. Указанные две основные группы факторов, влияющих на распределение малых элементов в осадочных породах, рассматриваются в данной работе конкретно для каждого исследованного нами элемента. С этой целью ниже приводится краткая химическая и энергетическая характеристика элементов, описывается их поведение в профиле выветривания, в бассейне осадконакопления и в осадочных породах.

Т и т а н. В условиях земной поверхности титан всегда четырехвалентен. Радиус катиона Ti^{4+} ($0,68 \text{ \AA}$) близок к радиусам катионов многих химических элементов и особенно радиусу кремния, с которым образует катионы равной валентности. По этой причине титан изоморфно входит в кристаллическую решетку почти всех породообразующих минералов. При химическом выветривании пород титан высвобождается в виде окисла TiO_2 , полная нерастворимость последнего исключает возможность образования $Ti(OH)_4$ на земной поверхности; образующаяся при этом двуокись титана имеет коллоидальную форму, содержит некоторое количество воды или других соединений. В условиях химического выветривания силикатов и алюмосиликатов железа, в которых имеет место изоморфное замещение Ti^{4+} , Fe^{3+} , Fe^{2+} , титан высвобождается в виде коллоидальной двуокиси и накапливается в глинистых продуктах выветривания в рассеянном виде; железо в основном образует водные окислы, и лишь меньшая его часть образует коллоидальную окись железа. В этот момент в значительной мере происходит разделение титана и железа. При размыве коры выветривания двуокись титана переносится с глинистым веществом. Накопление титана в осадках происходит также в связи с освобождением алюминия. В этих процессах коллоидные окислы титана и железа сопутствуют алюминию и накапливаются в высокоглиноземистых породах, достигая целых процентов. Миграции малоподвижной коллоидальной окиси титана содействуют некоторые органические соединения. В связи с этим в некоторых угленосных толщах накапливаются большие количества титана. В морских осадках часть титана находится в глинистой фракции. Количество его в этих осадках пропорционально алюминию — $4TiO_2 : 100 Al_2O_3$ и возрастает с увеличением каолинита. Сходство в распределении Ti и Al в глинистых образованиях обязано коллоидно-дисперсной форме, в которой в основном переносятся и отлагаются эти элементы. Практически титан не поступает в море в растворах (Гэд, Райх [115]). Поэтому его нет в эвапоритах, за исключением некоторого количества, связанного с глинами. Таким образом, в процессе осадочной дифференциации титан концентрируется как терригенным, так и хемогенным путем (Мигдисов [48], Момджи [53]). В британских каменноугольных огнеупорных глинах Бриндли и Робинсоном установлено содержание 1—2% титана в форме анатаза, зерна которого соразмерны с частицами каолинита (Гольдшmidt [116]). В известняках среднее содержание титана — 0,04%, в песчаниках — 0,3, в сланцах — 0,44, в кремнистых породах не превышает 0,06%. В речной воде содержание титана не превышает $6 \cdot 10^{-6}\%$, в морской — $1 \cdot 10^{-7}\%$ (Виноградов [16]). По данным автора, содержание титана в глинистой части палеозойских пород в среднем равно 0,3%, максимальные содержания достигают 1,5%.

В а н а д и й. В литературе имеются весьма немногочисленные данные о геохимии ванадия в осадках. По работам А. Е. Ферсмана [91] известно, что ванадий связан с глинистыми минералами, органикой и может переходить из органического вещества в глину. В профиле выветривания отме-

чается тенденция обогащения ванадием и строгая зависимость между трехвалентным железом и ванадием. С увеличением железа увеличивается содержание ванадия. Величина $Fe : V$ в процессе выветривания изменяется очень мало (Шорт [142]). В почвах ванадий находится в глинистых минералах и ванадатах; в воде — в форме ионов VO_4^{3-} . При поступлении в морскую среду ванадий быстро осаждается с глинисто-алевритистым материалом; при повышенном окислительном потенциале среды трехвалентный ванадий переходит в пятивалентную подвижную форму и мигрирует. Подвижность ванадия очень слабая, ограничена реакцией соосаждения с органическим веществом. Осадочные породы содержат ванадий в следующих количествах: известняки — $2 - 20 \cdot 10^{-4}\%$, песчаники — $10 - 60 \cdot 10^{-4}$; сланцы — $50 - 300 \cdot 10^{-4}$, черные сланцы $50 - 200 \cdot 10^{-4}\%$. Сильное обогащение ванадием отмечается в некоторых нефтях, асфальтитах, черных сланцах, фосфоритах. В глинистой части пород палеозойского возраста, по данным автора, среднее содержание ванадия равно $2,2 \cdot 10^{-2}\%$.

Х р о м. В настоящее время мало известно о геохимии хрома в профиле выветривания. Как и все элементы группы железа, хром обладает переменной валентностью, встречаясь в природных условиях в трех- и шестивалентном состоянии. Соединения трехвалентного хрома более устойчивы и более широко распространены; соединения шестивалентного хрома образуются только в резко окислительной обстановке и при высоких значениях pH. Трехвалентный хром относится к группе элементов, склонных к гидролизу. Шестивалентный хром легко образует анион CrO_4^{2-} , поведение которого сходно с поведением PO_4^{3-} или VO_4^{3-} . Отношение между различными формами хрома в профиле выветривания определяется восстановительным действием органической составляющей и окислительным или восстановительным воздействием организмов. Ионный радиус хрома очень близок таковому алюминия и железа ($Al^{3+} = 0,57 \text{ \AA}$; $Cr^{3+} = 0,63 \text{ \AA}$; $Fe^{3+} = 0,67 \text{ \AA}$), в результате чего наблюдаются изоморфные замещения в алюминиевых и железистых минералах.

При разрушении и выветривании коренных пород хром мало подвижен. В поверхностных условиях хром, как и железо, в основном мигрирует в виде взвесей, но иногда способен образовывать истинные растворы. Высокий потенциал окисления способствует образованию хроматов и переводу соединений хрома в раствор; низкий потенциал окисления способствует осаждению (Пустовалов [60]). Наиболее подвижной формой нахождения хрома в природе являются хроматы (Виноградов [20]). В почвах хром находится в форме хромита и лимонита. В водах при высоком pH и Eh хром находится в ионной форме CrO_4^{2-} , в морской воде — в форме хроматов и не превышает $2 \cdot 10^{-6}\%$, что соответствует $1Cr : 300Al$ (по весу), в верхней части литосферы $1Cr : 400Al$ (Гольдшмидт [116]). В зоне гипергенеза подвижность хрома очень слабая, за исключением условий с высоким pH и Eh, в которых подвижный хромат-ион очень устойчив (Хокс, Уэбб [96]). Хром больше концентрируется в пресноводных сланцах, чем в морских (Катченков [37]). Повышенное содержание хрома отмечается как в метаморфизованных, так и слабо метаморфизованных отложениях ордовика, связанных с корами выветривания (Графф [117]). Осадочные породы содержат хром в следующих количествах: известняки — $5 \cdot 10^{-4}\%$, песчаники $10 - 100 \cdot 10^{-4}$, сланцы $100 - 400 \cdot 10^{-4}$, черные сланцы $10 - 500 \cdot 10^{-4}\%$.

Рассмотрение данных по осадочным породам показывает, что хром склонен накапливаться больше в слюдяных и глинистых минералах, особенно в иллитах $7 - 11 \cdot 10^{-3}\%$ (Фрелих [114]). В глинистой части пород палеозойского возраста, по данным автора, содержится $7 \cdot 10^{-3}\%$ хрома. Под-

вижность хрома при метаморфизме крайне незначительна, что является весьма ценным свойством при изучении древних толщ.

М а р г а н е ц. Неустойчивая электронная структура марганца обуславливает его способность к образованию ионов различной валентности и легкость перехода ионов одной валентности в другую в зависимости от незначительного изменения рН среды и других факторов. Ионы марганца различной валентности ведут себя в геохимических процессах подобно различным элементам и имеют следующие радиусы: $Mn^{2+} — 0,91 \text{ \AA}$; $Mn^{3+} — 0,70 \text{ \AA}$; $Mn^{4+} — 0,52 \text{ \AA}$. В соответствии с этими величинами поведение двухвалентного марганца сходно с поведением Mg^{2+} , Fe^{2+} , Ni^{2+} . Марганец этой формы легко переносится в ионных растворах и выпадает в сильнощелочных средах в виде гидратов основных солей. Трехвалентный марганец подобен катионам Fe^{3+} , Al , Ti и другим и характеризуется легкостью осаждения при гидролизе солей в слабощелочных средах в форме труднорастворимых гидратов. Ионы четырехвалентного марганца близки к катионам с малыми ионными радиусами и большим зарядом. В условиях доступа кислорода, характерных для зоны гипергенеза, основная роль в геохимии марганца принадлежит четырехвалентной форме (Суслов [89]). Значительная часть марганца, достигающая океана, находится в растворенном виде или адсорбирована на глинах (Страхов [85]).

Марганец в осадочных породах, так же как в магматических, парагенетически связан с железом. В глинах сохраняется приблизительно та же величина отношения $Mn : Fe$. В морских водоемах марганец мигрирует дальше других элементов группы железа, вследствие чего накапливается в повышенных количествах в карбонатных породах и встречается даже в ангидритах, где отсутствуют все другие элементы семейства железа (Катченков [37], Хокс, Уэбб [96]). В осадочных породах среднее содержание марганца составляет $5,3 \cdot 10^{-2}\%$. Наиболее высокое содержание марганца наблюдается в глинистых сланцах — $6,7 \cdot 10^{-2}\%$. Морские глинистые сланцы содержат марганца больше, чем пресноводные (Кейт, Дегенс [129]). В глинистой части палеозойских пород, по данным автора, содержится $2,5 \cdot 10^{-2}\%$. В карбонатных породах в среднем содержится марганца $1,3 \cdot 10^{-2}\%$, в песчаниках — $3,8 \cdot 10^{-2}$, в морской воде — $4 \cdot 10^{-7}\%$ (Виноградов [18]).

Н и к е л ь, к о б а л ь т. Так как величины рН среды для образования соединений никеля и кобальта весьма близки, полного разделения их, видимо, не происходит. Эти элементы в геохимическом цикле тесно связаны с магнием и железом, что объясняется сходством их ионных радиусов двухвалентных ионов ($Ni — 0,78 \text{ \AA}$; $Mg — 0,78 \text{ \AA}$; $Co — 0,82 \text{ \AA}$; $Fe — 0,83 \text{ \AA}$) и трехвалентных ионов ($Fe — 0,67 \text{ \AA}$; $Co — 0,65 \text{ \AA}$). Роль истинных растворов в миграции Ni и Co незначительна; главная роль принадлежит сорбции на глинистых частицах (Страхов, Залманзон [83]). В водах никель, вероятно, находится в ионной форме Ni^{2+} . Вследствие способности никеля к гидролизу при рН выше 6,5 и относительной нерастворимости этого элемента происходит накопление его в профиле выветривания. Кобальт в водах, вероятно, также находится в ионной форме Co^{2+} (Хокс, Уэбб [96]). Содержание кобальта в профиле выветривания увеличивается относительно железа. По данным Граффа [117], Гольдшмидта [116], кобальт в значительных количествах концентрируется в нерастворимой части пород и в породах, обогащенных кремнеземом. Повышенное содержание никеля отмечается в железистых переотложенных продуктах коры выветривания. В сланцах восстановительной среды содержание никеля и кобальта несколько выше, чем в верхней литосфере; считается, что в таких осадках

никель и кобальт концентрируются в глинистых минералах (Турекьян и др. [151]). Известняки содержат $2-10 \cdot 10^{-4}\%$ кобальта, $3-10 \cdot 10^{-4}\%$ никеля; песчаники $1-10 \cdot 10^{-4}\%$ кобальта, $20-110 \cdot 10^{-4}\%$ никеля; черные сланцы — $5-50 \cdot 10^{-4}\%$ кобальта, $20-300 \cdot 10^{-4}\%$ никеля (Хокс, Уэбб [96]). В глинистой части пород палеозойского возраста содержится никеля $6,3 \cdot 10^{-3}\%$; кобальта — $2,3 \cdot 10^{-3}\%$ (данные автора).

С в и н е ц имеет ионный радиус $1,32 \text{ \AA}$, близкий таковым Sr — $1,27 \text{ \AA}$; Ва — $1,43 \text{ \AA}$; К — $1,33 \text{ \AA}$; Са — $1,06 \text{ \AA}$, что обуславливает возможность их замещения. В зоне выветривания свинец легко образует растворимые катионы, которые могут образовывать нерастворимые соединения или принимать участие в процессах адсорбции и ионного обмена с нерастворимой составляющей осадочных пород, особенно с глинистой фракцией. Таким образом создается концентрация свинца в глинистых фракциях. В глинистых минералах (гидрослюды, монтмориллонит) установлены более строгие связи для двухвалентного свинца, чем для одновалентного калия, которые имеют один и тот же ионный радиус (Шорт [142], Гольдшмидт [116]). Подвижность свинца, кроме того, ограничивается выпадением в осадок вместе с органическим веществом. В хлоридной (семиаридной) обстановке подвижность свинца, вероятно, возрастает (Хокс, Уэбб [96]).

По данным Граффа [117], большая часть свинца в карбонатных породах находится в глинистой, битуминозной и кремнистой частях. В известняках содержится $5-10 \cdot 10^{-4}\%$ свинца, в песчаниках — $10-40 \cdot 10^{-4}\%$, в сланцах — $20 \cdot 10^{-4}\%$, в черных сланцах $20-400 \cdot 10^{-4}\%$ (Хокс, Уэбб [96]). В глинистой части пород палеозойского возраста, по данным автора, содержится $1,6 \cdot 10^{-3}\%$ свинца.

М е д ь имеет ионные радиусы $0,83 \text{ \AA}$; $0,95 \text{ \AA}$; $1,28 \text{ \AA}$; $1,35 \text{ \AA}$. В профиле выветривания количество меди обычно меньше, чем в материнских породах, вследствие потери меди при выветривании сульфидов. В водах медь находится в форме ионов Cu^{1+} , Cu^{2+} . В кислой среде с рН ниже 5,5 подвижность меди высокая, в нейтральной и щелочной среде — слабая. Подвижность меди ограничена величиной рН, соосаждением с лимонитом, а также сорбцией с органическим веществом и минералами глин (Хейдеман [125], Хокс, Уэбб [96]).

Поведение меди в зоне гипергенеза характеризуется высокой степенью сорбции отрицательными коллоидами — органическим веществом, кремнеземом, глинами (Перельман и др. [57]). В гумидных условиях ионы меди выносятся в океан. При ограниченном количестве воды и в восстановительных условиях катионы меди могут аккумуляроваться. По данным Кларка (Гольдшмидт [116]), медь выносится истыми и глинистыми частицами в реки и океан. Дальнейшее закрепление меди тонкими частицами продолжается и в процессе осаждения частиц в глубоководных бассейнах. Имеются данные о значительной концентрации меди в окисленных и редуцированных морских осадках, в гидроокислах железа, марганца, в восстановительных условиях и сульфидсодержащих илах. Известняки содержат $5-20 \cdot 10^{-4}\%$ меди, песчаники — $10-40 \cdot 10^{-4}$, сланцы — $30-150 \cdot 10^{-4}$, черные сланцы — $20-300 \cdot 10^{-4}\%$ (Хокс, Уэбб [96]). Глинистая часть пород палеозойского возраста, по данным автора, содержит $1,12 \cdot 10^{-2}\%$ меди.

Г а л л и й геохимически очень близко связан с алюминием. Размеры трехвалентных катионов Ga = $0,62 \text{ \AA}$ и Al = $0,57 \text{ \AA}$ очень близки, поэтому большинство галлия в литосфере связано с алюминиевыми минералами. Только очень незначительная часть галлия не ассоциирует с алюминием. В профиле выветривания наблюдается строгая согласованность между

алюминием и галлием. Отношение Al : Ga изменяется по профилю выветривания лишь незначительно. При сильном выщелачивании галлия выносятся больше и поэтому наблюдается увеличение отношения Al : Ga в сильно выветрелом профиле (Гольдшмидт и др. [28], Мигдисов и др. [50]).

В природных поверхностных условиях при pH от 4 до 9 и Eh от +1,0 до 0,5 в галлий и алюминий образуют или трехвалентные катионы, или гидроокиси типа $\text{Me}(\text{OH})_3$, или анионы типа H_2MeO_3^- . При pH=3,5—4 гидроокись алюминия сорбирует на себе гидроокись галлия, образуя прочное соединение. Это соединение весьма устойчиво в условиях поверхностного выветривания и выносятся в море в виде тонкой коллоидной взвеси. Таким образом, галлий в морской водоем поступает прочно сорбированным на молекулах гидроокиси алюминия (Завьялов [32]). Преобладающей формой миграции галлия является механический перенос (Мигдисов и др. [50]).

Большая часть галлия из разложившихся первичных алюмосиликатов связана с алюминием в глинистых минералах и бокситах. В морских карбонатных породах количество галлия очень мало — $5 \cdot 10^{-4}\%$ Ga_2O_3 , и весь он связан с глинистым веществом (Гольдшмидт [116], Графф [117]). Наибольшие содержания, — 0,1 — 0,0004% — наблюдаются в глинах и глинистых породах (Иткина [33]). Глубоководные красные глины содержат $1,5 \cdot 10^{-3}\%$ галлия. В морских эвапоритах последний отсутствует. Содержание галлия в угольной органической массе континентального происхождения в десятки раз больше, чем в золе нефтей и асфальтов (Завьялов [32]). Максимальное содержание галлия отмечено в породах, отлагавшихся в непосредственной близости от области сноса. С приближением к морским образованиям содержание галлия в глинах падает (Мигдисов и др. [50]). В глинистой части пород палеозойского возраста, по данным автора, содержится $1,9 \cdot 10^{-3}\%$ галлия.

Ц и н к. Геохимия цинка определяется в основном сходством радиусов между двухвалентным цинком и металлами магнезиально-железистой группы, особенно между цинком и железом: $\text{Zn}^{2+} — 0,83 \text{ \AA}$; $\text{Mg}^{2+} — 0,78 \text{ \AA}$; $\text{Ni}^{2+} — 0,78 \text{ \AA}$; $\text{Co}^{2+} — 0,82 \text{ \AA}$; $\text{Fe}^{2+} — 0,83 \text{ \AA}$; $\text{Mn}^{2+} — 0,91 \text{ \AA}$. В профиле выветривания наблюдается тенденция обогащения цинком глинистой и в меньшем количестве илистой фракций. В водах цинк находится в ионной форме Zn^{2+b} , в соединении с органическим веществом (Хокс, Уэбб [96]). В почвах цинк сорбирован на лимоните, в кристаллической решетке глинистых минералов. Наряду с другими рассеянными элементами цинк часто ассоциирует с водными окислами марганца, которые являются своего рода коллекторами для рассеянных элементов. По данным Грина и Веббера, самые высокие концентрации цинка встречаются в глинистых фракциях осадочных пород. В карбонатных породах цинк прочно закреплен глинистыми минералами (Графф [117]). В известняках содержится цинка $4—20 \cdot 10^{-4}\%$, в песчаниках $5—20 \cdot 10^{-4}$, в сланцах $50—300 \cdot 10^{-4}$, в черных сланцах $100—1000 \cdot 10^{-4}\%$ (Хокс, Уэбб [96]). По данным Л. А. Гуляевой и других [29], отмечается различное накопление цинка в каустобиолитах разного типа. Битумы пресноводного генезиса и породы, вмещающие их, характеризуются повышенным содержанием цинка на несколько порядков по сравнению с морскими. В глинистой части пород палеозойского возраста, по данным автора, содержится $1,23 \cdot 10^{-2}\%$ цинка.

Ц и р к о н и й и г а ф н и й являются парой элементов, почти полностью химически сходных. Атомные радиусы их: $\text{Zr} — 1,60 \text{ \AA}$, $\text{Hf} — 1,59 \text{ \AA}$. Эти два элемента неизменно присутствуют в минералах и горных породах и обычным химическим методом определяется скорее их суммарное

содержание, чем каждый из них отдельно. О цирконии и гафнии в осадочном цикле известно очень мало. По данным Адамса и Вивера [101], для карбонатных пород имеется положительная связь между процентным содержанием циркония и количеством нерастворимого остатка. Известно также, что большая часть циркония в карбонатных породах находится в глинистых минералах в виде реликтов циркона в цирконийсодержащем рутиле, сфене, апатите, магнетите, ильмените. Значительное количество циркония и гафния сконцентрировано в наиболее зрелой остаточной породе. Наибольшая часть циркония и гафния концентрируется глинами и бокситами (Кейт, Дегенс [129]). А. Б. Ронов, Э. Е. Вайнштейн, А. М. Тузова [71] считают, что цирконий, как и титан, ниобий, торий, тяготеют к континентальным осадкам. По данным автора, в глинистой части палеозойских пород содержится $8,3 \cdot 10^{-3}\%$ циркония.

Стронций — щелочноземельный металл и в геохимических процессах всегда выступает в роли катиона Sr^{2+} . Ввиду близости кристаллохимических свойств стронция и кальция в природных соединениях широко проявляется изоморфизм этих элементов. Стронций, кроме того, может изоморфно замещать калий, барий, свинец (Бурков [13]). Стронций в изверженных породах почти не образует собственных минералов, а входит в минералы кальция и калия.

При выветривании стронций легко выщелачивается и перемещается в виде бикарбонатов, хлоридов и сульфатов в водных растворах. Благодаря низкому потенциалу ионизации и относительно высокой энергии гидратации, стронций образует устойчивые растворы. Высокая миграционная способность позволяет высвобождающемуся при выветривании стронцию выноситься в моря и океаны не задерживаясь в делювиальных и аллювиальных отложениях. При смешении пресных вод с морскими ионы стронция продолжают миграцию в морских бассейнах. Стронций, как и калий, может прочно закрепляться на глинистых минералах, и потому значительная его часть поступает в осадки благодаря сорбции главным образом глинистыми частицами (Бурков [13]). Стронций легче всего сорбируется монтмориллонитом, далее идут галлуазит, каолинит, диккит (Спицын, Громова [81]). В морские осадки стронций попадает биогенным путем со скелетами организмов. При повышенной солености морской воды (в 4—5 раз выше нормальной) стронций осаждается в виде целестина.

В морских водах стронция $13 \cdot 10^{-4}\%$, бария — $5,1 \cdot 10^{-6}$, кальция — 0,04% (Виноградов [16]). По данным Турекьяна и др. [152], среднее содержание стронция в песчаниках 0,002%, в глинах и сланцах — 0,03, в карбонатных породах — 0,061. По данным А. П. Виноградова, кларк стронция для сланцев и глин равен 0,045%. Таким образом, наиболее обогащены стронцием карбонатные породы, затем — глины и в меньшей степени песчаники. В глинистой части пород палеозойского возраста, по данным автора, содержится 0,04% стронция.

Барий так же, как стронций, в изверженных породах не образует собственных минералов и входит в минералы кальция и калия. При выветривании барий растворяется и перемещается в виде бикарбонатов, хлоридов, сульфидов в водных растворах. В водах барий, вероятно, находится в ионной форме Ba^{2+} . При соприкосновении с ионом серной кислоты, что обычно происходит при смешении пресных вод с морскими, барий переходит в труднорастворимую форму сульфата ($BaSO_4$), который осаждается большей частью в прибрежных осадках. Пелагические осадки бедны баритом. По данным Шорта [142], очень много бария ассоциирует с глинами. В известняках бария содержится $20—200 \cdot 10^{-4}\%$, в песчаниках — $100—500 \cdot 10^{-4}$, в сланцах — $300—600 \cdot 10^{-4}$, в черных сланцах — $450—700 \cdot 10^{-4}\%$ (Хокс, Уэбб [96]). В глинистой части пород палеозойского возраста, по

данным автора, содержится $1,5 \cdot 10^{-2}\%$ бария. По данным Виноградова и др. [17], содержание бария в карбонатных породах Русской платформы довольно строго зависит от количества нерастворимого остатка. Графф [117] считает, что барий — один из элементов в породах, концентрация которого зависит от тектонического развития платформы.

Б о р. В последнее время проведено большое число исследований содержания бора в глинистых породах. Повышенный интерес к этому элементу пробудили более ранние работы, которыми было установлено, что содержание бора в глинистых породах может служить показателем палеосолености.

Гольдшмидт и Петерс [28] установили, что от кембрийского до нашего времени имело место уменьшение содержания бора в океанической воде. Ландергрэн [130] на основании своих материалов сделал вывод о практически постоянном содержании бора в послекембрийское время; резкое уменьшение содержания бора в океане, по его мнению, произошло в основном в докембрии. Исследование Гольдшмидтом и Петерсом геохимии бора в осадочном цикле показало, что значительные количества этого элемента осаждаются или адсорбируются с различными видами морских осадков (аргиллиты, окислы Fe, Mn, карбонатные осадки и особенно эвапориты). Ландергрэн подтвердил эти выводы исследованиями морских и пресноводных осадков Швеции. Кроме того, изучая кембрийские и силурийские сланцы, Ландергрэн установил, что содержание бора, помимо изменений в пределах одного и того же стратиграфического уровня, подвергается значительным колебаниям и в вертикальном профиле. Количество бора в сланцах последовательно уменьшается от кембрия к силуру. Он допускает два объяснения этому явлению: либо последовательное уменьшение содержания бора в морской воде в период от кембрия до силура, либо изменение состава осадков, в результате которого их способность адсорбировать бор из морской воды уменьшалась. Наиболее вероятной причиной уменьшения содержания бора в морских осадках Ландергрэн считает изменение их состава. Последнее, по его мнению, обусловлено увеличением скорости седиментации за этот период, т. е. ускорением транспортировки и, вследствие этого, меньшей химической дифференциацией материала осадка.

Фридериксон и Рейнольдс [111, 112] пришли к выводу, что увеличение содержания бора в морской воде связано линейной зависимостью с соленостью. Бор из морской воды адсорбируется иллитом пропорционально солености морской воды. Впоследствии процессы, нормально протекающие в осадочных породах, не меняют существенно это содержание бора. По мнению названных исследователей, содержание бора в иллитовых минералах может быть использовано для определения солености воды бассейна, преобладающей во время образования осадка.

Последующими многочисленными работами (Хардер [123, 124], Игер [108], Фридериксон [113], Волкер [155]) было установлено, что большая часть бора, присутствующая в осадках, сосредоточена в глинистой фракции. Носителями его в основном являются иллит и в меньшей степени — каолинит и монтмориллонит; последние содержат бора на порядок меньше. При этом Хардер рассматривает иллиты главным образом как остатки от выветривания и в значительно меньшей степени — как новообразования.

Экспериментальными исследованиями, проведенными с целью выявления формы нахождения бора в глинистых минералах, установлено, что бор входит в решетку глинистых минералов и замещает алюминий и кремний в тетраэдрических слоях (Хардер [124], Стабикен и Рой [148]). Опыты, проведенные этими исследователями, четко показывают, что VO_4 -группы могут при определенных условиях замещать полностью AlO_4 -группы в тетраэдрических слоях. Прямое доказательство замещения бором алюминия

в тетраэдрических слоях структуры было получено методом инфракрасной спектроскопии. По мнению исследователей, щелочные ионы (калий) имеют некоторое влияние на стабилизацию бора в четверной координации.

Специальными исследованиями Ландергрена [130], Фридериксона и Рейнольдса [111, 112] установлено, что бор чрезвычайно прочно закреплен в структуре глинистых минералов и совершенно не удаляется при различных видах химической обработки, разрушающей до 85% образца. Лишь при прокаливании образца в течение четырех ч при 800° С теряется до 25% бора от его первоначального веса. Проведенные исследования позволяют считать, что содержание бора существенно не изменяется последующими геологическими процессами, за исключением метаморфизма. Значительная часть бора освобождается только при сильных метаморфических изменениях, когда сами глинистые минералы становятся неустойчивыми [111, 112, 123].

Более поздние исследования содержания бора в глинистых породах показали, что помимо солёности морской воды существует множество факторов, влияющих на количество бора, вошедшее в решетку глинистых минералов. Флит [109] пришел к выводу, что вопрос об использовании бора, как показателя палеосолёности в осадочных породах, является дискуссионным, так как скорость осадконакопления может также влиять на содержание бора в таких породах. Рейнольдс [138], пересматривая метод определения палеосолёности по бору, делает вывод, что, во-первых, определение палеосолёности весьма приблизительно из-за неточностей в номинальном содержании K_2O в чистом иллите; во-вторых, все изучаемые осадки должны состоять из глинистых фракций полиморфной разности 1Md, в-третьих, требуется внести поправки на присутствие К-полевого шпата и точное количество иллита.

Д. А. Спирс [145] на основании изучения бора в осадочных породах каменноугольной системы в Англии считает, что в глинах и глинистой фракции большая часть бора содержится в иллите. Бор внедрился в иллит во время выветривания материнских пород. В связи с этим использование бора в качестве индикатора палеосолёности исключено.

Левинсон и Лудвик [132] пришли к выводу, что адсорбция бора и воды глинистыми частицами происходит в зоне смешения морской и пресной воды. Количество адсорбированного бора согласуется с размерами глинистых частиц. Наиболее мелкие глинистые частицы (определенного минералогического состава) адсорбируют наибольшее количество бора. Эти же осадки заносятся в наиболее удаленные от берега части бассейна. В промежуточном расстоянии между берегом и открытым морем тонкодисперсные осадки откладываются вместе с более грубыми частицами, содержащими меньше бора. Такая дифференциация осадков является причиной постепенного изменения содержания бора в глинистых породах на расстоянии от речного устья (берега) до открытого океана, а также причиной случайно линейной связи между содержанием бора в глинистых осадках и солёностью воды в бассейне осадкообразования. Указанные исследователи считают, что использование содержания бора в глинистой породе с целью выявления палеосолёности возможно лишь для резко различных условий (морских и пресноводных). При этом необходимо, чтобы глинистые породы имели подобный состав и гранулометрию на площадях, близких по геологическим и географическим условиям; требуется также, чтобы глины были принесены из областей, в которых климат, дренаж и материнские породы оставались относительно постоянными.

По мнению Лермана [131], процесс поглощения или адсорбции бора может быть описан уравнением адсорбции Фрейндлиха с постоянными величинами K и B , меняющимися от одного глинистого минерала к другому. Дополнительным фактором, способствующим адсорбции бора глинами, яв-

ляется нахождение натриево-борового комплекса $\text{NaB}(\text{OH})_4$ в соленой воде. По данным Лермана, отклонения в содержании бора в изученных естественных глинах намного больше, чем следовало бы быть по расчету на простой модели адсорбции. Причинами, обуславливающими это расхождение, Лерман считает: 1) различное содержание бора в выветрелом материале источника сноса; 2) различные свойства глинистых минералов, пришедших в бассейн осадконакопления; 3) присутствие аутигенных минералов 10 \AA и 14 \AA в неизвестной пропорции; 4) поведение глин после захоронения.

Эти факты являются чрезвычайно важными и при интерпретации палеосолености должны учитываться. В общем еще невозможно связать определенным соотношением количество бора в осадках с концентрацией его в воде.

Таким образом, на основании вышеприведенного, вопрос об определении солености древнего бассейна по содержанию бора является дискуссионным. Автор считает, что содержание бора в глинистой части породы зависит от природы глинистого минерала, от крупности глинистых частиц, от условий выветривания, в которых образовывались глинистые минералы, и лишь частично — от солености воды в бассейне осадконакопления. Кроме того, количество бора в осадочных породах обуславливается содержанием органического вещества.

Пески и песчаники не концентрируют заметных количеств бора из морской воды, однако они содержат некоторые количества B_2O_3 за счет турмалина. Морские аргиллиты всех геологических возрастов от мелководных прибрежных до глубоководных морских содержат значительные количества бора (от 50 до 1000 частей B_2O_3 на миллион). Соляные глины, образующиеся в рассолах, содержат до 5000 частей B_2O_3 на миллион. Континентальные глины, бокситы и огнеупорные глины содержат очень мало бора. В карбонатных породах количество бора незначительно и зависит от содержания в них глинистой фракции; в известняках — 0,001% B_2O_3 , в доломитах — 0,0005%. По данным автора, в глинистой части пород палеозойского возраста содержится $2,5 \cdot 10^{-2}\%$ бора. Повышенное содержание бора имеется в морских железных рудах — 0,005—0,050%, иногда достигающее 0,1%; в морских глауконитах и шамозитах содержится примерно 0,050% B_2O_3 (Гольдшмидт [116]).

Как следует из вышесказанного, поведение малых элементов при выветривании, в путях миграции и распределение их в осадочных породах весьма сложны и обусловлены многочисленными факторами. Однако общим для всех исследованных элементов в осадочном цикле является значительная концентрация их в глинистой части пород. В табл. 23 представлены некоторые из определенных автором величин отношения содержания малых элементов в глинистой части породы к содержанию их в породе. Как видно из таблицы, титан всегда в большем количестве находится в глинистой части породы. Хром, ванадий, никель, кобальт в большей части проанализированных образцов также концентрируется в глинистой фракции. Марганец преимущественно приурочен к породе. Отмеченная особенность этих элементов позволяет считать, что для изучения закономерностей распределения следует определять их содержание в первую очередь в глинистой части породы, а также в породе.

Известно, что ионы (малые элементы) из раствора удерживаются некомпенсированными зарядами твердых частиц. Это — глинистые минералы, органическое вещество и коллоиды гидроокислов Fe, Mn. Ионы могут входить в решетку и удерживаться очень прочно. О механизме сорбции ионов известно очень мало. Предполагается, что эта способность в глинах связана с присутствием Fe, Al. Возможно, что глинистые минералы могут адсорбиро-

Величина отношения содержания малых элементов в глинистой фракции к содержанию их в породе, из которой получена глинистая фракция

| № образца | Ti гл. фр. | Sr гл. фр. | Ni гл. фр. | Co гл. фр. | V гл. фр. | Mn гл. фр. |
|-----------|------------|------------|------------|------------|-----------|------------|
| | Ti породы | Sr породы | Ni породы | Co породы | V породы | Mn породы |
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
| 167 | 1,5 | — | — | — | 2,2 | — |
| 186 | 3,1 | 0,4 | — | 1,5 | 0,1 | 1,8 |
| 182 | 4,4 | 3,4 | — | 13,0 | 3,0 | 28,0 |
| 109a | 0,4 | 0,9 | 2 | 4,0 | 3,2 | 0,4 |
| 181 | 11 | — | — | — | — | 3,5 |
| 180 | 2,8 | — | — | — | 0,5 | — |
| 178 | 0,7 | 1,0 | — | 1,3 | 2,5 | 0,06 |
| 149 | 1,4 | 3,3 | — | — | 3,3 | 0,5 |
| 146 | 14 | 2,0 | 5 | 5 | 2,0 | 1,7 |
| 145 | 1 | 0,3 | 0,6 | 1,1 | 3,0 | 3,0 |
| 144 | 1,5 | 2,6 | 1,7 | — | 1,2 | 2,0 |
| 175 | 1 | — | — | — | 2 | — |
| 174 | — | 3,3 | — | 0,3 | — | 0,3 |
| 171 | 1,9 | 0,8 | — | 0,7 | 0,2 | 0,5 |
| 169 | 4 | 1,0 | — | — | 0,3 | 2,2 |
| 166 | 1,7 | 0,6 | — | 0,7 | 0,8 | 0,9 |
| 163a | 2,2 | 2,6 | 0,6 | 1,7 | 4,2 | 7,0 |
| 162 | 1,3 | 1,8 | — | 1,8 | 1,3 | 0,3 |
| 163 | 1,1 | 1,2 | 0,6 | — | — | 7 |
| 100 | 6 | 3,0 | 1,5 | 4 | 4 | 5 |
| 90 | 2 | 30,0 | — | 130 | 130 | 0,05 |
| 87 | 2 | 12,0 | 0,6 | 15 | 15 | 3,0 |
| 239 | — | 9,0 | — | 4 | 4 | 5,0 |
| 237 | 2000 | ∞ | — | 70 | 70 | 3,5 |
| 66 | 3,5 | 0,2 | 2,0 | 1,3 | 1,3 | 1,2 |
| 63 | 23 | 25,0 | 2000 | 45 | 45 | 2,3 |
| 42 | 10 | 20,0 | 3 | 100 | 100 | 4,5 |
| 36 | 1,3 | — | 1,3 | 90 | 90 | 15,0 |
| 60 | 150 | 45 | — | 20 | 20 | 3,0 |
| 58 | 16 | 2,7 | 12 | 38 | 38 | 3,0 |
| 49 | — | 0,3 | 0,6 | 3 | 3 | 1,0 |
| 46 | 2 | 100,0 | 4 | 40 | 40 | 4,0 |
| 44 | 70 | 130,0 | 1,2 | 100 | 100 | 1,2 |
| 21 | 12 | 44,0 | 12 | 20 | 20 | 12,0 |
| 223 | 5 | 20,0 | 12 | 120 | 120 | 12,0 |
| 218 | 35 | 0,4 | 23 | 0,6 | 0,6 | 2,0 |

р. Курейка

| № образца | <u>Ti гл. фр.</u> | <u>Cr гл. фр.</u> | <u>Ni гл. фр.</u> | <u>Co гл. фр.</u> | <u>V гл. фр.</u> | <u>Mn гл. фр.</u> |
|-----------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|------------------|-------------------|
| | Ti породы | Cr породы | Ni породы | Co породы | V породы | Mn породы |
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
| Эстония | | | | | | |
| 2 | 30,0 | 10,0 | 21,0 | 24,0 | 1,3 | 5,0 |
| 3 | 12,0 | 4,0 | 0,2 | 3,6 | 7,4 | 1,3 |
| 23 | 220 | 6,6 | 5,2 | 4,4 | 10,0 | 1,2 |
| 50 | 13,0 | 5,0 | 8,5 | 6,6 | 110,0 | 0,9 |
| 51 | 5,0 | 5,0 | 5,6 | 4,4 | 66,0 | 0,4 |
| 58 | 4,0 | 6,3 | 0,16 | 0,25 | 1,0 | 0,3 |
| 60 | 24,0 | 6,7 | 3,4 | 6,6 | 100,0 | 0,7 |
| 63 | 10,0 | 7,0 | 13,0 | 8,2 | 110,0 | 0,3 |
| 66 | 30,0 | 7,0 | 12,0 | 11,0 | 89 | 0,5 |
| 70 | 38,0 | 8,0 | 14,0 | 7,4 | 160,0 | 2,0 |
| 76 | 1,1 | 1,3 | 0,4 | 0,04 | 2,0 | 0,2 |
| 10a | 13,0 | 0,83 | — | — | — | 0,29 |
| 11a | 1,2 | 1,3 | — | — | — | 0,11 |
| 12a | 1,0 | 1,3 | — | — | — | 0,33 |
| 72 | 11,0 | 3,0 | — | — | — | 0,71 |
| 13a | 0,9 | 0,7 | — | — | — | 0,19 |
| 14a | 1,5 | 1,4 | — | — | — | 0,34 |
| 15a | 0,9 | 1,5 | — | — | — | 0,22 |
| 16a | 1,6 | 2,5 | — | — | — | 0,15 |
| 17a | 1,6 | 1,4 | — | — | — | 0,15 |
| 18a | 1,8 | 1,2 | — | — | — | 0,24 |
| 19a | 0,7 | 1,1 | — | — | — | 0,09 |
| 73 | 18,0 | — | — | — | — | 0,26 |
| 63 | 6,4 | 1,2 | — | — | — | 1,1 |
| 53 | 9,3 | 1,6 | — | — | — | 1,4 |
| 74 | 13,0 | — | — | — | — | 0,8 |
| 55 | 19,0 | — | — | — | — | 1,2 |
| 83 | 4,2 | 2,1 | — | — | — | 0,4 |
| 59 | 1,1 | 1,8 | — | — | — | 2,8 |
| 67 | 6,5 | 2,3 | — | — | — | 0,8 |
| 68 | 6,1 | 2,1 | — | — | — | 0,6 |
| 52 | 3,7 | 2,3 | — | — | — | 1,0 |
| 51 | 3,2 | 1,0 | — | — | — | 1,1 |
| 50 | 4,0 | 0,97 | — | — | — | 1,7 |
| 61 | 5,2 | 2,0 | — | — | — | 0,7 |
| 82 | 13,0 | 1,7 | — | — | — | 3,0 |
| 64 | 7,1 | 1,0 | — | — | — | 0,1 |
| 65 | 9,1 | 1,6 | — | — | — | 0,09 |
| 20 | 6,1 | — | — | — | — | 1,1 |
| 66 | 7,0 | 0,4 | — | — | — | 0,2 |
| 81 | 6,2 | 1,6 | — | — | — | 1,3 |

| № образца | Ti гл. фр. | Sr гл. фр. | Ni гл. фр. | Co гл. фр. | V гл. фр. | Mn гл. фр. |
|-----------|------------|------------|------------|------------|-----------|------------|
| | Ti породы | Sr породы | Ni породы | Co породы | V породы | Mn породы |
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
| 79 | 2,2 | 2,1 | — | — | — | — |
| 80 | 3,9 | 6,4 | — | — | — | 0,46 |

р. Кулюмбе

| | | | | | | |
|--------|------|------|-------|------|------|------|
| 55—23 | 1,43 | 0,18 | — | — | 0,22 | 0,12 |
| 62—7 | 1,57 | 0,38 | — | — | — | 0,18 |
| 81—1 | 1,05 | 0,17 | — | — | 0,86 | 0,72 |
| 68—4 | 1,43 | 0,25 | 0,77 | — | 2,65 | 0,32 |
| 68—16 | 3,85 | 0,6 | — | — | — | 0,16 |
| 68—17 | 2,19 | 0,35 | — | — | 3,26 | 0,27 |
| 68—19 | 0,37 | 0,19 | 0,76 | — | 2,81 | 0,80 |
| 51—11 | 1,48 | 0,25 | 4,3 | — | 2,77 | 1,25 |
| 55—5 | 1,41 | 0,58 | 5,72 | — | 5,30 | 10,7 |
| 86—2 | 1,38 | 0,83 | 8,0 | 0,64 | 2,5 | 0,02 |
| 87—12 | 0,95 | 0,34 | 2,0 | — | — | 0,16 |
| 100—10 | 2,62 | 1,0 | 0,63 | — | 4,82 | 0,33 |
| 103—4 | 1,84 | 0,38 | 0,91 | 0,25 | 0,28 | 0,18 |
| 103—10 | 4,37 | 1,11 | 16,65 | 0,27 | — | 0,35 |
| 68—6 | 0,56 | 0,11 | 0,58 | — | 2,08 | 0,10 |
| 69—11 | 0,37 | 0,09 | 0,42 | — | 2,18 | 0,07 |
| 69—34 | 1,58 | 0,33 | 4,2 | — | 4,16 | 0,12 |
| 54—7 | 0,13 | 0,02 | 0,03 | 0,04 | 0,54 | 0,05 |
| 54—13 | 0,44 | 0,07 | 0,18 | — | 2,2 | 0,38 |
| 54—27 | 2,7 | 0,40 | 2,86 | — | 5,80 | 0,27 |
| 55—1 | 1,0 | 0,03 | 2,25 | — | 1,62 | 0,07 |

ровать анионы путем замещения гидроксильных групп (Хокс, Уэбб [96]). Закрепление малых элементов в глинистых частицах происходит в профиле выветривания, на путях миграции, а также в бассейне осадконакопления. Имеются данные, указывающие, что малые элементы V, Mo, B, Sr и другие удаляются из глинистых минералов только при разрушении последних (Басаза [104], Фрелих [114], Ставикен и др. [148]).

С целью выяснения закономерностей распределения бора в глинистой части пород и факторов, обуславливающих его содержание в осадочных толщах, автором определено содержание бора в глинистой части пород кем-

Среднее содержание бора в глинистой части пород (числитель) и число анализа, на основании которых оно рассчитано (знаменатель)

| Типы пород | Периоды | | | | |
|---------------------|---------|---------|--------|--------|--------|
| | кембрий | ордовик | силур | девон | карбон |
| Доломит | 0,0208 | 0,0115 | 0,0200 | 0,0222 | — |
| | 200 | 6 | 5 | 8 | — |
| Доломит глинистый | 9,0263 | 0,0471 | 0,0300 | — | — |
| | 42 | 14 | 2 | — | — |
| Известняк | 0,0370 | 0,0349 | 0,0532 | 0,0258 | 0,0231 |
| | 63 | 32 | 31 | 33 | 10 |
| Известняк глинистый | 0,0264 | 0,0750 | 0,0281 | 0,0316 | — |
| | 41 | 9 | 18 | 5 | — |
| Мергель | 0,0577 | — | 0,0281 | 0,0154 | — |
| | 2 | — | 9 | 31 | — |
| Аргиллит | 0,0408 | 0,0240 | 0,0353 | 0,0112 | 0,0450 |
| | 32 | 24 | 7 | 146 | 13 |
| Алевролит | 0,0364 | 0,0158 | — | 0,0112 | — |
| | 15 | 5 | — | 36 | — |
| Песчаник | 0,0197 | 0,0580 | — | 0,0057 | 0,0280 |
| | 28 | 8 | — | 26 | 10 |
| Все типы пород | 0,0331 | 0,0380 | 0,0325 | 0,0176 | 0,0320 |
| | 423 | 98 | 72 | 285 | 33 |

брийского, ордовикского, силурийского и девонского возраста. Для исследования были выбраны породы, образованные при нормально-морском, мелководном, прибрежно-морском и лагунном режиме осадконакопления. Определялось среднее содержание бора в глинистой части пород различных типов: доломит, доломит глинистый, известняк, известняк глинистый, мергель, аргиллит, алевролит, песчаник (табл. 24, 25).

Среднее содержание бора в глинистой части различных типов пород представлено в табл. 26 и рис. 26. Как видно из приведенных данных, со-

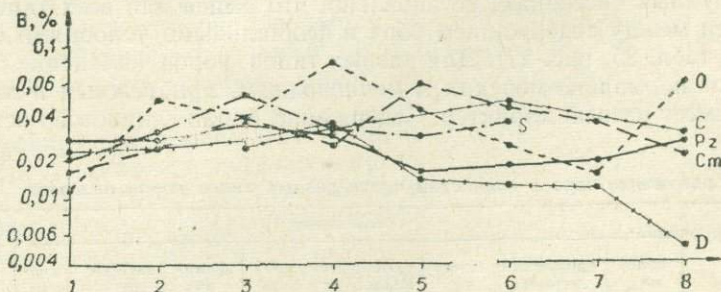


Рис. 26. Изменение среднего содержания бора по типам пород в различные периоды палеозоя:

1 — доломит; 2 — глинистый доломит; 3 — известняк; 4 — известняк глинистый; 5 — мергель; 6 — аргиллит; 7 — алевролит; 8 — песчаник.

Среднее содержание бора в глинистой части пород (числитель) и число анализов (знаменатель)

| Типы пород | Фациальные условия | | | |
|---------------------|--------------------|--------------------|------------|----------|
| | нормально-морские | мелководно-морские | прибрежные | лагунные |
| Доломит | 0,0121 | 0,0211 | — | 0,0254 |
| | 91 | 47 | | 2 |
| Доломит глинистый | 0,0267 | 0,0054 | 0,0300 | 0,0655 |
| | 22 | 25 | 1 | 5 |
| Известняк | 0,0434 | 0,0142 | 0,0184 | 0,0195 |
| | 99 | 34 | 6 | 2 |
| Известняк глинистый | 0,0578 | 0,0113 | 0,0420 | 0,0117 |
| | 17 | 7 | 8 | 3 |
| Мергель | 0,0207 | 0,0196 | 0,0244 | 0,0072 |
| | 34 | 10 | 8 | 2 |
| Аргиллит | 0,0317 | 0,0868 | 0,0964 | 0,0235 |
| | 32 | 71 | 40 | 11 |
| Алевролит | 0,0127 | 0,0077 | 0,0096 | 0,0302 |
| | 5 | 19 | 7 | 22 |
| Песчаник | 0,0125 | 0,0050 | 0,0583 | 0,0169 |
| | 2 | 17 | 6 | 19 |
| Все типы пород | 0,0272 | 0,0214 | 0,0399 | 0,0250 |
| | 302 | 230 | 76 | 66 |

Содержание бора в глинистой части породы мало зависит от ее типа. Содержание бора в глинистых фракциях доломита, известняка, мергеля, аргиллита, алевролита и песчаника колеблется в незначительных пределах — от 0,016 до 0,033%. В карбонатных породах содержание бора лишь немного превышает его содержание в терригенных разностях (см. табл. 26). На основании полученных данных автор считает, что принадлежность породы к тому или иному типу не является главным фактором, определяющим содержание бора в ней.

При расчете среднего содержания бора в глинистой части пород, образованных в нормально-морских, морских, мелководных, прибрежно-морских и лагунных бассейнах, установлено, что общей для всех типов пород зависимости между содержанием бора и фациальными условиями не существует (см. табл. 25, рис. 27). Для разных типов пород изменение содержания бора от нормально-морских к мелководным, прибрежным и лагунным условиям имеет разный характер. Содержание бора в глинистой части пород

Таблица 26

Содержание бора в глинистой части разных типов пород палеозоя

| Показатели | Типы пород | | | | | | | | Все типы пород |
|---------------------|------------|-------------------|-----------|---------------------|---------|----------|-----------|----------|----------------|
| | доломит | глинистый доломит | известняк | глинистый известняк | мергель | аргиллит | алевролит | песчаник | |
| Содержание бора в % | 0,027 | 0,028 | 0,033 | 0,028 | 0,016 | 0,018 | 0,019 | 0,026 | 0,025 |
| Число анализов | 219 | 58 | 169 | 73 | 42 | 212 | 56 | 63 | 829 |

всех вместе взятых типов понижается от нормально-морских к мелководным, затем возрастает примерно в 2 раза от мелководно-морских к прибрежным и вновь понижается к лагунным фациям (рис. 28). Подобное поведение бора в пределах морских фациальных условий не согласуется с мнением некоторых исследователей, что содержание бора в глинистой части пород возрастает по мере увеличения солёности вод морского бассейна. Данное явление скорее может быть объяснено влиянием таких факторов, как содержание органического вещества, вещественного состава, дисперсности глинистой фракции и др. Хардер [95] также указывает, что только при учете происхождения слагающего материала, размеров зерен породы и наличии единого поставляющего материал бассейна можно путем срав-

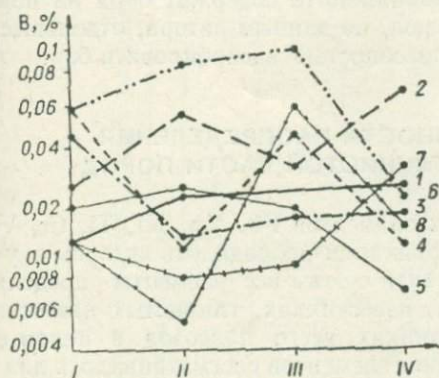


Рис. 27. Изменение среднего содержания бора в зависимости от фаций для разных типов пород:

I — нормально-морская, II — мелководно-морская, III — прибрежная, IV — лагунная.
1 — доломит; 2 — доломит глинистый; 3 — известняк; 4 — известняк глинистый; 5 — мергель; 6 — аргиллит; 7 — алевролит; 8 — песчаник.

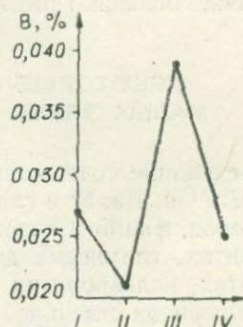


Рис. 28. Изменение среднего содержания бора в зависимости от фаций (усл. обозн. см. рис. 27).

нения содержания бора в различных слоях одной серии осадков определить характер фаций, существовавших во время отложения этих слоев.

Как следует из полученных автором данных, содержание бора в глинистой части различных типов пород в зависимости от возраста изменяется также незначительно. В кембрийское, ордовикское и силурийское время содержание бора колеблется в пределах 0,033—0,038%; в девонское оно снижается до 0,017%, в нижнекаменноугольный период вновь достигает 0,032% (см. табл. 24, рис. 29).

Содержание бора в кембрийское время в карбонатных породах находится в пределах равных таковым для всего палеозоя. В терригенных породах содержание бора в кембрии повышено относительно его среднего содержания в палеозое за счет высокого содержания гидрослюдов. В ордовикское время содержание бора почти по всему ряду типов пород имеет несколько более высокие значения относительно всего палеозоя, за исключением доломита и алевролита. Содержание бора в разных типах пород в силурийское время весьма близко таковому в палеозое. Девонское время характе-

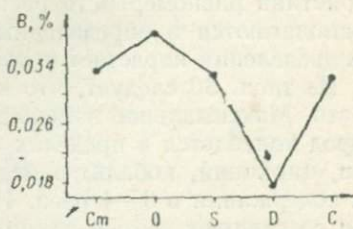


Рис. 29. Изменение среднего содержания бора во времени.

ризуется относительно низким содержанием бора по всему ряду пород (см. рис. 26); его содержание здесь самое низкое как относительно каждого периода отдельно, так и всего палеозойского времени. Пониженное содержание бора в девонское время, очевидно, обуславливается изменением вещественного состава глинистой части пород. На это указывает сходство кривых, отражающих изменение во времени величин $Al_2O_3 : Na_2O$; $K_2O : Na_2O$ и содержания бора (см. рис. 20, 29).

На основании вышеизложенного автор считает, что главным фактором, определяющим содержание бора в глинистой части пород морского генезиса, является способность глинистых минералов поглощать или адсорбировать бор. Наибольшей способностью обладают иллиты (гидрослюда). Минералы группы каолинита и монтмориллонита содержат бора на порядок меньше. В пределах группы гидрослюд, по данным автора, отдельные разновидности также обладают различной способностью адсорбировать бор.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МАЛЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ГЛИНИСТОЙ ЧАСТИ ПОРОД

Исследование содержания малых элементов Pb, Mn, Ni, Ti, Cr, V, Co, Zn, Zr, Cu, Ga, Ba, Sr в глинистых фракциях проводилось автором с учетом типов пород, фаций и возраста. В связи с этим все элементы определялись в доломитах, глинистых доломитах, известняках, глинистых известняках, аргиллитах, алевролитах и песчаниках всего палеозоя в целом и для каждого периода отдельно. Содержание элементов рассматривалось для разных типов пород нормально-морских, мелководно-морских, прибрежных и лагунных фаций. Среднее содержание элементов в изученных образцах приводится в табл. 27—29.

Как следует из табл. 27—29, содержание малых элементов в изученных образцах зависит от типа породы, фациальных условий и возраста. В данном разделе рассматривается степень влияния перечисленных факторов на концентрацию малых элементов в глинистой части пород.

При исследовании зависимости содержания малых элементов от типа породы за единицу измерения этой зависимости принималась характеристика равномерности распределения элемента, которая показывает, во сколько раз максимальное содержание того или иного элемента превышает минимальное значение при изменении его по всему ряду типов пород. Принимался следующий ряд пород: доломит, известняк, глинистый доломит и известняк, мергель, аргиллит, алевролит и песчаник. По величине характеристики равномерности распределения все исследованные нами элементы располагаются в определенный ряд последовательности (неравномерность распределения нарастает к концу ряда) и делятся на три группы (табл. 30).

Из табл. 30 следует, что к первой группе относятся ванадий, барий и титан. Максимальное изменение содержания этих элементов во всех типах пород колеблется в пределах 1—2. Во второй группе объединяются марганец, цирконий, кобальт и медь, характеризующиеся величиной изменения их содержания в 3—4 раза. Никель, цинк, галлий, хром, стронций и свинец составляют третью группу, характеризующуюся величиной изменения содержания от 5 до 9.

Несколько иное распределение содержания малых элементов в глинистой части разных типов пород наблюдается в кембрийское время. В этот период наиболее равномерно по типам пород распределяются ванадий, кобальт и барий. Несколько меньшей равномерностью характеризуются стронций, марганец и цирконий. Титан, галлий, никель, хром, медь, цинк и свинец составляют третью группу, характеризующуюся неравномерным

Среднее содержание малых элементов в глинистой части пород (числитель) и число анализов (знаменатель)

| Типы пород | Малые элементы, % | | | | | | | | | | | | |
|--------------------------------|-------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| | Pb | Mn | Ni | Ti | Cr | V | Co | Zn | Zr | Cu | Ga | Ba | Sr |
| Доломит, глинистый доломит | 0,0015 | 0,0180 | 0,0069 | 0,3070 | 0,0070 | 0,0260 | 0,0024 | 0,0115 | 0,0056 | 0,0092 | 0,0012 | 0,0132 | 0,0310 |
| | 177 | 220 | 219 | 218 | 221 | 209 | 189 | 160 | 147 | 168 | 168 | 38 | 113 |
| Известняк, глинистый известняк | 0,0019 | 0,0190 | 0,0042 | 0,3040 | 0,0064 | 0,0235 | 0,0023 | 0,0175 | 0,0090 | 0,0140 | 0,0025 | 0,0125 | 0,0670 |
| | 225 | 227 | 282 | 279 | 276 | 280 | 263 | 190 | 154 | 207 | 205 | 94 | 89 |
| Аргиллит, алевролит, песчаник | 0,0015 | 0,0380 | 0,0078 | 0,2700 | 0,0073 | 0,0177 | 0,0023 | 0,0108 | 0,0076 | 0,0097 | 0,0018 | 0,0214 | 0,0150 |
| | 162 | 204 | 211 | 213 | 211 | 209 | 205 | 152 | 166 | 174 | 173 | 34 | 53 |
| Все типы пород* | 0,0016 | 0,0258 | 0,0063 | 0,3000 | 0,0070 | 0,0220 | 0,0023 | 0,0123 | 0,0078 | 0,0112 | 0,0019 | 0,0150 | 0,0400 |
| | 627 | 764 | 775 | 774 | 760 | 772 | 716 | 341 | 491 | 593 | 581 | 185 | 271 |

* В том числе мергель.

Среднее содержание малых элементов в глинистой части пород различного генезиса (числитель) и число анализов (знаменатель)

| Фа-ци-аль-ные усло-вия | Типы пород | Малые элементы, % | | | | | | | | | | | | |
|------------------------|-------------------------------------|----------------------|----------------------|----------------------|----------------------|----------------------|----------------------|----------------------|----------------------|----------------------|----------------------|----------------------|---------------------|---------------------|
| | | Pb | Mn | Ni | Ti | Cr | V | Co | Zn | Zr | Cu | Ga | Ba | Sr |
| Нормально-морские | Доломит, глини- стый доломит | $\frac{0,0015}{72}$ | $\frac{0,2100}{93}$ | $\frac{0,0047}{91}$ | $\frac{0,3070}{91}$ | $\frac{0,0072}{85}$ | $\frac{0,0143}{92}$ | $\frac{0,0024}{83}$ | $\frac{0,0164}{65}$ | $\frac{0,0057}{61}$ | $\frac{0,0096}{69}$ | $\frac{0,0011}{67}$ | $\frac{0,0123}{22}$ | $\frac{0,0207}{56}$ |
| | Известняк, глини- стый известняк | $\frac{0,0009}{153}$ | $\frac{0,0160}{197}$ | $\frac{0,0036}{199}$ | $\frac{0,3300}{201}$ | $\frac{0,0047}{200}$ | $\frac{0,0123}{202}$ | $\frac{0,0012}{180}$ | $\frac{0,0190}{125}$ | $\frac{0,0090}{113}$ | $\frac{0,0102}{131}$ | $\frac{0,0025}{127}$ | $\frac{0,0120}{38}$ | $\frac{0,0060}{32}$ |
| | Аргиллит, алевро- лит, песчаник | $\frac{0,0003}{62}$ | $\frac{0,0180}{64}$ | $\frac{0,0056}{64}$ | $\frac{0,2600}{63}$ | $\frac{0,0046}{64}$ | $\frac{0,0213}{64}$ | $\frac{0,0030}{61}$ | $\frac{0,0150}{56}$ | $\frac{0,0087}{45}$ | $\frac{0,0130}{59}$ | $\frac{0,0023}{61}$ | — | — |
| | Все типы пород | $\frac{0,0008}{287}$ | $\frac{0,0185}{354}$ | $\frac{0,0047}{354}$ | $\frac{0,3006}{354}$ | $\frac{0,0053}{349}$ | $\frac{0,0163}{355}$ | $\frac{0,0022}{324}$ | $\frac{0,0168}{246}$ | $\frac{0,0080}{219}$ | $\frac{0,0111}{259}$ | $\frac{0,0021}{255}$ | $\frac{0,0121}{60}$ | $\frac{0,0139}{58}$ |
| Мелководно-морские | Доломит, глини- стый доломит | $\frac{0,0009}{59}$ | $\frac{0,0098}{63}$ | $\frac{0,0034}{62}$ | $\frac{0,2800}{64}$ | $\frac{0,0054}{62}$ | $\frac{0,0137}{64}$ | $\frac{0,0042}{58}$ | $\frac{0,0180}{55}$ | $\frac{0,0073}{57}$ | $\frac{0,0070}{60}$ | $\frac{0,0008}{59}$ | $\frac{0,0150}{18}$ | $\frac{0,0185}{46}$ |
| | Известняк, глини- стый известняк | $\frac{0,0012}{51}$ | $\frac{0,0097}{66}$ | $\frac{0,0052}{68}$ | $\frac{0,3300}{67}$ | $\frac{0,0029}{57}$ | $\frac{0,0138}{56}$ | $\frac{0,0013}{51}$ | $\frac{0,0200}{60}$ | $\frac{0,0097}{49}$ | $\frac{0,0109}{48}$ | $\frac{0,0026}{49}$ | $\frac{0,0120}{3}$ | $\frac{0,0145}{3}$ |
| | Аргиллит, алевро- лит, песчаник | $\frac{0,0026}{18}$ | $\frac{0,0285}{18}$ | $\frac{0,0082}{18}$ | $\frac{0,4300}{18}$ | $\frac{0,0024}{18}$ | $\frac{0,0170}{18}$ | $\frac{0,0030}{17}$ | $\frac{0,0330}{11}$ | $\frac{0,0107}{18}$ | $\frac{0,0146}{18}$ | $\frac{0,0041}{17}$ | — | — |
| | Все типы пород | $\frac{0,0017}{128}$ | $\frac{0,0168}{147}$ | $\frac{0,0059}{148}$ | $\frac{0,3565}{149}$ | $\frac{0,0033}{137}$ | $\frac{0,0160}{138}$ | $\frac{0,0028}{126}$ | $\frac{0,0246}{126}$ | $\frac{0,0094}{121}$ | $\frac{0,0113}{126}$ | $\frac{0,0027}{125}$ | $\frac{0,0135}{21}$ | $\frac{0,0166}{49}$ |
| Прибрежные | Доломит, глини- стый доломит | — | $\frac{0,0066}{1}$ | $\frac{0,0044}{1}$ | $\frac{0,2000}{1}$ | $\frac{0,0260}{1}$ | $\frac{0,0140}{1}$ | $\frac{0,0025}{1}$ | — | — | — | — | $\frac{0,0079}{1}$ | $\frac{0,0014}{1}$ |
| | Известняк, глини- стый известняк | $\frac{0,0005}{15}$ | $\frac{0,0420}{26}$ | $\frac{0,0030}{25}$ | $\frac{0,3500}{25}$ | $\frac{0,0041}{25}$ | $\frac{0,0131}{26}$ | $\frac{0,0016}{23}$ | $\frac{0,0105}{9}$ | $\frac{0,0103}{8}$ | $\frac{0,0104}{8}$ | $\frac{0,0031}{8}$ | $\frac{0,0136}{12}$ | $\frac{0,0330}{11}$ |
| | Аргиллит, алевро- лит, песчаник | $\frac{0,0024}{53}$ | $\frac{0,0407}{77}$ | $\frac{0,0045}{80}$ | $\frac{0,3500}{79}$ | $\frac{0,0060}{77}$ | $\frac{0,0160}{89}$ | $\frac{0,0019}{67}$ | $\frac{0,0160}{46}$ | $\frac{0,0115}{40}$ | $\frac{0,0015}{48}$ | $\frac{0,0029}{48}$ | $\frac{0,0200}{40}$ | $\frac{0,0141}{25}$ |
| | Все типы пород | $\frac{0,0014}{68}$ | $\frac{0,0371}{103}$ | $\frac{0,0039}{105}$ | $\frac{0,3286}{104}$ | $\frac{0,0081}{103}$ | $\frac{0,0148}{117}$ | $\frac{0,0018}{90}$ | $\frac{0,0132}{55}$ | $\frac{0,0109}{48}$ | $\frac{0,0109}{56}$ | $\frac{0,0020}{56}$ | $\frac{0,0156}{52}$ | $\frac{0,0221}{37}$ |
| Лагунные | Доломит, глини- стый доломит | $\frac{0,0020}{7}$ | $\frac{0,0230}{20}$ | $\frac{0,0066}{19}$ | $\frac{0,2250}{18}$ | $\frac{0,0076}{20}$ | $\frac{0,0150}{19}$ | $\frac{0,0045}{20}$ | $\frac{0,0180}{6}$ | $\frac{0,0104}{7}$ | $\frac{0,0174}{7}$ | $\frac{0,0037}{7}$ | $\frac{0,0166}{12}$ | $\frac{0,0160}{11}$ |
| | Известняк, глини- стый известняк | $\frac{0,0004}{6}$ | $\frac{0,0230}{11}$ | $\frac{0,0056}{11}$ | $\frac{0,2600}{11}$ | $\frac{0,0045}{10}$ | $\frac{0,0144}{11}$ | $\frac{0,0021}{11}$ | $\frac{0,0108}{7}$ | $\frac{0,0109}{6}$ | $\frac{0,0090}{7}$ | $\frac{0,0023}{7}$ | $\frac{0,0181}{4}$ | $\frac{0,0200}{4}$ |
| | Аргиллит, алевро- лит, песчаник | $\frac{0,0007}{20}$ | $\frac{0,0090}{37}$ | $\frac{0,0090}{40}$ | $\frac{0,2400}{40}$ | $\frac{0,0107}{39}$ | $\frac{0,0160}{40}$ | $\frac{0,0015}{40}$ | $\frac{0,0053}{36}$ | $\frac{0,0046}{38}$ | $\frac{0,0041}{34}$ | $\frac{0,0040}{40}$ | — | $\frac{0,0150}{32}$ |
| | Все типы пород | $\frac{0,0007}{33}$ | $\frac{0,0207}{68}$ | $\frac{0,0073}{70}$ | $\frac{0,2534}{69}$ | $\frac{0,0064}{69}$ | $\frac{0,0146}{80}$ | $\frac{0,0022}{71}$ | $\frac{0,0095}{49}$ | $\frac{0,0081}{51}$ | $\frac{0,0080}{48}$ | $\frac{0,0030}{54}$ | $\frac{0,0179}{16}$ | $\frac{0,0655}{47}$ |

Среднее содержание малых элементов в глинистой части пород разного возраста (числитель) и число анализов (знаменатель)

| Типы пород | Малые элементы, % | | | | | | | | | | | | |
|--------------------------------------|-------------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|--------------|---------------|
| | Pb | Mn | Ni | Ti | Cr | V | Co | Zn | Zr | Cu | Ga | Ba | Sr |
| Кембрий | | | | | | | | | | | | | |
| Доломит, доломит глинистый | 0,0014 126 | 0,0147 137 | 0,0049 137 | 0,2977 137 | 0,0061 138 | 0,0140 127 | 0,0016 122 | 0,0130 125 | 0,0056 125 | 0,0080 129 | 0,0010 129 | 0,0103 10 | 0,0210 88 |
| Известняк, известняк глинистый | 0,0030 49 | 0,0192 55 | 0,0082 54 | 0,3187 52 | 0,0041 54 | 0,0218 54 | 0,0017 52 | 0,0186 48 | 0,0084 41 | 0,0121 54 | 0,0026 51 | 0,0210 5 | 0,0106 6 |
| Аргиллит, алевролит, песчаник | 0,0003 41 | 0,077 63 | 0,0107 67 | 0,1056 68 | 0,0100 67 | 0,0177 67 | 0,0020 67 | 0,0038 53 | 0,0050 62 | 0,0041 61 | 0,0038 61 | 0,0270 10 | 0,0147 33 |
| Все типы пород* | 0,0013 217 | 0,0120 257 | 0,0081 260 | 0,2064 259 | 0,0067 261 | 0,0170 250 | 0,0020 243 | 0,0098 228 | 0,0062 228 | 0,0078 246 | 0,0026 243 | 0,0214 25 | 0,0154 127 |
| Ордовик | | | | | | | | | | | | | |
| Доломит, доломит глинистый | 0,0009 24 | 0,0250 56 | 0,0091 55 | 0,2354 54 | 0,0085 56 | 0,0187 55 | 0,0031 54 | 0,0055 23 | 0,0055 11 | 0,0115 27 | 0,0013 27 | 0,0177 27 | 0,0188 24 |
| Известняк, известняк глинистый | 0,0016 49 | 0,0175 62 | 0,0027 65 | 0,2771 64 | 0,0059 63 | 0,0117 65 | 0,0015 64 | 0,0270 31 | 0,0082 27 | 0,0090 35 | 0,0016 34 | 0,0165 25 | 0,0063 22 |
| Аргиллит, алевролит, песчаник | 0,0005 34 | 0,0238 48 | 0,0043 48 | 0,3239 47 | 0,0104 47 | 0,0210 47 | 0,0027 47 | 0,0120 23 | 0,0088 27 | 0,0090 28 | 0,0027 28 | 0,0160 14 | 0,0100 13 |
| Все типы пород* | 0,0008 125 | 0,0202 180 | 0,0048 182 | 0,270 180 | 0,0083 180 | 0,0170 192 | 0,0023 179 | 0,0110 81 | 0,0075 69 | 0,0098 95 | 0,0020 94 | 0,0164 76 | 0,0298 66 |
| Силур | | | | | | | | | | | | | |
| Доломит, доломит глинистый | 0,0019 26 | 0,0085 26 | 0,0026 26 | 0,2496 26 | 0,0041 26 | 0,0148 26 | 0,0012 12 | 0,0102 10 | 0,0114 10 | 0,0122 11 | 0,0021 11 | 0,0072 1 | 0,0043 1 |
| Известняк, известняк глинистый | 0,0021 81 | 0,0183 111 | 0,0047 114 | 0,2980 114 | 0,0073 110 | 0,0186 112 | 0,0022 99 | 0,0163 66 | 0,0077 41 | 0,0172 69 | 0,0025 70 | 0,0155 29 | 0,0102 26 |
| Аргиллит, алевролит, песчаник | 0,0005 17 | 0,0188 17 | 0,0022 16 | 0,2177 17 | 0,0018 17 | 0,0191 16 | 0,0005 15 | 0,0136 12 | 0,0067 13 | 0,0088 16 | 0,0013 16 | — | — |
| Все типы пород* | 0,0014 145 | 0,0141 177 | 0,0032 179 | 0,2600 180 | 0,0046 165 | 0,0170 177 | 0,0013 146 | 0,0130 101 | 0,0083 72 | 0,0128 109 | 0,0020 100 | 0,0120 39 | 0,0070 36 |
| Девон | | | | | | | | | | | | | |
| Доломит, доломит глинистый | 0,0010 10 | 0,0100 10 | 0,0028 10 | 0,2800 10 | 0,0010 10 | 0,0200 10 | 0,0010 10 | 0,0012 10 | — | 0,0200 10 | 0,0020 10 | — | — |
| Известняк, известняк глинистый | 0,0016 46 | 0,0190 49 | 0,0035 49 | 0,4411 49 | 0,0016 49 | 0,0158 49 | 0,0014 48 | 0,0200 47 | 0,0109 45 | 0,0135 49 | 0,0041 50 | — | — |
| Аргиллит, алевролит, песчаник | 0,0011 70 | 0,0256 76 | 0,0029 80 | 0,2948 81 | 0,0020 80 | 0,0126 79 | 0,0016 76 | 0,0220 61 | 0,0116 64 | 0,0147 69 | 0,0026 68 | 0,0125 10 | 0,0075 17 |
| Все типы пород* | 0,0011 140 | 0,0203 150 | 0,0034 154 | 0,4400 155 | 0,0031 154 | 0,012 153 | 0,0017 148 | 0,0210 131 | 0,0112 122 | 0,0147 143 | 0,0030 144 | 0,0121 45 | 0,0054 42 |

* В том числе мергель.

Таблица 30

Ряд равномерности распределения элементов по типам пород в палеозое

| Элементы | V | Ba | Ti | Mn | Zr | Co | Cu | Ni | Zn | Ga | Cr | Sr | Pb |
|-----------------------------|---|----|----|----|----|----|----|-----|----|----|----|----|----|
| Равномерность распределения | 1 | 2 | 2 | 3 | 4 | 4 | 4 | 5 | 5 | 5 | 7 | 8 | 9 |
| № группы . . . | I | | | II | | | | III | | | | | |

Таблица 31

Ряд равномерности распределения малых элементов по типам пород в кембрии

| Элементы | V | Co | Ba | Sr | Mn | Zr | Ti | Ga | Ni | Cr | Cu | Zn | Pb |
|-----------------------------|---|----|----|----|----|----|----|-----|----|----|----|----|----|
| Равномерность распределения | 1 | 1 | 2 | 3 | 4 | 4 | 5 | 6 | 6 | 7 | 7 | 9 | 10 |
| № группы . . . | I | | | II | | | | III | | | | | |

Таблица 32

Ряд равномерности распределения малых элементов по типам пород в ордовике

| Элементы | Ti | Ba | V | Mn | Co | Cr | Cu | Zr | Zn | Ga | Ni | Pb | Sr |
|-----------------------------|----|----|---|----|----|----|----|-----|----|----|----|----|----|
| Равномерность распределения | 2 | 2 | 2 | 2 | 4 | 5 | 5 | 6 | 7 | 7 | 9 | 11 | 18 |
| № группы . . . | I | | | II | | | | III | | | | | |

Таблица 33

Ряд равномерности распределения малых элементов по типам пород в силуре

| Элементы | Ti | V | Ba | Cu | Ni | Mn | Zr | Zn | Ga | Cr | Sr | Co | Pb |
|-----------------------------|----|---|----|----|----|----|-----|----|----|----|----|----|----|
| Равномерность распределения | 1 | 1 | 3 | 3 | 3 | 4 | 5 | 6 | 6 | 6 | 7 | 9 | 10 |
| № группы . . . | I | | II | | | | III | | | | | | |

Таблица 34

Ряд равномерности распределения малых элементов по типам пород в девоне

| Элементы | Zr | Zn | V | Cu | Ni | Mn | Co | Ti | Ga | Ba | Pb | Sr | Cr |
|-----------------------------|-----|-----|---|----|----|----|----|----|----|----|----|----|-----|
| Равномерность распределения | 0,1 | 0,5 | 1 | 1 | 2 | 2 | 2 | 3 | 3 | 3 | 4 | 4 | 10 |
| № группы . . . | I | | | | | | II | | | | | | III |

распределением по типам пород. Распределение элементов по типам пород в кембрийский период представлено в табл. 31.

В ордовикских отложениях абсолютные значения, характеризующие равномерность распределения элементов, имеют иную величину, однако последовательность элементов в ряду остается близкой таковой для палеозоя в целом. В первую группу элементов входят титан, барий, ванадий и марганец. Вторую группу представляет кобальт. К третьей группе относятся хром, медь, цирконий, цинк, галлий, никель, свинец, стронций (табл. 32).

В силурийских отложениях по-прежнему количественно равномерно распределяются титан, ванадий. Вторую группу элементов составляют барий, никель, медь и марганец. Остающиеся исследованные элементы составляют третью группу (табл. 33).

Девонский период отличается от всех предыдущих и от палеозойского времени в целом чрезвычайной равномерностью распределения малых элементов по типам пород. Ряд равномерности распределения элементов по типам пород в девонское время значительно отличается от рядов других периодов и палеозоя в целом. Элементы цирконий, цинк, ванадий, медь, никель, марганец, кобальт составляют первую группу. Во вторую группу входят титан, галлий, барий, свинец и стронций. Хром относится к третьей группе (табл. 34).

Как следует из вышеприведенного, в глинистой части отложений палеозойского возраста содержание малых элементов в значительной мере обуславливается петрографическим типом породы. В наименьшей мере влиянию данного фактора подвержены концентрации ванадия, титана, бария, для которых максимальное и минимальное содержание по всему ряду рассмотренных типов пород изменяется только в два раза. В более значительной мере типом породы определяется содержание никеля, цинка, галлия, хрома, стронция и свинца. Их максимальное и минимальное содержание отличается в 4—18 раз. Цирконий, марганец, кобальт, медь занимают промежуточное положение; их максимальное содержание превышает минимальное в 3—4 раза. Более равномерно малые элементы распределены по трем основным петрографическим типам пород (доломиты, известняки и терригенные разности). По данному ряду пород содержание титана, кобальта, хрома, меди, бария, свинца, галлия, цинка, ванадия изменяется не более чем в два раза. Содержание стронция, марганца, никеля и циркония колеблется в пределах 3—6 (рис. 30).

Среднее содержание исследованных элементов изменяется различно в зависимости от фациальных условий образования осадка. Содержание ванадия, титана, циркония, кобальта и меди практически остается постоянным в нормально-морских, мелководно-морских, прибрежных и лагунных осадках (рис. 31—33). Среднее содержание указанных элементов, за исклю-

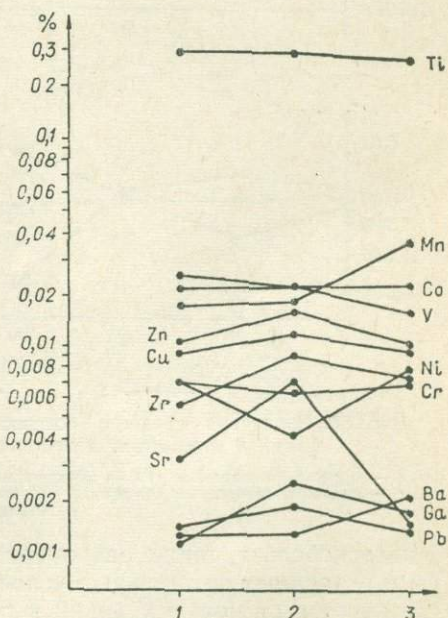


Рис. 30. Изменение среднего содержания малых элементов по типам пород: 1 — доломиты; 2 — известняки; 3 — терригенные разности.

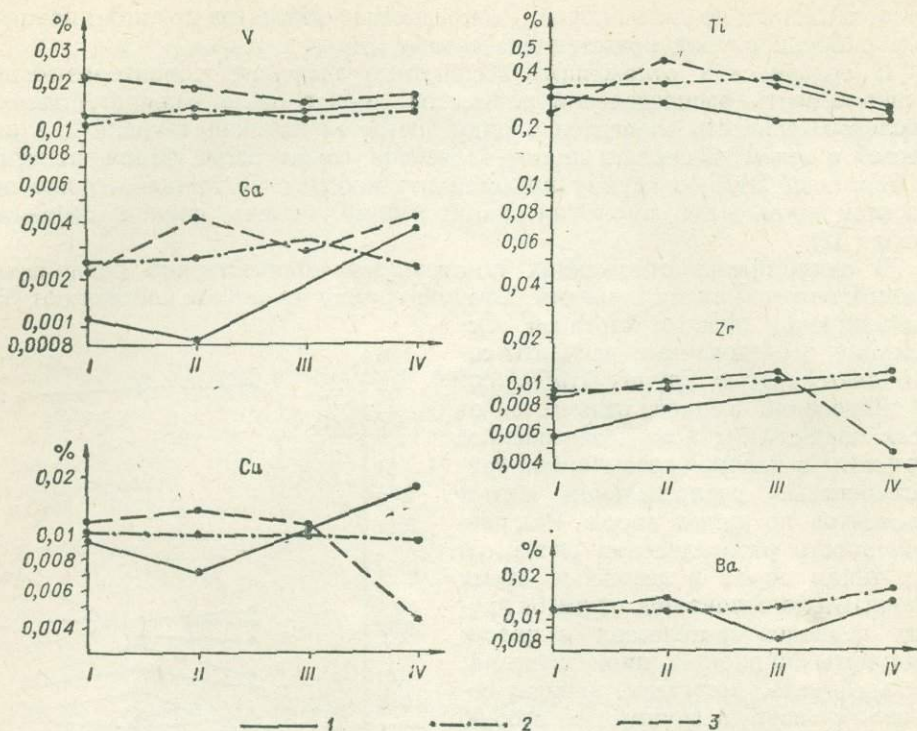


Рис. 31. Изменение среднего содержания V, (Ga, Ti, Zr, Cu, Ba в зависимости от фаций в доломитах, известняках и терригенных разностях пород:

I — нормально-морская; II — мелководно-морская; III — прибрежная; IV — лагунная;
1 — доломит, глинистый доломит; 2 — известняк, глинистый известняк; 3 — аргиллит, алевролит, песчаник.

чением кобальта, также равномерно распределяется по каждому типу породы в различных фациальных условиях. Содержание галлия, никеля, бария повышается от морских фаций к прибрежным и лагунным. Свинец и цинк характеризуются пониженным содержанием в прибрежно-морских и лагунных фациях и более высоким — в морских. Следует отметить, что содержание Mn, Pb, Sr и отчасти Zn различно меняется по фациям в зависимости от типов пород (см. рис. 32, 33).

Таким образом, исследованные малые элементы делятся на две группы. К первой группе относятся элементы, содержание которых в глинистой части пород в меньшей степени зависит от типа породы и от фациальных условий. Распределение элементов второй группы в значительной мере определяется типом породы и фациальными условиями (удаленностью от берега). Возможно, что элементы первой группы связываются с глинистыми частицами в основной своей массе еще в профиле выветривания и на путях миграции (Ti, Zr, Ga). Вторая группа элементов адсорбируется глинистыми минералами преимущественно в морских бассейнах осадконакопления (Sr, Mn, Pb). Но при этом равномерность распределения элемента по типам пород и фациям не может однозначно служить указанием, что данный элемент входит в решетку глинистых минералов в профиле выветривания или на путях миграции. Так, например, ванадий, равномерно распределенный как по типам пород, так и по фациям (в пределах морских фаций), адсорбируется глинистыми минералами в бассейне осадконакопления (см. рис. 31, 33). Цинк и медь характеризуются более повышенным содержанием в нормально-морских отложениях, что указывает на поступление их в ре-

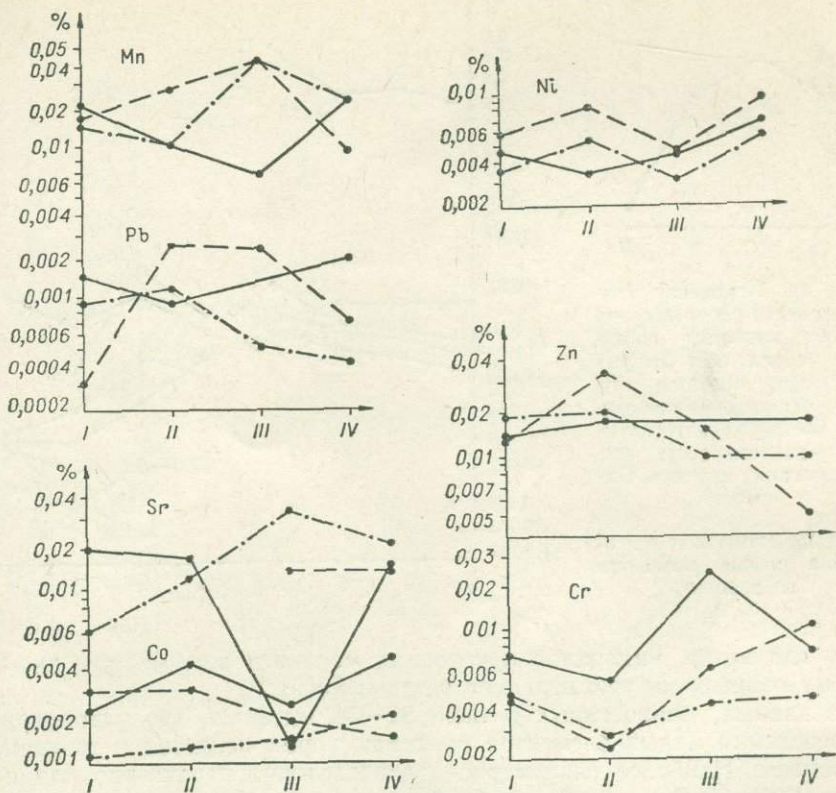


Рис. 32. Изменение среднего содержания Mn, Pb, Ni, Zn, Cr, Sr, Co в зависимости от фаций в доломитах, известняках и терригенных разностях пород (усл. обозн. см. рис. 31).

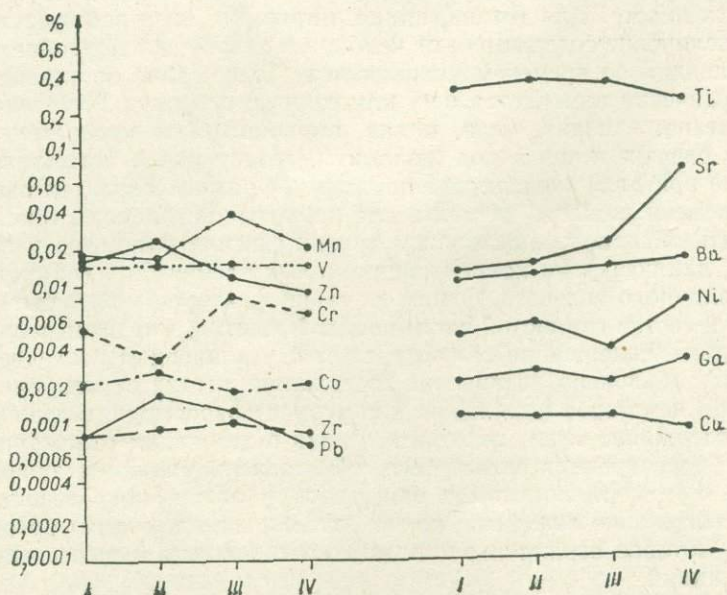


Рис. 33. Изменение среднего содержания малых элементов в зависимости от фациальных условий (усл. обозн. см. рис. 31).

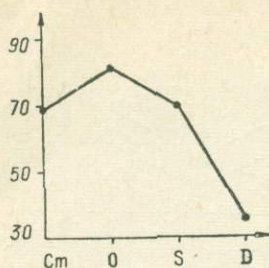


Рис. 34. Изменение равномерности распределения малых элементов по типам пород для разных периодов палеозоя. По оси ординат показана сумма чисел, характеризующих равномерность распределения каждого элемента.

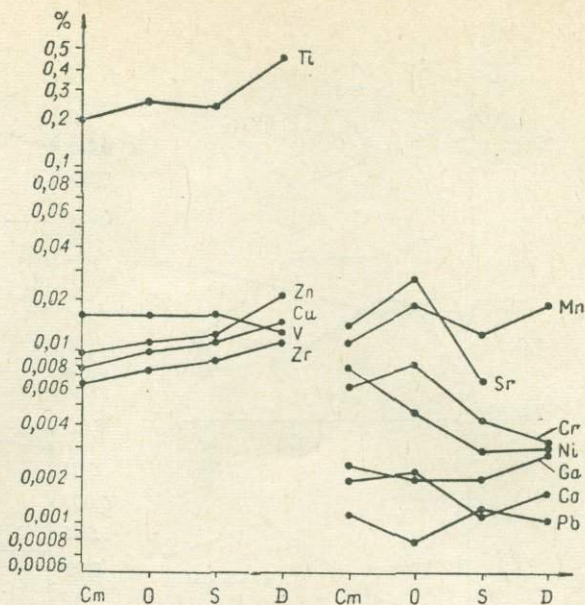


Рис. 35. Изменение содержания малых элементов во времени.

шетку глинистых минералов в условиях морского режима (см. рис. 33). К этому вопросу мы еще вернемся в дальнейшем.

Из данных, приведенных в табл. 31—34 вытекает, что равномерность распределения малых элементов по типам пород меняется в зависимости от времени. Наиболее равномерное распределение характерно для пород девонского возраста, затем кембрийского, силурийского и ордовикского (рис. 34). Кроме того, было рассчитано среднее содержание малых элементов в глинистой части пород в зависимости от времени. На рис. 35 показано изменение содержания каждого элемента в глинистой части всех типов пород взятых вместе. Для титана, цинка, циркония, меди наблюдается постепенное увеличение содержания от кембрия к девону; концентрация никеля, хрома, ванадия со временем уменьшается. Содержание остальных элементов периодически изменяется в ту или другую сторону. Изменение содержания титана, ванадия, меди, цинка, циркония было прослежено во времени для разных типов пород (доломиты, известняки и аргиллиты). Установленные при этом зависимости показывают разный характер распределения во времени каждого элемента для каждого типа породы (рис. 36). Это может быть объяснено наложением других факторов (помимо типов пород и фаций), влияющих на концентрацию малых элементов в глинистой части пород различного возраста. Одним из таких факторов может быть минералогический состав глинистой части пород. Известно, что титан тесно связан с каолинитом, содержание его возрастает с увеличением последнего. Этим может быть объяснено увеличение содержания титана от кембрия к ордовику, затем некоторое понижение к силуру и возрастание в девоне. Повышенное содержание меди, циркония, цинка в девонских отложениях относительно более древних может быть обусловлено наличием значительных количеств монтмориллонитовых минералов в отложениях девона. Кроме того, на содержание ванадия и цинка большое влияние имеет органическое вещество, которое ограничивает подвижность ванадия и способствует растворению цинка.

И наконец, автором сделана попытка установить влияние химического выветривания на континенте на концентрацию малых элементов в глини-

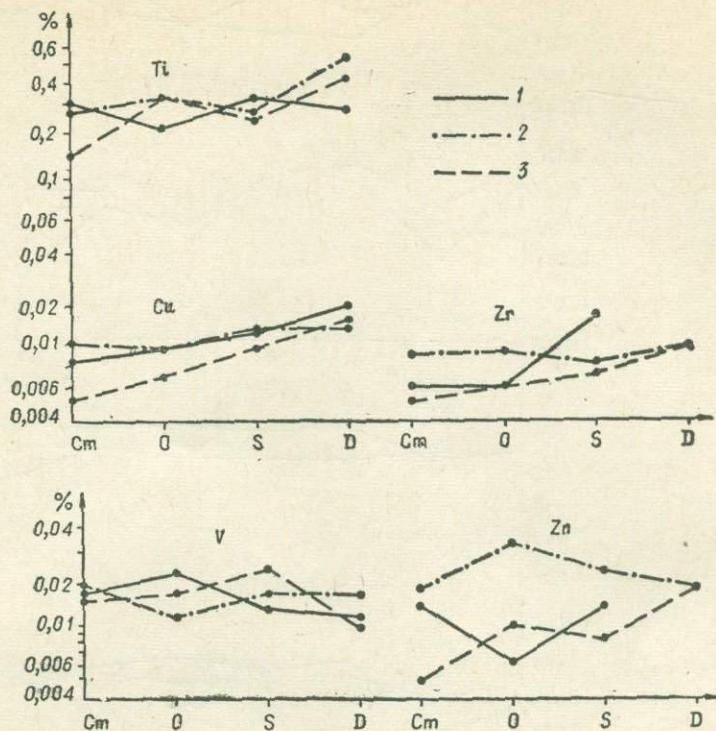


Рис. 36. Изменение среднего содержания элементов Ti, Cu, Zr, V, Zn в зависимости от времени для разных типов пород.

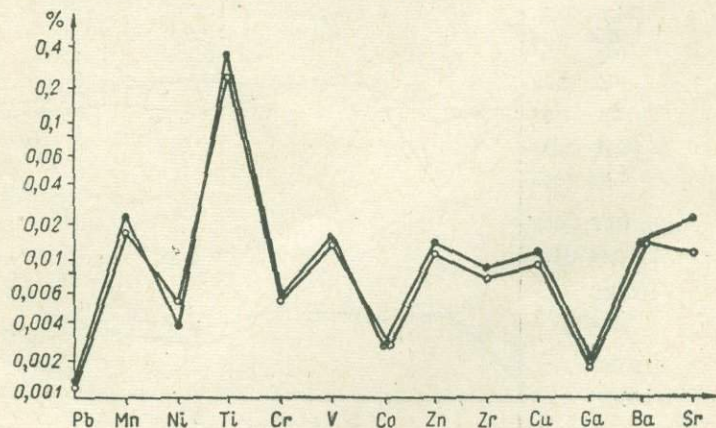


Рис. 37. Содержание малых элементов в породах различной зрелости: — более зрелые; ○ — менее зрелые.

той части пород. С этой целью было рассчитано среднее содержание элементов в породах с более или менее зрелым глинистым веществом. Разделение глинистой части пород на две группы по характеру зрелости было проведено на основании характеристик, принятых автором. К наиболее зрелым отнесены такие глинистые фракции, которые находятся в толщах пород с повышенной зрелостью, т. е. имеют наибольшие значения индекса зрелости $Al_2O_3 : Na_2O$ и величины $K_2O : Na_2O$. Следует отметить, что в обеих

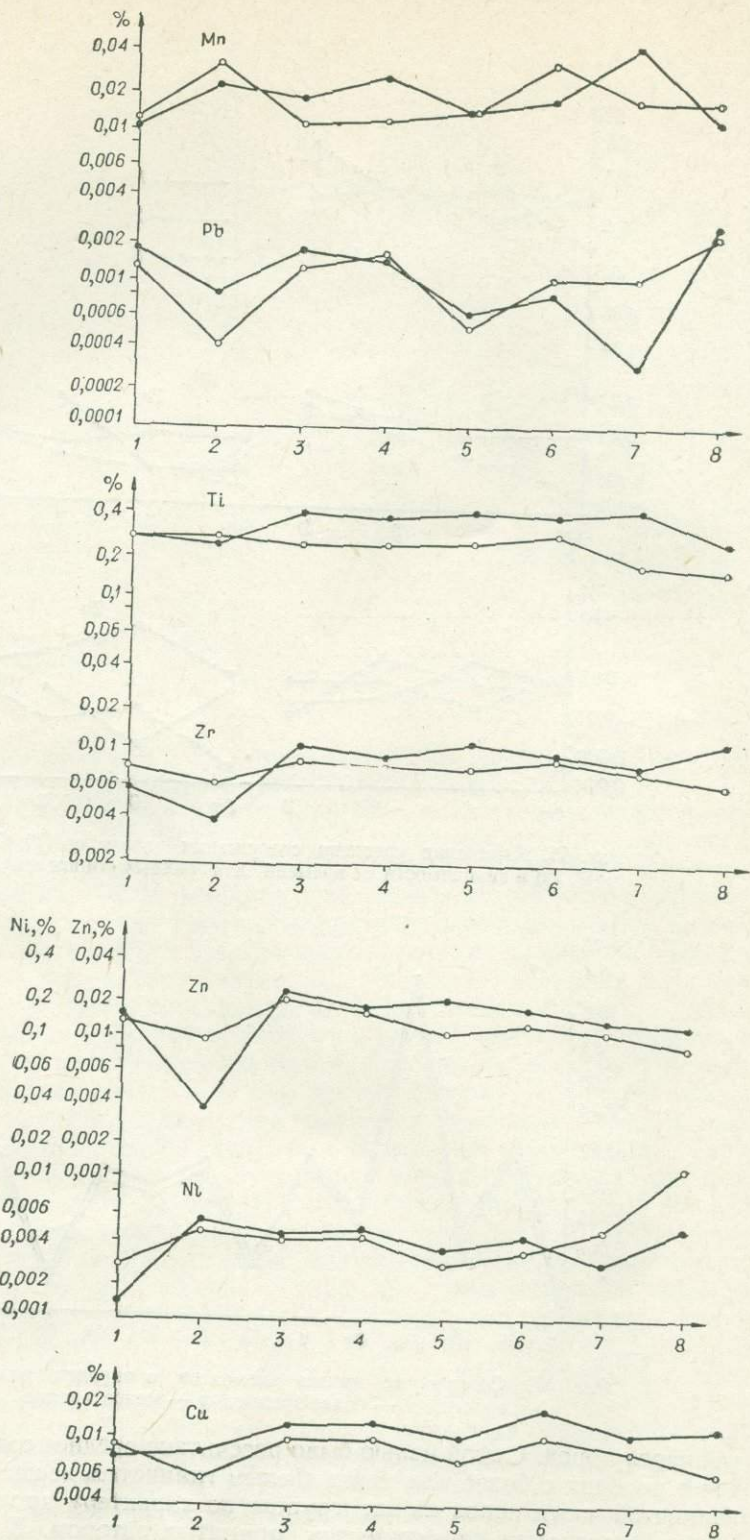
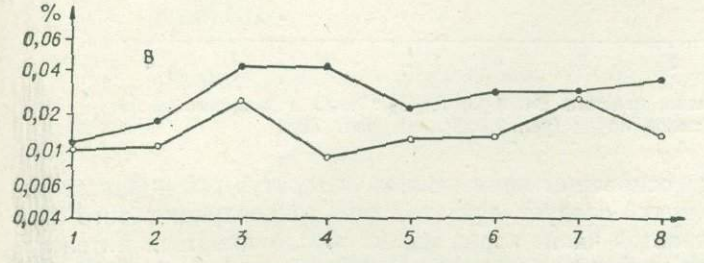
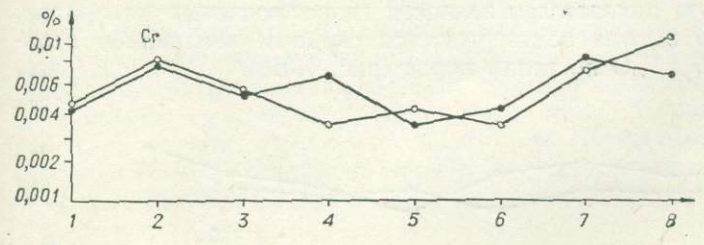
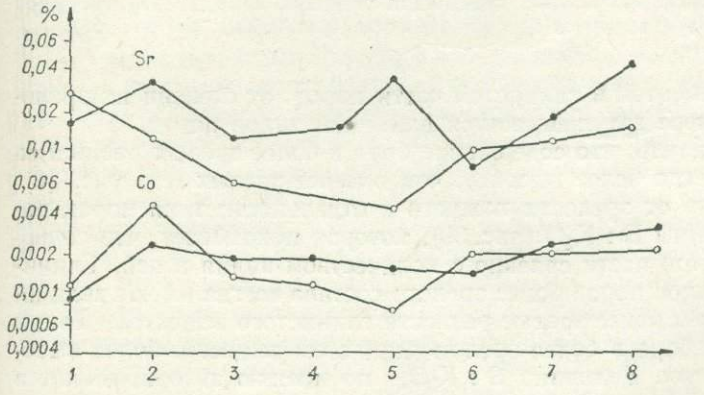
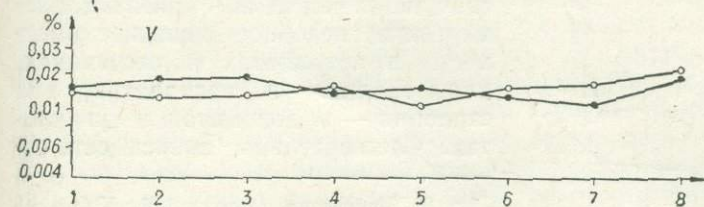
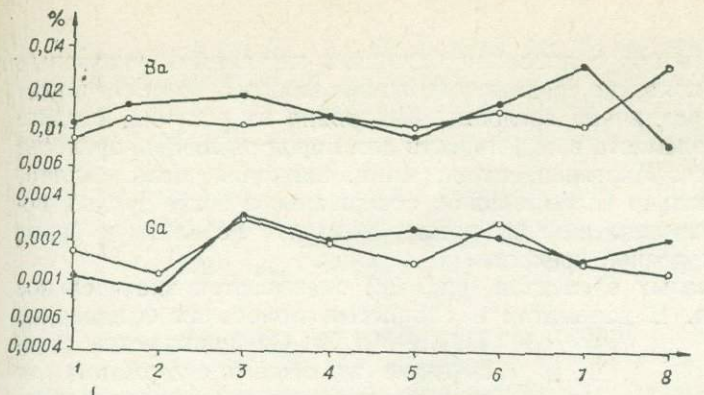


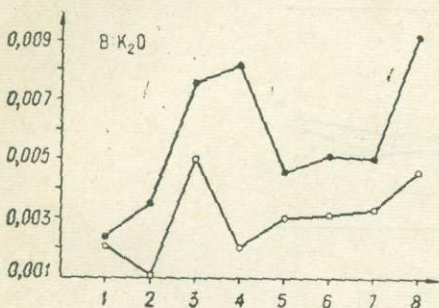
Рис. 38. Изменение содержания Mn, Pb, Ti, Zr, Zn, Ni, Cu, Ba, Ga, V, 1 — доломит; 2 — глинистый доломит; 3 — известняк; 4 — глинистый известняк; 5 — известняк; 6 — известняк; 7 — известняк; 8 — более зрелые породы



Sr, Co, Cr, B в зависимости от типов пород и их различной зрелости:
 вестняк; 4 — мергель; 6 — аргиллит; 7 — алевролит; 8 — песчаник;
 ○ — менее зрелые разновидности пород.

группах имеются разности с довольно близкими значениями указанных величин. На рис. 37 показано среднее содержание каждого элемента в глинистой части пород различной зрелости. Как видно из рисунка, среднее содержание каждого элемента в отдельности для пород различной зрелости очень мало отличается. Марганец, титан, цинк, цирконий, медь, галлий, стронций имеют несколько более высокое содержание в более зрелых породах. Содержание свинца, никеля, хрома, ванадия, кобальта и бария одинаково в породах разной зрелости.

На содержании малых элементов (рис. 38) сказывается значительное влияние типов пород. В доломитах и глинистых доломитах содержание



Ti, Zn, Mn, Zr, Ga понижается относительно их общего содержания во всех типах пород вместе взятых. Для марганца подобное явление имеет место в аргиллитах и песчаниках, для галлия — в аргиллитах, для стронция — в доломитах и аргиллитах. Следовательно, зависимость со-

Рис. 39. Изменение величины В : К₂О в зависимости от типов пород и их различной зрелости (усл. обозн. см. рис. 38).

держания малых элементов в глинистой части пород от степени их зрелости в значительной мере затушевывается влиянием типов пород.

Следует особо отметить, что содержание бора в более зрелых разностях всех типов пород всегда более высокое, чем в менее зрелых (см. рис. 38). Такая же зависимость от зрелости каждого в отдельности типа пород наблюдается для величины В : К₂О (рис. 39), которая показывает, что содержание бора в глинистой части связано с количеством калия в ней. Глинистые фракции всех типов пород более зрелого состава всегда имеют величину В : К₂О больше, чем менее зрелые разности глинистого вещества. Таким образом, содержание бора в более зрелом глинистом веществе более высокое относительно калия. Величина В : К₂О, по мнению автора, может в какой-то мере служить показателем зрелости гидрослюдистых минералов. Правильность такого вывода подтверждается сходным изменением величин Al₂O₃ : Na₂O и В : К₂О по типам пород (рис. 40).

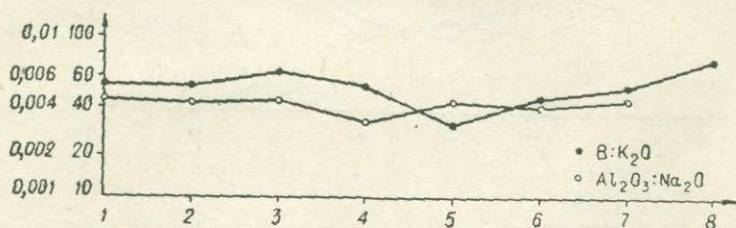


Рис. 40. Изменение величин В : К₂О; Al₂O₃ : Na₂O в зависимости от типов пород (усл. обозн. см. рис. 38).

Таким образом, на основании приведенных литературных и наших экспериментальных данных следует считать, что концентрация того или иного элемента в глинистой части пород может обуславливаться интенсивностью химического выветривания на суше, характером осадконакопления в бассейне, химическими и энергетическими свойствами самих элементов. При этом для каждого элемента или группы элементов решающее значение

имеют разные факторы. Чрезвычайно сложные зависимости между концентрацией малых элементов в глинистой части пород и условиями осадконакопления являются предметом дальнейших исследований автора. Данные вопросы предполагается решить с применением математики.

ОТНОШЕНИЕ МАЛЫХ ЭЛЕМЕНТОВ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ УСЛОВИЙ ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ

В настоящее время выявлены лишь некоторые особенности распределения бора, галлия, ванадия, циркония, титана в глинистой части пород, позволяющие в какой-то мере интерпретировать условия осадконакопления. Как отмечалось выше, содержание малых элементов в глинистой фракции в значительной мере может зависеть от многочисленных факторов, из которых не все могут быть учтены нами. С целью устранения влияния этих «посторонних» факторов, при изучении некоторых условий осадкообразования были использованы не содержания отдельных элементов, а их отношения. При выборе элементов учитывались их геохимические особенности, генетические связи, а также некоторые факторы, в наибольшей степени влияющие на поведение этих элементов в зоне гипергенеза. Известно, что алюминий и галлий являются геохимически и генетически родственными элементами. Между ними в профиле выветривания наблюдается строгая согласованность, и только при чрезвычайно сильном выщелачивании величина $Al : Ga$ по профилю выветривания возрастает (наиболее полная характеристика этих элементов приведена выше). В морском бассейне соответствующее соотношение алюминия и галлия, прочно связанных в структурной решетке глинистых минералов, существенно не меняется. Коэффициент корреляции в осадочных породах для алюминия и галлия равен $+0,58$ (Мигдисов и др. [50]). Подобное поведение алюминия и галлия в зоне гипергенеза дает основание считать относительное изменение величины $Al : Ga$ в вертикальном профиле осадочных пород показателем интенсивности выветривания, происходящего на континенте в период образования глинистых минералов (Акульшина и др. [9]).

Как отмечалось выше, коллоидные окислы титана сопутствуют алюминию и накапливаются в высокоглиноземистых осадках. В осадочных породах отношение окиси титана и глинозема постоянно равно $4 : 100$ и возрастает только в каолинитах. Так же, как для алюминия и галлия, в осадочном процессе наблюдается тесная связь между алюминием и титаном, галлием и титаном, галлием и цирконием. Коэффициент корреляции для $Ti - Ga = +0,58$ (Мигдисов [48, 49]). По данным автора, коэффициенты корреляции $Ti - Ga$, $Ti - Zr$, $Ga - Zr$ (табл. 35) в глинистой части пород

Таблица 35

Значения коэффициентов корреляции $Ti - Ga$, $Ti - Zr$, $Ga - Zr$
в разных типах пород

| Типы пород | Коэффициент корреляции | | | Число анализов, используемых для подсчета коэффициента корреляции |
|---------------------|------------------------|-----------------|-------------------|---|
| | титана и циркония | титана и галлия | галлия и циркония | |
| Доломит | $+ 0,40$ | $+ 0,46$ | $+ 0,26$ | 100 |
| Известняк | $+ 0,51$ | $+ 0,41$ | $+ 0,33$ | 100 |
| Аргиллит | $+ 0,53$ | $+ 0,41$ | $+ 0,26$ | 100 |

имеют значительную величину и мало изменяются в зависимости от типа породы. Это указывает, что существующая между ними связь не зависит от типа породы.

Подобное поведение титана, алюминия, галлия и циркония в глинистой части пород и породах дает основание считать, что изменение величин $Ti : Ga$, $Ti : Zr$, $Zr : Ga$, так же, как $Al : Ga$ в вертикальном профиле, является показателем колебания интенсивности выветривания на континенте.

Содержание титана в глинистой фракции, практически одинаковое для пород нормально-морских, мелководно-морских и прибрежных фаций (см. рис. 31, 33), изменяется во времени аналогично как в известняках, так и аргиллитах и остается постоянным в доломитах (см. рис. 36); изменяется в зависимости от содержания каолинита в глинистой части пород (Сток [147]). Следовательно, содержание титана в глинистой части пород может служить показателем ее зрелости.

Весь галлий, так же как бор (исключая турмалин и бораты), содержащийся в осадочных породах, связан с глинистыми минералами. Наиболее высокие концентрации галлия отмечаются в глинистых породах, отлагающихся в непосредственной близости от кор выветривания; с приближением к морским образованиям содержание галлия в глинах падает (Кейт, Дегенс [129], Мигдисов и др. [50]). Для галлия, так же как для алюминия и титана, преобладающей формой миграции является механический перенос в виде тонкой взвеси. Определенную роль в миграции галлия играет коллоидный процесс, значение которого быстро уменьшается с удалением от областей сноса. В противоположность галлию, обогащение осадочных пород бором (примерно в 10 раз) происходит в основном благодаря влиянию моря, что дало В. М. Гольдшмидту основание отнести бор к «талассофильным» элементам (Хардер [95]). Характеризуясь резко противоположным поведением в бассейне осадконакопления, бор и галлий имеют относительно повышенное содержание в более зрелых породах (Мигдисов и др. [50], Акульшина и др. [9], Хардер [95]). Подобное поведение бора и галлия в зоне гипергенеза дает основание считать величину отношения бора к галлию в глинистой части пород показателем условий осадконакопления в бассейне (Кейт, Дегенс [129]).

Увеличение отношения $B : Ga$ показывает, что изучаемые осадки накапливались в большом удалении от берега моря. На основании имеющегося материала можно считать, что в большинстве случаев изменение величины $B : Ga$ в вертикальном профиле служит характеристикой хода трансгрессии и регрессии моря. Возрастание данного отношения указывает на трансгрессию моря.

Ванадий и цинк в зоне гипергенеза характеризуются очень сходным поведением по отношению к органическому и глинистому веществу. Ванадий, равномерно распределенный в морских фациях (см. рис. 31, 33), характеризуется несколько повышенным содержанием в карбонатных породах (см. рис. 30). Цинк в значительной степени концентрируется в породах пресноводного генезиса, содержание его в последних превышает содержание в морских на несколько порядков (Гуляева и др. [29]). Отмеченное поведение элементов в зоне гипергенеза дает основание считать величину $V : Zn$ в глинистой части пород показателем условий осадкообразования в бассейне. Возрастание величины $V : Zn$ по разрезу пород обусловлено усилением признаков, характеризующих морской режим бассейна, или развитием трансгрессии моря.

Как отмечалось выше [87, 142], распределение малых элементов в профиле выветривания в большей мере обусловлено интенсивностью выветривания, чем составом пород; и чем интенсивнее выражено химическое выветривание на континенте, тем большая часть всех элементов поступает

в пути миграции в виде растворов и тончайших взвесей. Следовательно, при более интенсивном выветривании на суше малые элементы в бассейне осадконакопления будут в большей степени концентрироваться в тонкодисперсной, т. е. глинистой части пород. В условиях слабого химического выветривания на суше малые элементы мигрируют в составе обломков и концентрируются в грубодисперсной части пород. Следовательно, относительная концентрация малых элементов в глинистой части пород, которая определяется как частное от деления содержания данного элемента в глинистой части на его содержание в породе, является показателем интенсивности химического выветривания на водосборе. Это отношение называется коэффициентом концентрации элемента в глинистой части пород по аналогии с понятием кларка концентрации (коэффициента концентрации), предложенного В. И. Вернадским [14] и примененного А. Е. Ферсманом [92].

На величине отношения не сказывается влияние типа породы, однако следует отметить, что этот коэффициент применим для элементов, концентрирующихся, главным образом, в нерастворимой части карбонатных пород.

Определение величины относительной концентрации малых элементов в глинистой части пород нами проведено на разрезах рек Кулюмбе, Кунтыкахы и Эстонии, сложенных кембрийскими, ордовикскими и силурийскими осадками (Акульшина и др. [8]). В разрезах пород по максимальным значениям коэффициентов концентрации титана, ванадия, меди, никеля, кобальта, хрома, свинца были выведены определенные стратиграфические уровни. Автор считает, что последние соответствуют периодам усиленного химического выветривания на континенте. Интерпретация условий осадконакопления по величинам $B : Ga$; $V : Zn$ для конкретных разрезов приводится в следующей главе.

ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ СВЯЗИ МЕЖДУ МАЛЫМИ ЭЛЕМЕНТАМИ КАК ВОЗМОЖНЫЕ ПОКАЗАТЕЛИ ГЕНЕЗИСА ПОРОД

Задачей настоящего раздела является постановка вопроса о парагенетических соотношениях малых элементов и других химических компонентов в глинистой части пород. Парагенетическая связь малых элементов и макрокомпонентов в глинистой фракции, по мнению автора, так же как парагенез минералов в породах (Вистелиус и др. [22]), может быть выражена коэффициентом, который отражает количественно силу и форму связи между малыми элементами и макрокомпонентами. Можно принять, что абсолютное значение коэффициента корреляции $> 0,25 < 0,3$ характеризует весьма отдаленную парагенетическую связь, коэффициент корреляции $> 0,3 < 0,4$ — отдаленную, значение $> 0,4$ указывает на близкую парагенетическую связь между элементами и компонентами. Указанные границы, разделяющие связи разной силы, предлагаются автором по следующим соображениям: 1) величина коэффициента корреляции $> 0,25$, как это принято (Н. А. Плохинский [59]), является признаком существующей связи; 2) величина коэффициента корреляции $> 0,3$ составляет примерно половину всех связей, существующих между изученными малыми элементами в глинистой части пород; 3) величина коэффициента корреляции $> 0,4$ характеризует рубеж, после которого корреляционные связи не зависят от типов пород.

Расчет коэффициентов корреляции между отдельными компонентами для определенных геологических условий, типов пород и периодов времени может дать чрезвычайно интересный материал, характеризующий условия накопления глинистого вещества и эволюцию последнего. Определение парагенетических связей между парами малых элементов и макрокомпо-

Значения коэффициентов корреляции между отдельными парами элементов, рассчитанные по их процентному содержанию и по логарифмам процентных содержаний

| Аргиллиты | | | Известняки | | |
|-----------|------------------------|----------|------------|------------------------|----------|
| Элементы | Коэффициент корреляции | | Элементы | Коэффициент корреляции | |
| | по содержанию, % | по lg. % | | по содержанию, % | по lg. % |
| Pb—Mn | 0,27 | | | | |
| Pb—Ni | | 0,41 | Pb—Ni | | 0,45 |
| Pb—Ti | | 0,31 | Pb—Ti | | 0,28 |
| Pb—Cr | | 0,42 | Pb—Cr | | 0,30 |
| Pb—Co | | 0,54 | Pb—Co | | 0,56 |
| Pb—Zn | 0,45 | | Pb—Zn | 0,39 | |
| Pb—Cu | | 0,49 | Pb—Cu | 0,55 | |
| Pb—Ga | | 0,66 | Pb—Ga | | 0,44 |
| Ga—Ni | | 0,59 | Ga—Ni | | 0,44 |
| Ga—Ti | | 0,41 | Ga—Ti | | 0,41 |
| Ga—Cr | | 0,53 | Ga—Cr | | 0,35 |
| | | | Ga—V | | 0,35 |
| Ga—Co | | 0,57 | Ga—Co | | 0,39 |
| Ga—Zn | | 0,29 | Ga—Zn | | 0,38 |
| Ga—Zr | | 0,26 | Ga—Zr | | 0,33 |
| Ga—Cu | | 0,44 | | | |
| | | | Ti—Mn | 0,49 | |
| | | | Ti—Ni | 0,29 | |
| | | | Ti—Cr | | 0,34 |
| Ti—V | 0,38 | | Ti—V | | 0,26 |
| Ti—Co | | 0,28 | Ti—Co | | 0,46 |
| Ti—Zn | | 0,25 | | | |
| Ti—Zr | | 0,53 | Ti—Zr | | 0,51 |
| | | | | | |
| Ti—Cu | | 0,28 | Ti—Cu | | 0,28 |
| | | | Mn—Ni | 0,49 | |
| Mn—Ni | 0,37 | | | | |
| | | | Mn—Cr | | 0,27 |
| | | | Mn—V | | 0,78 |
| Mn—Co | 0,40 | | | | |
| Mn—Zr | | 0,27 | | | |
| Ni—Cr | | 0,82 | Ni—Cr | 0,65 | |
| Ni—V | | 0,33 | Ni—V | | 0,39 |
| Ni—Co | | 0,76 | Ni—Co | | 0,61 |
| | | | Ni—Cu | | 0,28 |
| Cr—V | | 0,31 | Cr—V | | 0,43 |
| Cr—Co | | 0,70 | Cr—Co | | 0,48 |
| | | | V—Co | | 0,25 |
| | | | V—Zn | 0,31 | |
| | | | Co—Cr | | 0,26 |
| | | | Co—Cu | 0,23 | |
| Zn—Zr | | 0,58 | | | |
| Zn—Cu | | 0,39 | Zn—Cu | | 0,29 |

нентов в различных фациальных условиях, в разные временные интервалы и для пород различной зрелости автором в настоящее время проводится. Результаты таких исследований будут изложены в дальнейшем.

К настоящему времени рассчитаны коэффициенты корреляции малых элементов — Mn, Pb, Ni, Ti, Cr, V, Co, Zn, Zr, Cu, Ga — каждого с последующим для различных типов пород. Для большей части пар элементов подсчет коэффициента корреляции проводился не по процентному содержанию того или иного элемента, а по логарифму этого числа. Численные значения коэффициентов корреляции пар элементов приводятся в табл. 36, 37.

Значение коэффициентов корреляции между отдельными парами элементов в доломитах, рассчитанные по их процентному содержанию и по логарифмам процентных содержаний

| Элементы | Коэффициент корреляции | | Элементы | Коэффициент корреляции | |
|----------|------------------------|----------|----------|------------------------|----------|
| | по содержанию, % | по lg, % | | по содержанию, % | по lg, % |
| Pb—Mn | | 0,34 | Ti—Cr | | 0,46 |
| Pb—Ni | | 0,28 | Ti—Co | | 0,37 |
| Pb—Ti | | 0,28 | Ti—Zn | | 0,40 |
| Pb—Cr | | 0,52 | Ti—Zr | | 0,40 |
| Pb—V | | 0,40 | Ti—Cu | | 0,32 |
| Pb—Co | | 0,30 | Ti—Ga | | 0,46 |
| Pb—Zn | | 0,43 | Cr—V | | 0,44 |
| Pb—Zr | | 0,52 | Cr—Zn | | 0,41 |
| Pb—Cu | | 0,37 | Cr—Zr | | 0,48 |
| Pb—Ga | 0,34 | | Cr—Cu | | 0,38 |
| Mn—Ni | | 0,43 | Cr—Ga | | 0,33 |
| Mn—Ti | | 0,31 | V—Zn | | 0,27 |
| Mn—Cr | | 0,34 | V—Zr | | 0,34 |
| Mn—V | | 0,45 | V—Cu | | 0,39 |
| Mn—Co | 0,39 | | V—Ga | | 0,25 |
| Mn—Zn | 0,28 | | Co—Zn | | 0,36 |
| Mn—Zr | | 0,41 | Co—Cu | | 0,33 |
| Mn—Cu | | 0,44 | Co—Ga | | 0,46 |
| Mn—Ga | | 0,36 | Zn—Zn | | 0,50 |
| Ni—Ti | | 0,44 | Zn—Cu | | 0,27 |
| Ni—Cr | 0,73 | | Zn—Ga | 0,37 | |
| Ni—V | 0,42 | | Zr—Cu | | 0,46 |
| Ni—Co | 0,65 | | Zr—Ga | 0,35 | |
| Ni—Zn | | 0,45 | Cu—Ga | | 0,43 |
| Ni—Zr | | 0,35 | | | |
| Ni—Cu | | 0,39 | | | |
| Ni—Ga | | 0,52 | | | |

Для подсчета указанных характеристик было использовано 200 образцов аргиллитов, 300 образцов доломитов и 300 образцов известняков.

В глинистой части аргиллитов наибольшее число корреляционных связей имеют галлий, свинец и никель, затем следуют титан, хром, кобальт, марганец. Наименьшее число связей имеют медь, цинк, ванадий и цирконий. Весьма близок к предыдущему ряд последовательности элементов (по числу связей) в глинистой части известняков; в нем меняются местами лишь кобальт, свинец, ванадий, марганец (см. табл. 36). Совершенно иной ряд отмечается в глинистой части доломитов. Для последних, в отличие от аргиллитов и из-

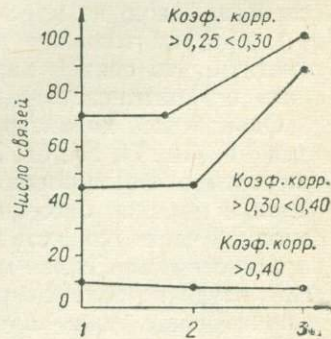


Рис. 41. Изменение числа корреляционных связей в зависимости от типа породы:

1 — аргиллит; 2 — известняк; 3 — доломит.

вестняков, характерно высокое число корреляционных связей для большинства элементов. Элементы Pb, Mn, Ni, Zn, Cu, Ga имеют максимально возможное число корреляционных связей, равное 10; другие элементы — Ti, Cr, Zr, V, Co — высокое число связей — 7—9 (см. табл. 37). Автором рассмотрено изменение числа связей с разными абсолютными значениями коэффициентов корреляции (близких, отдаленных и весьма

отдаленных) в зависимости от типа породы. При этом установлено, что в глинистой фракции аргиллитов и известняков существует одно и то же количество парагенетических связей отдаленных (коэффициент корреляции $> 0,30 < 0,40$) и весьма отдаленных (коэффициент корреляции $> 0,25 < 0,3$). Число подобных связей в доломитах резко возрастает. Число близких парагенетических соотношений (коэффициент корреляции $> 0,4$) значительно меньше числа отдаленных и весьма отдаленных связей и практически остается постоянным для всех типов пород (рис. 41).

Из вышеприведенного следует, что в глинистой части пород весьма отдаленные и отдаленные связи имеют одинаковый характер в аргиллитах и известняках и резко отличны в доломитах. Близкие парагенетические связи характерны для элементов Pb, Ga, Ti, Ni, Cr, Zn, Zr и имеют одинаковый характер в аргиллитах, известняках и доломитах. Автору представляется показательным, что весьма отдаленные и отдаленные связи между элементами Ti, Ga, Pb, Cr, Co, Zr с большим числом связей и между элементами Mn, V, Zn, Cu с малым числом связей в аргиллитах и известняках имеют один и тот же характер и силу. Это указывает, что данные зависимости не связаны с условиями осадконакопления в бассейне, иначе они были бы разными в этих двух типах пород. Сам набор элементов (Ti, Ga, Pb, Co, Zr) говорит о том, что вхождение их в решетку глинистых минералов произошло, очевидно, еще до поступления последних в морской бассейн. Элементы Mn, V, Zn, Cu, имеющие малое число корреляционных связей, вероятно, в большей части поступали в решетку глинистых минералов уже в бассейне осадконакопления. Резко различный характер и значительно большее число корреляционных связей между элементами Mn, Ni, Zn, Cu, Ga, Ti, Cr, V, Co, Zr в доломитах указывают, что здесь, кроме связей между элементами «суши», в более сильной степени проявляются связи между элементами, поступающими в решетку глинистых минералов в морском бассейне.

Подобные взаимосвязи между малыми элементами в глинистой фракции аргиллитов, известняков и доломитов могут быть объяснены, если принять, что глинистая часть в аргиллитах и известняках представлена в основном минералами обломочного происхождения. В доломитах же, помимо аллотигенного, имело место аутигенное глинообразование. Поэтому здесь во вновь образующиеся глинистые минералы (в бассейнах с повышенной соленостью вод) из морской воды входили малые элементы (Zn, Cu, Mn и др.), которые только в доломитах тесно связаны друг с другом. Следует отметить, что свинец характеризуется промежуточными свойствами «морских» и «континентальных» элементов.

Одинаковый характер близких парагенетических связей между элементами Pb, Ga, Ti, Ni, Cr, Zr для всех типов пород обуславливается, по мнению автора, формированием этих связей до поступления глинистых минералов в морской бассейн, что указывает на аллотигенное происхождение основной части глинистых минералов во всех типах пород. Таким образом, парагенетические связи малых элементов глинистой части пород подтверждают осадочно-обломочную концепцию образования глинистых минералов и показывают также влияние аутигенного глинообразования в аридных климатических условиях (доломиты).

**КРАТКАЯ ЛИТОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗОВ.
УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ**

Стратиграфия разрезов кембрийского возраста Сибирской платформы дана по унифицированной схеме 1958 г. Отложения ордовика и силура этого региона стратифицируются согласно схеме 1962 г. Принятая в данной работе стратиграфическая схема девона по сибирским разрезам разработана В. В. Меннером [47]. Разрезы девонских пород Русской платформы стратифицированы согласно схеме 1951 г. Описание разрезов сделано рядом исследователей и частично автором. Литолого-стратиграфическая характеристика основана на фундаментальных петрографических исследованиях пород. Условия осадконакопления приводятся для обоснования фациальной принадлежности изученных образцов, а также для демонстрации соответствия общегеологического описания по данным разных исследователей с геохимическими показателями, определенными автором.

Анализ условий осадконакопления по вещественному составу глинистой части пород проведен для разрезов рек Мойеро, Кулюмбе, скважины С-12 и сводному разрезу Туруханского района Сибирской платформы, в состав которого входят бассейны рек Курейка, Летняя, Сухая Тунгуска, Дьявольская № 1 и опорная Тунгусская скважины. Во всех перечисленных выше разрезах, а также в разрезах северного и северо-западного склонов Анабарского щита, Эстонии и скважины Мосолово изучалась степень вторичных изменений гидрослюд. Описание стратиграфии и литологии разрезов Енисейского кряжа и Предверхолецкого прогиба не приведено, так как они не относятся к платформенному типу, степень вторичных изменений гидрослюд в их породах дана лишь для сравнения.

**СЕВЕРНЫЙ И СЕВЕРО-ЗАПАДНЫЙ СКЛОНЫ
АНАБАРСКОГО ЩИТА**

Краткое литолого-стратиграфическое описание отложений кембрия северного и северо-западного склона Анабарского щита составлено по данным Е. В. Савицкого, Б. Б. Шишкина [78] (рис. 42).

Кембрийская система

Нижний отдел

Алданский ярус. Отложения алданского яруса по органическим остаткам и литологическим особенностям делятся на три толщи. Первая, терригенно-карбонатная, толщина составляет толбинский подъярус, мощность которого здесь колеблется от 6 до 50 м. В бассейне р. Рассоха эти отложения представлены разнозернистыми кварцевыми и кварцево-глауконито-

выми песчаниками, алевролитами, алевролитистыми доломитами с прослоями глинистых доломитов. На западе, в бассейне р. Немакит-Далдын, в основании терригенно-карбонатной толщи залегают кварцевые и кварцево-глауконитовые песчаники мощностью 2 м, которые вверх по разрезу сменяются пестроокрашенными доломитами и глинистыми сланцами мощностью до 15 м, а затем известняками и глинистыми известняками с линзами кварцевых, кварцево-глауконитовых гравелитов и песчаников. Мощность терригенно-карбонатной толщи в бассейне р. Немакит-Далдын составляет 50 м. Вышележащие горизонты алданского яруса представлены пестроцветными и красноцветными отложениями чабурского горизонта. На востоке, в бассейне р. Рассохи, красноцветным отложениям чабурского горизонта соответствуют зеленовато-серые и серые доломиты и глинистые доломиты. На западе (реки Немакит-Далдын, Немакит) эти горизонты сложены пестроцветными глинистыми и доломито-глинистыми известняками.

Верхняя часть алданского яруса образована пестроокрашенными доломитами, глинистыми и алевролитистыми доломитами. Встречаются единичные прослои доломитистых известняков и известняков.

Ленский ярус. На востоке (р. Рассоха) в нижней части ленского яруса распространены в основном доломиты, вследствие чего точной границы между ярусами не установлено. В верхней части яруса отмечаются доломитовые известняки. В районе р. Немакит-Далдын ленский ярус сложен известняками. В бассейне р. Далдын верхние слои алданского и нижние слои ленского ярусов образуют литологически единую пачку комковатых известняков. Вышележащие породы ленского яруса сложены серыми и темно-серыми известняками, глинистыми известняками, мергелями и доломитистыми известняками. Часто встречаются прослои органогенных известняков.

Средний отдел

Амгинский ярус. В бассейне р. Рассохи непосредственного контакта амгинских отложений с нижнекембрийскими породами не наблюдается. Наиболее древними породами среднего кембрия здесь являются желтые, серые и коричневые доломиты мощностью 30 м. Стратиграфически выше после перерыва следуют белые и серые доломиты с прослоями органогенных доломитов, органогенные и глинистые известняки (25 м), которые перекрываются массивными и толстоплитчатыми доломитами, кавернозными с линзами кремнистых доломитов. Мощность их равна 20—25 м. После перерыва в обнажении над кремнистыми доломитами залегают толща мощностью 80—100 м, сложенная коричневыми и серыми доломитами и доломитовыми мергелями. В бассейне р. Немакит-Далдын амгинские отложения в своей нижней части (20 м) представлены массивными доломитами желтого и коричневого цвета, которые перекрываются темно-серыми битуминозными и желтыми доломитами с прослоями известняков, мощностью 70 м. В бассейне р. Далдын породы амгинского яруса в нижней части (40 м) представлены серыми и коричневыми афанитовыми органогенными и глинистыми известняками. Выше следует толща мощностью 50—60 м серых и красновато-желтых известняков с прослоями доломитов, которая еще выше сменяется толщей серых комковато-глинистых известняков мощностью 30—40 м. Венчается разрез амгинских отложений известняками и комковатыми известняками с прослоями глинистых известняков и со стяжениями кремней. Мощность отложений амгинского яруса в данном районе колеблется от 130 до 155 м.

По данным автора и Б. Б. Шишкина (1965)¹, в нижнем и среднем

¹ Неопубликованные данные.

кембрии в районе р. Далдын всегда существовал нормальный морской режим. В районе р. Немакит в нижнем и среднем кембрии в регрессивный период осадконакопления имели место прибрежные условия. В остальное время в данном районе существовал морской режим. В районе р. Рассохи прибрежный режим существовал в период регрессии нижнего кембрия. Режим, близкий к прибрежному, распространился в регрессию среднего кембрия. В трансгрессивные периоды в этом районе существовал типично морской режим.

ЗАПАДНАЯ ОКРАИНА АНАБАРСКОГО ШИТА

Р. Амбардах

Краткое литолого-стратиграфическое описание кембрийских и ордовикских пород разреза р. Амбардах составлено по данным В. И. Бгатова, С. А. Кащенко [12].

Кембрийская система

Нижний, средний отделы

Кындынская свита. Нижняя часть свиты (440 м) сложена светло-серыми и желтовато-серыми доломитами. Доломиты большей частью массивные, кавернозные. Встречаются редкие прослои известковистых доломитов. Средняя часть кындынской свиты (250 м) представлена темно-серыми, коричневатато-серыми, битуминозными, водорослевыми и кремнистыми доломитами. Часто встречаются линзы и прослои кремней и конгломератовидных доломитов. Верхняя часть свиты (300 м) сложена светло-серыми, серыми, темно-серыми массивными, кавернозными доломитами. Общая мощность пород кындынской свиты составляет около 900 м.

Томпокская свита (150 м) образована серыми и зеленовато-серыми доломитами. Встречаются водорослевые, битуминозные, глинистые, алевритистые разности. В толще доломитов отмечены прослойки и линзы темно-серого и желтовато-серого кремня.

Бысыуряхскую свиту (100—130 м) составляют преимущественно пестроцветные глинистые и глинисто-алевритистые доломиты, доломитовые мергели, аргиллиты. В толще встречаются многочисленные прослои и линзы внутрiformационных конгломератов, гипсов и кремней. Характерно повсеместное распространение косой слоистости, знаков ряби, трещин усыхания, отпечатков кристаллов каменной соли.

Ордовикская система

Нижний отдел

Усть-куранахская свита (200 м) сложена в основном серыми и зеленовато-серыми доломитами с прослоями розово-серых и вишнево-красных глинистых доломитов и аргиллитов. В верхней части свиты залегают оолитовые, кремнистые, известковистые доломиты, песчаные доломиты и известковисто-доломитистые песчаники. Выше по разрезу эти породы сменяются светло-серыми кварцевыми песчаниками. Пачка песчаников имеет около 40 м мощности.

Р. Кунтыкахи

Литолого-стратиграфическое описание отложений силура бассейна р. Кунтыкахи составлено по материалам автора, Т. В. Лопушинской, Ю. К. Советова.

Исследованные обнажения силурийских пород располагаются на склонах столообразных возвышенностей в бассейне р. Кунтыкахи. В этом районе нижнесилурийские отложения ложатся с большим перерывом на нижнеордовикские породы, причем из разреза выпадают не только средний и верхний ордовик, но и, по-видимому, нижние горизонты нижнего лландовери. Самые нижние фаунистически охарактеризованные горизонты, по нашим данным, имеют среднелландоверский возраст.

Лландоверский ярус. В составе яруса выделяются две толщи пород: нижняя — терригенно-известняковая и верхняя — глинисто-известняковая. Переход между ними постепенный. Терригенно-известняковая толща представлена красновато-серыми, серыми и темно-серыми известняками, вишнево-красными и зелеными мергелями и аргиллитами, с тонкими прослоями алевролитов и песчаников. Известняки в низах толщи мелкокристаллические до крупнокристаллических, обычно неравномернокристаллические, перекристаллизованные; в верхней части всегда тонкокристаллические до микрокристаллических.

Для всех пород характерна тонкая слоистость и мелкая плитчатость. Фауна в терригенно-известняковой пестроцветной толще не обнаружена, возраст ее условно определен как верхи нижнего лландовери. Видимая мощность толщи 15 м.

Глинисто-известняковая толща сложена коричневато-серыми, розовато-серыми и зеленовато-серыми известняками, иногда сильно глинистыми. Глинистость вообще характерна для этой толщи, но максимально выражена в нижней и самой верхней ее частях. Известняки, слагающие толщу, очень однообразны, тонко- и мелкокристаллические, со значительным содержанием (до 10—15%) органического детрита. Доломит встречается редко, в виде рассеянных мелких обособлений. Многочисленные и разнообразные фаунистические остатки распределены в толще неравномерно. В нижней части разреза найдена фауна, по которой Г. В. Лопушинская устанавливает верхнелландоверский возраст. В верхней части глинисто-карбонатной толщи по смене фауны возраст вмещающих слоев ею определяется как позднелландоверский. Мощность всей толщи составляет 70—75 м.

К венлокскому ярусу нами отнесены три вышележащие толщи: органическая кремнисто-известняковая нижняя, битуминозно-известняковая, органическая кремнисто-известняковая верхняя. Переходы между этими толщами постепенные. Граница между лландоверским и венлокским ярусами проводится по резкой смене глинисто-известняковой толщи нижней кремнисто-известняковой толщей. Общим для всех трех толщ венлока является присутствие кремнистых конкреций, которые ни в вышележащих, ни в лландоверских отложениях не наблюдались в таком массовом проявлении.

Органическая кремнисто-известняковая толща (нижняя) слагается серыми с коричневым оттенком, темно-серыми и темно-коричневыми известняками с многочисленными прослоями серо-белого известняка, пестрого от переполняющих его разнообразных организмов. Выделяются прослойки чисто кораллового или криноидного известняка с большим разнообразием структур. Кремнезем составляет иногда 40—50% породы, проявляясь в виде многочисленных конкреций и конкреционных прослоев (до 5 см) серого и темно-серого кремня. Кремнезем распространен в виде рассеянных глобуль радиально-дендровидного халцедона, а также замещает скелеты табулятов, ругоз и головоногих. Мощность толщи 11 м.

Битуминозно-известняковая толща состоит из серых, коричневых и темно-серых средне- и крупнокристаллических известняков, кавернозных и ожелезненных. Окремнение проявляется в виде редких конкреций, иногда до 30 см в диаметре. Мощность толщи 25 м.

Органогенная кремнисто-известняковая толща (верхняя) сложена белесо-серыми и желтовато-серыми известняками. Породы обычно имеют массивную и крупноплитчатую текстуру с неясной слоистостью. Хемогенные прослои чередуются с органогенно-строматопоровыми. В верхней части толщи находится 1,5 м слой известнякового конгломерата с гальками до 5—7 см в диаметре. Кремни находятся здесь в виде беловатых и светло-серых конкреционных прослоев. Кремнезем часто замещает карбонат в колониях табуляторов, выкристаллизовываясь в виде агрегата чистых кварцевых зерен или сферолитов халцедона. Мощность толщи около 15 м.

Лудловский ярус. Отложения яруса представлены единственной водорослево-известняковой толщей, которая со стратиграфическим и литологическим несогласием налегает на верхнюю кремнисто-известняковую толщу венлока. Границей между ними является поверхность размыва венлокских пород. Водорослево-известняковая толща состоит из чередующихся слоев тонкослоистых серых, желтовато-серых тонкокристаллических известняков; неслоистых строматолитовых известняков палевого цвета и коричневых, массивных водорослевых известняков. Водоросли в массивных слоях представлены двумя разновидностями: стелющимися или ветвистыми и качанообразными с хорошо развитым слоевищем (биогермы). В некоторых слоях имеется слабая примесь тонкого алеврита. Видимая мощность толщи около 25 м. Количественное соотношение между тонкослоистыми карбонатными породами и водорослевыми прослоями изменяется кверху с увеличением первых. В этой части разреза водорослево-известняковая толща постепенно замещается карбонатно-пестроцветной, которая условно отнесена к нижнему девону.

Осадки нижней части лландоверского яруса характеризуются высоким содержанием олигомиктового терригенного материала, мелкой слоистостью и плитчатостью. Все эти особенности пород дают основания считать, что отложения нижней части лландовери в бассейне р. Кунтыкахи образовались в условиях неустойчивого мелкого моря и достаточно активного тектонического режима. Устанавливаемый Гольдбергом [27] перерыв между ордовиком и силуром в бассейне р. Мойеро также подтверждает вышесказанное. Глинисто-известняковая толща лландовери по литологическим и фаунистическим особенностям может быть отнесена к более глубоководным образованиям. Следующая вышележащая кремнисто-известняковая толща, сложенная окремненными известняками с прослоями чисто кораллового или криноидного известняка, была образована в условиях уже начинающегося обмеления моря и некоторого оживления тектонического режима в области размыва. На подобные условия указывает многочисленная фауна и интенсивная окремненность известняков.

Таким образом, литологические особенности отложений лландоверского времени показывают постепенное увеличение глубины бассейна от начала и до конца лландовери и начинающееся его обмеление на границе лландовери — венлок. Вышележащая толща венлока, сложенная битуминозными крупнокристаллическими известняками, образовалась в своеобразных фациальных условиях. Накопление и захоронение органики происходило в замкнутых межрифовых пространствах со слабой циркулирующей вод с застойными придонными водами и восстановительными условиями. В период образования этой толщи наблюдаются признаки оживления тектонической активности, которая завершается размывом верхневенлокских пород. После перерыва в осадконакоплении в нижнелудловское время море вновь трансгрессирует на сушу. Литологические и фаунистические особенности отложений лудловского времени характеризуют мелководный, солоноватоводный и весьма неустойчивый бассейн.

Р. Мойеро

Литолого-стратиграфическое описание разреза р. Мойеро составлено по материалам Л. Г. Еникеевой, Е. П. Маркова (1963), а также по работе Е. И. Мягковой и др. [55] (см. рис. 49, 50).

Кембрийская система

Наиболее древними образованиями в разрезе р. Мойеро являются немые карбонатные, иногда гипсоносные породы, условно относящиеся к верхнему кембрию. Нижняя карбонатная пачка сложена серыми известняками, в различной степени доломитизированными. Верхняя терригенно-карбонатная пестроцветная толща представлена тонкозернистыми доломитами и мергелями. В верхней части разреза наблюдаются прослои аргиллитов с линзами и пропластками гипса. Мощность пестроцветных отложений составляет 30—40 м.

Ордовикская система

Нижний отдел

Нижнеордовикские отложения в разрезе р. Мойеро по вещественному составу пород и фаунистическим комплексам делятся на две части: нижнюю карбонатную (усть-кутский ярус) и верхнюю терригенно-карбонатную (чуньский ярус). Мощность нижнеордовикских отложений 300 м.

Усть-кутский ярус. Отложения представлены [оолитовыми, водорослевыми пелитоморфными известняками, известняками доломитизированными, известковыми конгломератами. По литологическим особенностям в составе яруса выделяются три пачки. Нижняя пачка представлена в основном известняками различных типов — водорослевыми, неравномернокристаллическими и оолитовыми. Средняя сложена известняками, оолитами и гипсами. Верхняя — чередующимися известняками, мергелями и алевролитами.

Чуньский ярус. Верхняя часть нижнеордовикских отложений представлена пестроцветными аргиллитами, алевролитами и доломитизированными известняками с прослоями и линзами гипса. В чуньском ярусе выделяются четыре пачки. Первая пачка сложена известняками и доломитами, среди которых залегают частые прослои гипсов и гипсо-доломитов, мергелей и алевролитов. Вторая пачка представлена в основном красноцветными алевролитами, доломитовыми мергелями и песчаниками. Третья пачка сложена доломитами и гипсами. Четвертая характеризуется мергелями, известняками, алевролитами, доломитами с редкими линзами гипса.

Средний отдел

Среднеордовикские отложения в нижней части сложены преимущественно терригенно-карбонатными породами, постоянно фосфоритоносными. В верхней части отдела отложения более карбонатны и менее фосфоритоносны.

Криволуцкий ярус (~40 м) составляют три горизонта: волгинский горизонт, сложенный известняками и мергелями; киренский горизонт, сложенный глинистыми породами, главным образом мергелями красной и красно-бурой окраски, и кудринский горизонт, сложенный кварцевым песчаником, в нижней части которого расположен слой фосфорита. В кудринском горизонте фосфат встречается в рассеянном виде (округлые, таблитчатые образования), а также в виде цементирующего вещества.

Мангазейский ярус (~ 40 м) по литологическим особенностям разделяется на две части — нижнюю, сложенную мергелями, и верхнюю, состоящую из известняков с прослоями мергелей. Это разделение соответствует чертовскому и баксанскому горизонтам. Чертовский горизонт представлен пестроцветными мергелями с тонкими прослоями известняков и редкими зернами фосфата. Боксанский горизонт сложен известняками с частыми прослоями мергелей.

Верхний отдел

Долборский ярус. Отложения яруса (~ 20 м) представлены карбонатными и карбонатно-терригенными породами. В нижней части яруса отмечается переслаивание аргиллитов, мергелей и известняков. Выше залегает пачка аргиллитов и глинистых мергелей с редкими прослоями органогенных известняков. Наличие дайки траппов свидетельствует о тектоническом нарушении в данной части разреза. На контакте с трапповой дайкой наблюдаются несколько измененные карбонатные породы. По данным Е. И. Мягковой и др. [55], к долборскому ярусу относятся лишь нижние горизонты верхнего ордовика. И. С. Гольдбергом [27] установлено, что долборские отложения на р. Мойеро повсеместно заканчиваются корой выветривания с ожелезнением и каолинизацией.

Силурийская система

Силурийские отложения на р. Мойеро обнажаются наиболее полно. Они представлены мощной толщей карбонатных пород в нижней части и гипсоносно-доломитовой толщей — в верхней части.

Нижний отдел

Нижний отдел силура объединяет лландоверский и венлокский ярусы. Нижняя часть лландоверского яруса в разрезе отсутствует.

Лландоверский ярус. Отложения (~150 м) представлены в основном органогенными известняками, часто глинистыми, с прослоями известковистых мергелей. Встречаются также доломитизированные известняки и известковистые конгломераты. В основании разреза силура залегают черные известковистые аргиллиты—граптолитовые сланцы. Выше по разрезу они сменяются темно-серыми глинистыми известняками и затем органогенными известняками. Вышележащая часть лландоверского яруса представлена мощной толщей органогенно-обломочных известняков серого и светло-серого цвета, среди которых встречаются прослои глинистых известняков и мергелей. Верхние горизонты лландоверского яруса сложены темно-серыми и серыми плитчатыми и комковатыми известняками.

Венлокский ярус. Отложения представлены в основном однообразными известняками с большим количеством колоний водорослей и строматопор. В нижних горизонтах яруса залегают известняки, глинистые известняки и мергели. Вышележащая вторая толща сложена известняками с прослоем алевритовых мергелей. В этих известняках, в отличие от нижележащих, встречаются прослои кораллово-строматопоровых и водорослевых известняков. Третья толща сложена доломитизированными известняками со стяжениями кремней. В нижней части этой толщи содержатся частые прослои коралловых и водорослевых известняков, в которых стяжения черного и серого кремня распределены неравномерно по мощности и по простиранию. Для известняков с кремнием характерно полное отсутствие доломитов. Верхняя пачка венлокского яруса сложена известняками с прослоя-

ми мергелей и глинистых известняков. Известняки этой пачки тонкослоистые, комковатые и водорослевые с многочисленными остатками организмов, местами битуминозные. Мощность отложений примерно равна 250 м.

Верхний отдел

К лудловскому ярусу относится толща карбонатных пород, охарактеризованных фауной, и толща немых пестроцветных гипсоносных пород. Общая мощность лудловских пород достигает 150 м, по литологическим признакам выделяются четыре пачки. Нижняя первая пачка сложена мергелями, известняками, доломитами, глинистыми доломитами и гипсами. Мергели имеют пеструю окраску, на поверхностях напластования видны слепки кристаллов каменной соли. В верхней части пачки залегает гипсо-доломитовая порода с линзами ангидрита. Вторая пачка представлена переслаивающимися белыми гипсами и огипсованными глинистыми доломитами. Чередование белых и красно-бурых гипсов с тонкими прослойками глин составляет третью пачку лудловского яруса. Верхняя, четвертая, пачка сложена доломитами и глинистыми доломитами. Доломиты имеют серую, светло-серую окраску, тонкую, равномернoзернистую структуру.

Условия осадконакопления в бассейне р. Мойеро

Район р. Мойеро в течение ордовика и силура был частью единого морского Сибирского бассейна и представлял собой область почти непрерывного осадконакопления. Вещественный состав и характер пород раннеордовикской эпохи (усть-кутский век) показывают, что бассейн того времени был мелководным платформенным открытым морем с нормальной соленостью, с большим количеством водорослей, редкой фауной и довольно неустойчивым режимом осадконакопления. Источником сноса, по-видимому, являлся Анабарский массив, представляющий относительно невысокую плоскую сушу. Эта суша испытывала довольно частые, небольшие по амплитуде, поднятия и опускания. В связи с этими движениями изменялось положение береговой линии, а также количество поступающего в осадок терригенного материала. Состав пород в нижней и верхней частях усть-кутских отложений более пестрый, чем в средней части, что характеризует относительно более неустойчивый режим осадконакопления в начале и конце усть-кутского века. Наличие плоскогалечных известковых конгломератов в этих частях разреза указывает на кратковременное осушение отдельных участков морского дна. Однообразный вещественный состав пород средней части яруса объясняется более стабильными физико-географическими условиями. Присутствие доломитов и гипсов показывает, что в этой части бассейна связь с открытым морем прерывалась или была ограниченной.

Начиная со второй половины раннего ордовика в чуньском веке, режим осадконакопления был еще менее устойчивым, чем в усть-кутское время. В верхней половине чуньских отложений в бассейне р. Мойеро отмечается обилие гипсоносных пород. Характер фауны и вещественного состава пород чуньского яруса показывает оживление тектонической деятельности в окружающих Сибирскую платформу складчатых областях. Район р. Мойеро в чуньское время, очевидно, представлял наиболее изолированный участок моря, где формировалась гипсоносная толща.

Предполагается, что в бассейне р. Мойеро между нижним и средним ордовиком существовал длительный перерыв в осадконакоплении; криволучные пестроцветные терригенно-карбонатные отложения в данном районе

накапливались в условиях прибрежно-морского режима при значительном поступлении мелкого терригенного материала. Во время отложения наиболее мощной пачки известняков бассейн приобретал характер открытого глубокого моря с благоприятными условиями для образования фосфоритов. В конце криволуцкого времени в районе р. Мойеро, так же как и на всей Сибирской платформе, происходили кратковременные и значительные поднятия суши, распространившиеся и на морской бассейн. В это время с суши поступало большое количество кварцевого обломочного материала.

Мангазейские аргиллиты, мергели и известняки, в отличие от криволуцких, накапливались в более спокойных условиях и дальше от источника сноса. Граница между мангазейскими и долборскими отложениями в районе р. Мойеро выражена нечетко. Характер осадков долборского яруса показывает дальнейшую стабилизацию режима осадконакопления и углубление бассейна.

Перерыв между ордовиком и силуром в бассейне р. Мойеро, по данным И. С. Гольдберга [27], соответствует верхам верхнего ордовика и низам силура. К нему здесь приурочена кора выветривания. В начале силурийской трансгрессии данный район являлся прибрежной частью морского лландоверского бассейна, в котором образовались типичные морские прибрежные отложения — граптолитовые сланцы. При дальнейшем развитии трансгрессии образовывались вышележащие органогенные известняки и ракушечники среднего и верхнего лландовери, характеризующие относительно неглубокое море. В течение всего лландоверского времени устанавливается сравнительно спокойный тектонический режим. Лишь в конце этого века проявляется кратковременная активизация процессов разрушения и сноса, вследствие чего осадки лландовери завершаются прослоями алевроитовых мергелей со значительным содержанием песчаного кварцевого материала.

Венлокские отложения накапливались в условиях, в общем сходных с лландоверскими. В середине века в бассейн поступало большое количество растворенной кремнекислоты, которая послужила материалом для образования кремневых стяжений, обогащающих отдельные горизонты известняка.

Изменение вещественного состава и резкое обеднение фауны в лудловское время по сравнению с венлоком указывает на быстрое обмеление и засоление бассейна, которые в дальнейшем еще более усиливаются. Мощные прослои гипсов, гипсо-доломитов и доломитов, слагающие значительную часть верхнесилурийских отложений, свидетельствуют о постепенном отмирании в этом районе морского бассейна и превращении его в ряд замкнутых и полужамкнутых лагун.

ПРИЕНИСЕЙСКАЯ ЗОНА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Р. Кулюмбе

Литолого-стратиграфическая характеристика разреза р. Кулюмбе приводится в основном по материалам С. П. Микуцкого, В. У. Петракова и др. [51], В. И. Бгатов и др. (1963)¹. Разрез р. Кулюмбе (см. рис. 52—54) является опорным для северо-западной части платформы, составляющей Игаро-Норильскую структурно-фациальную зону, и сложен кембрийскими, ордовикскими, силурийскими и девонскими породами.

¹ Неопубликованные данные.

Кембрийская система

Средний отдел

Амгинский ярус. Самые древние отложения в бассейне р. Кулюмбе представлены чередующимися известняками, доломитами и доломитовыми мергелями.

Майский ярус. Усть-брусская свита майского яруса (280 м) сложена неравномерно переслаивающимися красноцветными и пестроцветными известняками, мергелями и их переходными разностями. Верхнюю толщу майского яруса (950 м) составляют тонкозернистые, пелитоморфные серые массивные и плотные известняки, переслаивающиеся с менее плотными тонкоплитчатыми, сланцевыми глинистыми известняками и мергелями зеленоватого цвета. Для многих горизонтов, особенно в нижней части толщи, характерна узловатая и тонколинзовидная слоистость. В средней части верхней толщи наблюдаются редкие, не выдержанные по простиранию, прослои брекчированных и конгломератовидных известняков. На плоскостях наложения, чаще в верхней части толщи встречаются грубые волноприбойные и более мелкие знаки ряби.

Верхний отдел

Отложения верхнего кембрия по литологическим особенностям разделяются на две толщи или свиты. Нижняя (орактинская) свита мощностью 450 м имеет выдержанный известковый и известково-глинистый состав. Ее слагают пелитоморфные и мелкозернистые сероцветные известняки, в отдельных горизонтах глинистые, органогенно-обломочные и детритусовые. Доломиты здесь почти отсутствуют. В верхней части толщи отмечается окремнение пород. На поверхности наложения пород иногда наблюдаются знаки ряби и трещины усыхания. В основании отдела залегают два горизонта известняковых конгломерато-брекчий.

Верхняя, кулюмбинская свита (830 м), имеет более разнородный состав, чем нижняя. Кроме известняков, в разрезе имеется много доломита и значительное количество терригенного материала, отдельные прослои известняков и доломитов содержат до 30 % глинистого и алевритистого материала. Вся толща в целом имеет пеструю окраску. Терригенно-карбонатные породы характеризуются обильными знаками ряби, трещинами усыхания, косой и волнистой слоистостью. Во многих горизонтах наблюдаются водорослевые образования, оолитовые текстуры.

Срдовикская система

Нижний отдел

Усть-кутский ярус. Отложения яруса (300 м) представлены переслаивающимися, преимущественно сероцветными пелитоморфными мелкозернистыми известняками и доломитами. Среди известняков широко развиты органогенные детритусовые и пелитовые разности. Многие горизонты известняков и доломитов содержат значительную примесь глинистого и песчано-алевритистого материала и имеют пеструю окраску. В некоторых горизонтах наблюдается окремнение пород. Для толщи характерны параллельная, косая и волнистая слоистость, брекчированность, волновые знаки и трещины усыхания.

Чуньский ярус. Отложения по литологическим особенностям делятся на две части. Нижняя (170 м) сложена известняками серыми и темно-серыми, пелитоморфными, в отдельных горизонтах — органическими и детритусовыми. Среди чистых известковых разностей содержатся маломощные

прослой глинистых алевритистых и доломитистых известняков и известковистых доломитов, отмечаются разности окремненного известняка. Верхняя часть яруса (220 м) сложена пестроцветными алевролитами, аргиллитами, мергелями и песчаниками.

Средний отдел

Криволучский ярус составляют серые и темно-серые известняки, содержащие в отдельных слоях значительную примесь глинистого и песчанистого материала. В ряде горизонтов известняки нацело сложены обломками раковин, брахиопод, гастропод и наутилоидей. Общая мощность пород—60 м.

Мангазейский ярус. Отложения (100 м) по литологическим признакам делятся на две части. Нижнюю часть составляют пестроцветные аргиллиты с частыми прослоями серых, зелено-серых алевролитов, доломитов и известняков. Верхняя часть представлена темно-серыми и вишнево-красными глинистыми сланцами и аргиллитами с прослоями серых песчанистых известняков и известковистых песчаников. Во многих горизонтах карбонатно-терригенных пород по всей толще яруса присутствуют фосфаты и многочисленные остатки фауны.

Верхний отдел

Долборский ярус. Породы представлены серыми, темно-серыми глинистыми и известняково-глинистыми сланцами с прослоями темно-серых органиогенных известняков, содержащих обильную фауну брахиопод, мшанок, криноидей, остракод, кораллов и трилобитов. Сланцы, частично битуминозные, содержат стяжения марказита и пирита. Мощность пород равна 40 м.

Силурийская система

Нижний отдел

Лландоверский ярус. Отложения (450 м) с перерывом перекрывают долборские (из разреза выпадают верхи верхнего ордовика и нижний лландовери) и представлены зелеными и зеленовато-серыми мергелями и глинистыми известняками с прослоями брекчированных и органиогенных известняков. Базальная типично граптолитовая пачка здесь не обнажена; на закрытом участке имеются лишь отдельные высыпки аргиллитов с редкими граптолитами.

Венлокский ярус сложен серыми и темно-серыми известняками. В отдельных горизонтах наблюдается обогащение глинистым, алевритистым и песчанистым материалом. Встречаются прослой детритусовых, обломочных брекчированных и водорослевых известняков. Мощность пород колеблется в пределах 150—200 м.

Лудловский ярус. Разрез составляют светло-серые или темно-серые известняки. В верхней части яруса залегают серые доломиты с псевдоморфозами по каменной соли и галиту. Мощность пород равна 120 м.

Девонская система

Нижний отдел

Отложения нижнего девона, по-видимому, согласно перекрывают седроцветные карбонаты лудловского яруса и представлены терригенной пестроцветной толщей, сложенной алевролитами, аргиллитами и мергелями. Среди терригенных разностей встречаются прослой доломитов и известня-

ков. В основании девона в пределах закрытого участка наблюдаются отдельные выходы серых доломитов. В обнажениях девон начинается глинистыми и массивными доломитами с редкими прослоями пестроцветных аргиллитов, известковистых аргиллитов и мергелей. Выше залегают пестроцветные аргиллиты, чередующиеся с известковистыми аргиллитами и мергелями. Местами наблюдается окремнение пород. Вышележащие сероцветные доломиты содержат фауну панцирных рыб. Самые верхние горизонты нижнего девона сложены серыми и темно-серыми песчанистыми или известковистыми разностями алевролитов и аргиллитов. В этих отложениях встречаются редкие растительные остатки. Мощность нижнего девона составляет 150 м.

Средний отдел

Отложения среднего девона в разрезе р. Кулюмбе представлены однообразными алевролитами серых и темно-серых тонов. Алевролиты местами ороговикованы и включают редкие остатки панцирных рыб. Среди сероцветных пород встречаются кирпично-красные разности. Верхняя граница отдела проводится условно по смене терригенных отложений среднего девона на карбонатно-терригенные верхнего. Мощность среднего девона примерно 100 м.

Верхний отдел

Верхнедевонские отложения выделяются, как сказано выше, условно по выявлению карбонатных пород и представлены переслаиванием доломитов, мергелей, алевролитов и аргиллитов. Выше залегают серые и темно-серые доломиты, алевролиты, мергели. Мощность верхнедевонских отложений на р. Кулюмбе около 80 м.

Р. Курейна, дьявольская скв. № 1

Литолого-стратиграфическое описание разрезов р. Курейка и скв. № 1 Дьявольской площади (бассейн р. Сухая Тунгуска) составлено по материалам С. П. Микуцкого, В. У. Петракова [51] и автора. Разрезы р. Курейка (рис. 43) и скв. № 1 (рис. 44) расположены в единой Туруханской структурно-фациальной зоне. Литологическая характеристика пород обоих разрезов приводится вместе.

Кембрийская система

Верхний отдел

Усть-пелядкинская свита. На р. Курейка свиту (300 м) слагают в основном сероцветные водорослевые и оолитовые известняки с прослоями пестроцветных глинисто-известковистых и доломитовых разностей. Для пород свиты характерны текстуры мелководья, знаки ряби, трещины усыхания, а также элементы косой и волнистой слоистости. В скв. № 1 усть-пелядкинскую свиту (200 м) составляют доломиты и известняки серой и темно-серой окраски. Во многих прослоях доломитисто-известковистые разности имеют оолитовое строение.

Усть-мундуйская свита. С постепенными переходами на отложениях усть-пелядкинской свиты залегает усть-мундуйская верхнекембрийского (нижние горизонты свиты)—нижнеордовикского возраста.

На р. Курейка усть-мундуйская свита по литологическим признакам разделяется на три неравные по мощности части. Нижние горизонты свиты характеризуются выдержанной серой окраской и однородным доломитовым составом.

Ордовикская система

Нижний отдел

Усть-мундуйская свита. Среднюю часть свиты (до 230 м) слагают переслаивающиеся пестроцветные доломиты, содержащие в ряде горизонтов значительную примесь глинисто-алевритистого и песчанистого материала. Вверх по разрезу примесь терригенного материала значительно возрастает. Для многих горизонтов толщи характерны признаки мелководья. Верхняя часть усть-мундуйской свиты (20 м) залегает с размывом на пестроцветных доломитах и сложена пестроцветными аргиллитами, в которых встречаются прослой доломитов и алевролитов.

На Дьявольской площади отложения всей усть-мундуйской свиты и верхние горизонты усть-пелядкинской свиты выпадают из разреза в результате предмангазейского размыва.

Байкитская свита. Усть-мундуйскую свиту с постепенными переходами перекрывают светло-серые кварцевые песчаники байкитской свиты верхов чуньского яруса. Песчаники имеют преимущественно светло-серую окраску, кварцевый состав. В песчаниках встречаются линзы и прослой известняков и вкрапленности сульфидов.

Средний отдел

Мангазейский ярус. Неручандская свита. На р. Курейка отложения неручандской свиты по литологическим и фаунистическим признакам расчленяются на две части. Нижняя часть (15 м), соответствующая чертовскому горизонту мангазейского яруса, сложена преимущественно сероцветным кварцевым песчаником. В отдельных прослоях песчаника встречаются вкрапления пирита, стяжения фосфатов и известняки. Имеются горизонты темно-серых, почти черных кварцевых фосфатоносных и ракушничковых песчаников. Верхняя часть свиты (18 м) — боксанский горизонт — представлена грязно-зеленовато-серыми мергелями и аргиллитами с прослоями известняков. На Дьявольской площади нижняя часть неручандской свиты (чертовский горизонт) размыта: верхняя часть (боксанский горизонт), залегающая на усть-мундуйской свите верхнего кембрия, сложена аргиллитами и мергелями с прослоями известняков.

Силурийская система

Нижний отдел

Лландоверский ярус. В разрезах р. Курейка и скв. № 1 на Дьявольской площади силурийские отложения, так же как и в других разрезах Туруханского района, залегают с перерывом на образованиях боксанского горизонта мангазейского яруса среднего ордовика и начинаются горизонтами низов среднего лландовери.

Лландоверские отложения резко подразделяются на три пачки. Нижняя пачка (17—20 м) представлена черными и темно-серыми глинисто-известковистыми граптолитовыми сланцами с прослоями и линзами известняков. Среднюю пачку лландовери (80 м) составляют тонкопереслаивающиеся зе-

леновато-серые мергели и органогенные глинистые известняки. Верхнюю пачку (40 м) слагают серые органогенные и рифогенные известняки с прослоями аргиллитов и мергелей с включениями кремня.

Венлокский ярус. На р. Курейка венлокские отложения (100 м) представлены серыми органогенными, водорослевыми и строматолитовыми известняками. На Дьявольской площади нижнюю часть венлокского яруса (20 м) слагают также сероцветные рифогенные и органогенные известняки верхнюю (70 м) — темно-серые пятнистые, неравномернообитуминозные, загипсованные, кавернозные и окремненные массивные доломиты. В разрезах скважин всей площади на границе лландовери и венлока прослеживается прерывистый горизонт (1—2 м) неравномерно ожелезненного и глинистого известняка, местами с гравелитоподобной и оолитовой текстурой с пестрой или вишневой окраской.

Лудловский ярус. На р. Курейка вскрываются лишь самые нижние горизонты (5 м) лудловского яруса, представленные зеленовато-серыми глинистыми известняками, известковистыми доломитами. На Дьявольской площади лудловские отложения составляют толщу (140 м) серых загипсованных глинистых доломитов с прослоями аргиллитов и известняков.

Девонская система

Стратиграфическая схема девона, принятая для разреза р. Курейка, разработана В. В. Меннером [47].

Нижний отдел

В разрезе нижнего девона р. Курейка залегают красноцветные породы с прослоями серых и зеленоватых аргиллитов и мергелей и серых известковистых песчаников. Мощность данных отложений составляет примерно 140 м.

Средний отдел

Среднедевонские отложения характеризуются преобладанием карбонатно-терригенных пород — известковых и доломитовых мергелей с многочисленными прослоями алевролитов, аргиллитов, доломитов и известняков.

Эйфельский ярус. Отложения представлены переслаивающимися алевролитами, аргиллитами и мергелями с прослоями глинистых песчаников. В аргиллитах и алевролитах встречаются остатки рыб. Верхняя часть эйфельского яруса сложена пестроцветными терригенными и карбонатно-терригенными отложениями. Характерным для пород эйфельского яруса является их значительное ожелезнение и преимущественно терригенный состав. Мощность эйфельского яруса на р. Курейка равна 130 м.

Живетский ярус. Породы нижней части яруса представлены пестроцветными известковистыми и известково-глинистыми алевролитами. Верхняя часть сложена пестроцветными мергелями с серыми песчано-глинистыми известняками. Мощность яруса на р. Курейка составляет 120—130 м.

Верхний отдел

Верхнедевонские отложения на р. Курейка представлены в нижней части темно-серыми, серыми кристаллическими и пелитоморфными известняками. Выше залегают глинистые и алевролитистые темно-серые известняки. Предположительно мощность верхнего девона на р. Курейка составляет 100 м. Верхние горизонты (70 м) верхнего девона закрыты.

Р. Сухая тунгуска

Краткое литолого-стратиграфическое описание разрезов р. Сухая Тунгуска (западное крыло Большой Сухо-Тунгусинской антиклинали и опрокинутый блок у зоны Вороновского разлома) составлено по материалам С. П. Микуцкого, В. У. Петракова и др. [51] (рис. 45, 46).

Кембрийская система

Нижний, средний отделы

В составе нижнекембрийских отложений выделяются две свиты — платоновская и костинская. Верхняя треть костинской свиты относится к среднему кембрию.

Платоновская свита сложена серыми, зеленовато-серыми доломитами; часто встречаются известковистые и глинистые разности доломитов и прослой кварцевых гравелито-песчаников и конгломерато-брекчий. Стратиграфически снизу вверх характер платоновской свиты изменяется. В низах преобладают мелкокристаллические глинисто-доломитистые и известково-доломитистые разности, которые выше по разрезу заменяются более массивными водорослевыми известковистыми доломитами. В средней части свиты залегают прослой окремненных пород. В восточном разрезе (у Вороновского разлома) в средней части свиты среди серых доломитов появляются горизонты пестроцветных глинисто-алевритистых и известково-доломитистых сланцев, загипсованных доломитов, брекчированных известняков и красноцветных аргиллитов.

Костинская свита в разрезе р. Сухая Тунгуска имеет наибольшую мощность (1600 м). Согласно на платоновских породах залегают массивные мелкокристаллические кремневые доломиты костинской свиты. Только в верхней части имеются прослой доломитистых известняков. В средней и верхней частях свиты встречаются горизонты окремненных пород. Окремнение проявляется в виде желваков линз и прерывистых прослоев. Выше горизонта окремненных доломитов в средней части костинской свиты имеется горизонт водорослевых доломитов. Завершается свита пачкой темно-серых задолломиченных известняков. В восточной части разреза (у Вороновского разлома) в средней части свиты (550—400 м от основания) залегают пачка коричневатых-серых доломитистых и окремненных известняков, а выше — горизонт окремненных и водорослевых доломитов с редкими включениями гипсов.

Скважина С-12

Краткое литолого-стратиграфическое описание девонских и нижнекаменноугольных отложений скважины С-12 приводится по материалам Р. Г. Матухина¹ (см. рис. 56). Описываемая скважина пробурена в районе ст. Тундра, между городами Норильском и Дудинкой.

На глубине 967—955,6 м залегают серые и темно-серые доломитовые и доломитистые пелитоморфные известняки с массивной текстурой, с редкими известковыми гальками. Среди известняков встречаются оолитовые разности. Известняки содержат кальциосфериты, примитивные фораминиферы, трубчатые водоросли франско-фаменского облика. По мнению Р. Г. Матухина, отложения интервала 967—955,6 м представляют верхнюю часть каларгонской свиты.

¹ Неопубликованные данные.

Фаменский ярус. Породы фокинской свиты (аналог люмской свиты по В. В. Меннеру) литологически делятся на четыре пачки.

Первая пачка представлена мергельно-доломитово-ангидритовыми брекчиями. В виде обломков присутствуют доломиты глинистые, известковистые, реже алевритистые и мергели доломитовые. Форма обломков угловатая, последние составляют 25—70% объема породы. Цемент ангидритовый и гипсовый. Мощность данной пачки 44 м.

Вторая пачка представлена мергелями доломитовыми с гипсами и ангидритами. Соотношение мергелей и сульфатов меняется снизу вверх в пределах пачки. По всей пачке прослеживаются прослой мергельно-гипсово-ангидритовых брекчий мощностью до 0,8—1,4 м. Мергели этой пачки пелитоморфные, тонкослоистые или массивные. В нижней части разреза породы окрашены в серые и темно-серые тона, в верхней появляется бурая окраска. Мощность пачки 168 м.

Третья пачка сложена серыми и темно-серыми доломитами, глинистыми и алевритистыми доломитами. По всему разрезу наблюдается неравномерная ангидритизация доломитов и прослой ангидрита. Отмечаются также прослой мергельно-ангидритовых брекчий мощностью до 2 м. В верхней части пачки встречаются прослой полевошпатово-кварцевых песчаников мощностью до 3 м. Цемент песчаника доломитово-глинистый, огипсованный. Мощность пачки 138 м.

Четвертая пачка сложена серыми, темно-серыми и зеленовато-серыми известково-доломитовыми мергелями. Отмечаются линзы (3—5 см) и прослой ангидрита и гипса. Выше по разрезу мощности сульфатных прослоев увеличиваются и затем уменьшаются. Мергели этой пачки пелитоморфные, массивные, реже слоистые. Доломиты и известняки микрозернистые и глинистые. Мощность пачки 75 м.

Турнейский ярус. Породы его представлены в основном серыми и темно-серыми известняками. Встречаются чистые и глинистые, органогенные и хемогенные разности. Терригенная примесь алевритовой и песчаной разности содержится в незначительных количествах, только в подошве пачки отмечаются песчанистые разности известняков. Встречаются отдельные прослой доломитовых известняков и известняковых доломитов. По всей пачке наблюдаются линзы голубовато-серых кремней. Мощность отложений турнейского яруса равна 69 м.

Визейский ярус сложен в основном конседиментационными брекчиями мергельно-известкового состава. Обломки пород имеют угловатую форму. Встречаются мергели, глинистые известняки, известковые аргиллиты. Цемент брекчий кальцитовый мелко- и среднезернистый. В составе пачки отмечаются глинистые и алевритовые разности известняков. Мощность отложений визейского яруса 70 м.

Позднедевонский бассейн на данной территории был мелководным и по своему режиму приближался к лагуне. Осадки, отлагавшиеся в нем, были обогащены глинистым материалом.

Условия осадконакопления в северо-западной части Сибирской платформы в кембрийское, ордовикское, силурийское и девонское время¹

Приенисейская зона Сибирской платформы в нижне- и среднепалеозойское время характеризовалась наличием устойчивого режима мелководного эпиконтинентального бассейна, в котором имелись большие и малые

¹ По материалам С. П. Микудко, В. У. Петракова [51], Е. П. Акульшиной, В. У. Петракова [9].

острова. В начале нижнего кембрия накопление осадков происходило в мелководном бассейне и в прибрежной зоне суши. В платоновское время (условно алданский век) фациальные условия были различными на отдельных участках всего района. На северо-западных участках (р. Кулюмбе) образовывались красноцветные терригенные и терригенно-карбонатные толщи. На юго-восточных участках (р. Сухая Тунгуска) в это же время накапливались седиментационные и глинистые доломиты. Обилие синезеленых водорослей, знаки ряби, трещины усыхания, брекчированные прослои, оолитовые разности показывают, что платоновский бассейн был мелководным. В начале ленского века трансгрессия усилилась. Поступление терригенного материала с суши уменьшилось до минимума. В северо-западной зоне (р. Кулюмбе) образовывались известняки и доломиты, а в районе р. Сухая Тунгуска в условиях мелководного бассейна с повышенной соленостью вод накапливались седиментационные доломиты.

В середине нижнекембрийского времени развитие трансгрессии достигало максимума. В этот период (несколько позже) процессы пенеппенизации и химического выветривания на суше также достигли значительного развития, вследствие чего в бассейн поступали в большом количестве окислы железа и кремнезем.

В конце нижнекембрийского времени в Приенисейской зоне Сибирской платформы существовало мелководное эпиконтинентальное море, близкое по режиму раннененскому бассейну. В северо-западных районах в это время формировались темно-серые глинистые известняки и мергели, в юго-восточных районах (р. Сухая Тунгуска) образовывались чистые доломиты. Закончилась нижнекембрийская эпоха спадом трансгрессии. В этот период с пенеппенизированной суши в большом количестве выносился кремнезем.

В самом начале среднего кембрия происходила регрессия моря, бассейн обмелел, появились плоские острова, отделяющие некоторые участки моря. В районе рек Курейка, Летняя наступил кратковременный перерыв в осадконакоплении. В районе р. Кулюмбе в прибрежных частях мелкого моря накапливались преимущественно глинисто-известковистые осадки устьбрусской свиты. В отдельных участках возникали условия лагун, в которых формировались карбонатно-глинистые пестроцветные осадки.

Во второй половине амгинского века вновь началась трансгрессия моря, достигшая максимума в средней части среднего кембрия. В период максимума среднекембрийской трансгрессии в северных районах (р. Кулюмбе) образовывались сероцветные, местами глинистые известняки. Наличие оолитовых водорослевых образований, волноприбойных знаков и т. д. указывает на мелководье бассейна. Косая, узловатая и другие виды слоистости, прослои брекчированных и конгломератовидных известняков указывают на беспокойные условия осадкообразования в этом бассейне. В юго-восточных районах, после перерыва в осадконакоплении, в начале среднекембрийской эпохи формировались известняки и доломиты. Вещественный состав и текстурно-структурные признаки этих пород показывают, что их образование происходило в более спокойном бассейне с повышенной соленостью вод.

В верхнем кембрии в районе приенисейской части Сибирской платформы условия осадконакопления в общих чертах были такими же, как и в среднем кембрии. В начале верхнекембрийской эпохи в северных районах (р. Кулюмбе) в мелководной части шельфа с нормальной соленостью вод образовывались известковистые осадки. В юго-восточных районах в этот период отлагались преимущественно сероцветные известковистые и пестроцветные известково-глинисто-доломитовые осадки. В середине верхнекембрийской эпохи в северных районах осадконакопление происходило в мелководной части шельфа с беспокойным гидродинамическим режимом.

Верхнекембрийская трансгрессия продолжалась от начала верхнего кембрия и почти до середины эпохи. Средняя часть верхнего кембрия характеризовалась регрессией (реки Кулюмбе, Курейка, скв. Дьявольская). В конце верхнекембрийской эпохи снова наблюдалось некоторое расширение площадей, занятых морем. На всей территории района формировались мелководные сероцветные или пестроцветные морские известняки и доломиты.

В исследованных районах (реки Кулюмбе, Курейка, Сухая Тунгуска и скв. Дьявольская) в нижнеордовикскую эпоху продолжали существовать нормально-морские мелководные условия, установившиеся в конце верхнекембрийской эпохи. Во второй половине нижнеордовикской эпохи в данных районах наблюдались приближение береговой линии и усиленный привнос терригенного материала. В районе р. Курейка в течение почти всей раннеордовикской эпохи существовали преимущественно лагунные условия, в которых формировались красноцветные доломитовые осадки с признаками мелководья.

В среднеордовикское время произошли значительные изменения условий осадконакопления. В криволуцком веке в морской бассейн поступало значительное количество терригенного материала. Морской бассейн в это время представлял собой открытое море мелководной части шельфа. В районе р. Кулюмбе накапливалась толща карбонатно-терригенных пород мощностью 150 м, в районе р. Курейка — кварцевые песчаники мощностью 50 м. В конце криволуцкого времени произошло расширение площадей, занятых морем. С началом мангазейского века началось усиление регрессии (р. Кулюмбе). Наличие фосфоритов, а также многочисленные колонии кораллов и мшанок являются показателями нормальной солености и повышенной температуры воды. Следы трещин усыхания, знаки ряби и другие признаки свидетельствуют о чрезвычайной мелководности бассейна с периодическим осушением отдельных участков.

В раннесилурийский период во всем районе Приенисейской зоны море целиком регрессировало. В районе р. Кулюмбе были смыты образования верхней части ордовика, в районе р. Курейка — осадки всего верхнего ордовика.

Среднелландоверское время характеризуется новой трансгрессией моря. В этот период в прибрежных частях морского бассейна образовались граптолитовые сланцы. Дальнейшее усиление трансгрессии привело к смене прибрежных условий на условия открытого моря в конце лландоверского века.

В венлокское время происходило некоторое изменение в режиме бассейна, кратковременная регрессия в начале венлока сменилась новой значительной трансгрессией, максимум которой приходится на середину века. В этот период в морской бассейн поступало большое количество кремнезема. В конце венлока наступила регрессия, вследствие которой в осадках увеличилось количество терригенного материала, в районе р. Сухая Тунгуска в лагунах образовались доломиты.

Накопление осадков в верхнесилурийскую эпоху происходило в сильно осолоненных лагунах.

В начале девонского времени в связи с новым подъемом в области суши усилились денудация и привнос обломочного материала. В районе приенисейской части Сибирской платформы в нижнедевонское время осадкообразование происходило в условиях лагун и мелководных внутриматериковых бассейнов. Фациальный состав нижнедевонских отложений изменяется по площади. Красноцветные отложения южных районов на севере сменяются сероцветными морскими фациями (р. Кулюмбе). Бедность органических форм, глиптоморфозы по каменной соли указывают на значительное

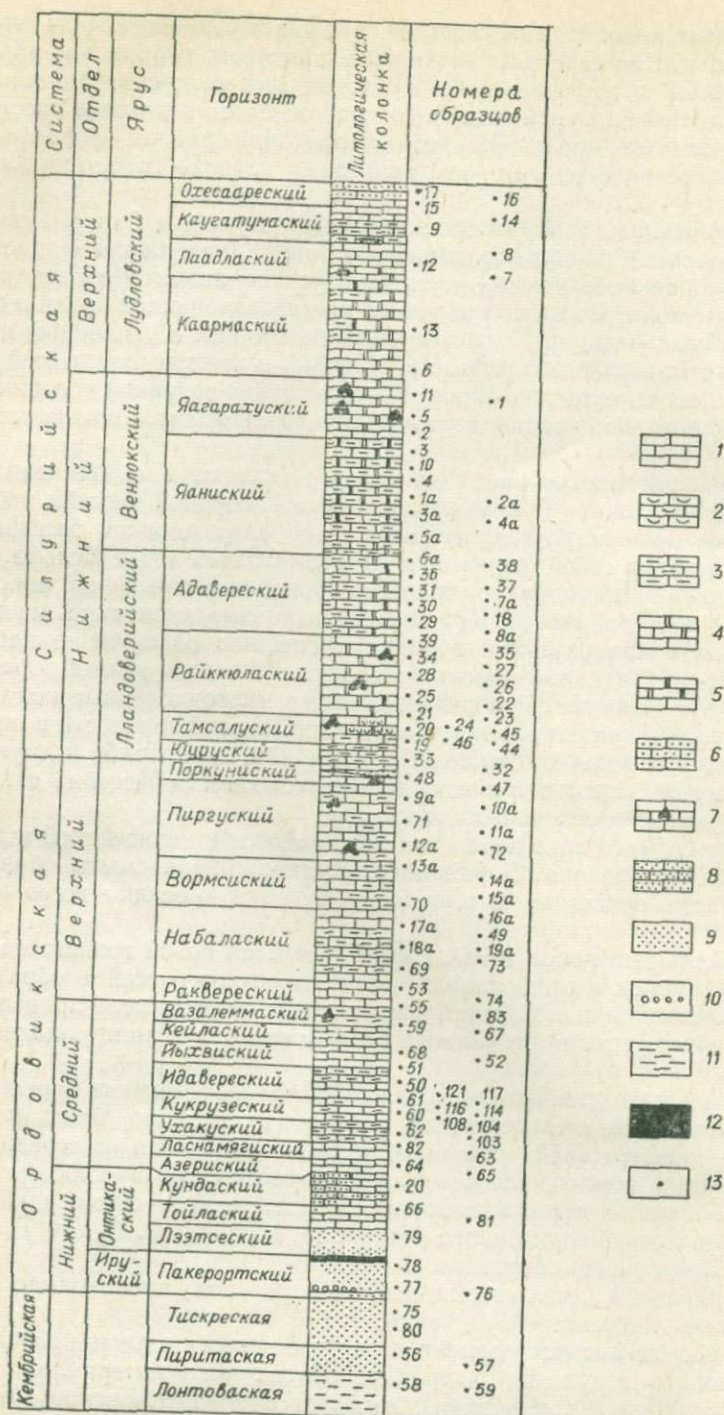


Рис. 47. Сводный разрез Эстонии (разрез составлен Э. А. Юргенсон по данным А. О. Аалое и др., 1958).

1 — известняк; 2 — биоморфный известняк; 3 — мергель и мергелистый известняк; 4 — известняк и доломит; 5 — доломит; 6 — известняк с оолитами; 7 — известняк с биогермами; 8 — песчаный известняк; 9 — песчаник; 10 — конгломерат; 11 — глина; 12 — сланцы; 13 — результаты анализа.

засолонение мелководных девонских бассейнов и лагун. Увеличение количества органических остатков и их разнообразие в северных разрезах свидетельствуют о нормальных морских условиях в этих районах.

В отличие от нижнедевонского времени, в среднедевонский период увеличилась роль карбонатных и карбонатно-терригенных отложений. В районе р. Курейка образовались пестроцветные и красноцветные осадки лагунного типа, чередующиеся с сероцветными морскими осадками. Севернее, в районах р. Кулюмбе, г. Норильска, отлагались сероцветные осадки с гипсом и ангидритом. В конце среднедевонской эпохи имела место трансгрессия моря и накапливались карбонатные морские осадки.

В верхнедевонское время образовались серые и темно-серые известняки, которые свидетельствуют о морских условиях осадконакопления. Во второй половине верхнего девона в северо-западных участках установился лагунный режим.

В турнейский век усилилась трансгрессия моря. Повсеместное распространение сероцветных известняков свидетельствует о том, что в турнейское время существовали нормально-морские условия накопления осадков, что подтверждается также многочисленной фауной. К верхам турнейского яруса наблюдается некоторое увеличение терригенного материала и постепенный переход к терригенным породам визейского яруса.

СЕВЕРО-ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ, ЭСТОНИЯ

Литолого-стратиграфическое описание разреза отложений ордовика и силура Эстонии составлено по материалам, собранным в 1961—1963 гг. под руководством Э. А. Юргенсон сибирскими литологами при участии автора и затем всесторонне обработанным, а также по книге А. О. Аалое и др. [1], Р. Я. Мянниль [56] (рис. 47).

Ордовикская система

Ордовикская система представлена в Эстонии главным образом известняками, лишь в самых низах ее залегают песчаники и сланцы. Последние образовались в более мелком море, чем залегающие выше известняки.

Нижний отдел

Эландская серия, **ирусский ярус**. Пакерортский горизонт — A_{2-3} сложен в нижней части светло-серыми, мелкозернистыми, местами глинистыми песчаниками. В средней части горизонта встречается «оболовый конгломерат», представленный линзами кварцевого песчаника с обломками створок оболит, которые содержат 36% P_2O_5 . Верхи горизонта сложены битуминозными глинистыми тонкослоистыми сланцами темно-коричневого цвета. Мощность горизонта колеблется от 3 до 22 м.

Онтикасский ярус. Лээтсеский горизонт — B_1 (глауконитовый песчаник) сложен зеленовато-серой глиной, зеленым глинистым глауконитовым песком или песчаником и глауконитовым известковистым песчаником. Мощность горизонта составляет 0,5 м на востоке и 4 м — на западе.

Волховский (тойлаский) горизонт — B_{II} в основном представлен разнообразными известняками. Местами отмечаются фосфоритовые конгломераты, окремненная фауна. Для пород волховского горизонта характерно наличие многочисленных поверхностей перерыва, примесь галек, оолиты и др. Мощность горизонта колеблется от 0 до 14 м.

Кундаский горизонт — V_{III} сложен доломитизированными, оолитовыми и плотными известняками. В нижней части горизонта встречаются фосфоритовые гальки, образующие местами конгломерат; в верхах распространены поверхности перерыва. Нижняя и верхняя границы горизонта проводятся также по поверхности размыва. Мощность горизонта колеблется от 0,1 до 14 м.

Средний отдел

Вируская серия, пуртсеский ярус. Азерский горизонт — C_1a состоит из серых мергелистых известняков с бурыми железистыми оболочками. В западном направлении в породах увеличивается содержание зерен кварца до образования песчанистого известняка. Мощность горизонта 0,1 — 0,7 м.

Ласнамягский горизонт — C_1b сложен однородными светло-серыми известняками с незначительным содержанием глинистого материала. Мощность горизонта от 5 до 13 м.

Ухакусский горизонт — C_1c представлен преимущественно тонкослоистыми мергелистыми известняками с тонкими прослойками мергеля и кукурсита. В верхней части горизонта встречаются поверхности перерыва. Мощность ухакусского горизонта колеблется от 4 до 16 м.

Кукрузеский горизонт — C_{II} сложен в основном синевато-серыми мергелистыми известняками с прослоями буровато-серого битуминозного известняка и кукурсита. На востоке Эстонии прослой кукурсита достигают большой мощности и приобретают промышленное значение. Мощность кукрузеского горизонта меняется от 4 м на западе до 13,5 м на северо-востоке.

Курнаский ярус. Идавереский горизонт — C_{III} состоит из светлых синевато-серых известняков с большим количеством прослоев мергеля. Встречаются прослой метабентонита, кремнистая фауна. Мощность горизонта колеблется от 0,4 до 10,6 м. В идавереское время прекратилось накопление органического материала, началось поступление вулканогенного материала в бассейн осадконакопления.

Йыхвиский горизонт — D_1 отделяется от нижележащего двумя прослоями метабентонитов и сложен однородными синевато-серыми мергелистыми известняками с тонкими прослойками мергеля. В нижней половине горизонта расположен слой метабентонита и встречается кремнистая фауна. Мощность горизонта 4—13 м.

Кейлаский горизонт — D_{II} также отделяется от нижележащего йыхвиского слоем метабентонита и состоит из мергелистого и твердого известняка. Местами отмечается слабое кремнение фауны. Мощность горизонта достигает 26,8 м и в среднем колеблется в пределах 12—27 м.

Оандуский (вазалеммаский) горизонт — D_{III} сложен крупнозернистым цистовидным известняком, плотным афанитовым и мергелистым биогермовым известняком. Характерной особенностью горизонта является изменчивый литологический состав. Мощность колеблется от 0,5 до 10 м.

Верхний отдел

Харьюская серия, раквереский горизонт E литологически резко отличается от нижележащих горизонтов. Плотный, микрокристаллический с раковистым изломом раквереский известняк напоминает литографический камень. Мощность горизонта 8 — 25 м. Тонкозернистый, коллоидный материал раквереского известняка формировался при воздействии известковых водородов, живших в неглубоких частях бассейна. Привнос терригенного материала в это время был незначительным.

Набалаский горизонт — F_1a литологически сходен с раквереским. Нижняя его часть состоит в основном из мергелистых известняков; верхняя

представлена плотными афанитовыми известняками. В верхах горизонта отмечается окремнение фауны. Мощность составляет 22—42 м.

Вормсиский горизонт — $F_1 b$ сложен средне- и мелкозернистыми синевато-серыми известняками с различным содержанием глинистого материала и окремненной фауны. Нижней границей горизонта служит резко выраженная поверхность несогласия. Вверху вормсиские известняки постепенно переходят в мергелистые известняки пиргу. Мощность горизонта 6—9 м.

Пиргуский горизонт — $F_1 c$ состоит из коричневато-серых мергелистых известняков с прослоями мергеля. Встречаются биогермовые известняки, окремненная фауна, кремнистые конкреции. В верхней части горизонта наблюдаются многочисленные поверхности перерыва осадконакопления. Мощность равна 33—47 м.

Поркуниский горизонт — F_{II} представлен в основном известняками и доломитами. Внизу горизонт сложен мергелистыми, битуминозными и биогермовыми известняками. В верхней части горизонта залегают кварцевые песчаники и песчаные известняки. Отмечается окремнение детрита. Мощность горизонта колеблется от 2 до 7 м.

Силурийская система

Силурийский разрез сложен главным образом известняками, доломитами и мергелями. Нижняя граница системы приводится по подошве юрусского горизонта. Заканчиваются силурийские отложения охесаарским горизонтом; далее следует перерыв до среднего девона.

Нижний отдел

Лландоверский ярус. Юрусский горизонт — G_1 характеризуется детритовыми мергелистыми известняками с частыми прослоями мергеля. Встречаются биогермовые мергелистые известняки. Мощность горизонта 7,0—22 м. Породы юрусского горизонта по литологическим признакам резко отличаются от нижележащих пород ордовика.

Тамсалуский горизонт — G_{II} сложен разнообразными известняками. Встречаются биогермовые известняки, желваки кремней и окремненные скелеты организмов. Мощность горизонта 6,8—21,4 м.

Райккюлаский горизонт — G_{III} представлен известняками и доломитами. Нижняя часть горизонта на западе Эстонии сложена известняками с многочисленными кораллами и строматопорами. В верхней части горизонта распространены известняки с прослоями конгломератов и биогермовые известняки с линзами кремней. В Восточной Эстонии нижние слои горизонта сложены доломитизированными известняками и мергелистыми доломитами с фауной кораллов и строматопороидей. Общая мощность горизонта 30—25 м.

Адавереский горизонт — H сложен разнообразными карбонатными породами. Нижние слои представлены мергелистыми известняками, мергелями и глинами, верхние слои — доломитизированными мергелистыми известняками. На острове Саарема адавереский горизонт состоит в основном из глин и мергелей.

В верхних слоях горизонта наблюдаются кристаллы галенита, сфалерита, пирита, кремневые брекчии и конкреции белых, серых, красноватых кремней. В нижней части горизонта встречаются поверхности перерыва и прослой метабентонита. Мощность горизонта довольно постоянная — 27,0—49,4 м.

Венлокский ярус. Яниский горизонт — I_1 сложен главным образом мергелистыми, карбонатными породами. Нижней границей горизонта является прослой метабентонита. В основании горизонта залегают доломитизирован-

ные и глинистые мергели с прослоями метаботтонита. В верхах горизонта отмечаются поверхности перерыва и прослойки конгломерата. Мощность горизонта колеблется в пределах 30,5 — 56,5 м.

Ягарахуский горизонт — I_2 представлен известняками, частично доломитизированными. Известняки часто имеют мелкодетритовую и биоморфную структуру. Широко распространены биогермы, встречаются поверхности перерыва. Мощность горизонта 50—55 м.

Верхний отдел

Лудловский ярус. Каармаский горизонт — K_1 в основном сложен доломитами и известняками. Известняки состоят из мелкого детрита и мелкообломочного материала. В нижней части встречаются поверхности перерыва, косящая слоистость, трещины усыхания и псевдоморфозы по каменной соли. Мощность горизонта колеблется от 23 до 52 м.

Паадлаский горизонт — K_2 сложен известняками, местами глинистыми с крупнодетритовой структурой. Широко распространены поверхности перерыва. В верхней части залегают биогермовые известняки. Мощность горизонта 14—22 м.

Каугатумаский горизонт — K_3 представлен известняками и мергелями. В нижней части мергели переслаиваются с глинистыми известняками. Верх горизонта сложен глинистыми известняками с крупнодетритовой структурой. Встречаются поверхности перерыва. Мощность горизонта 15 м.

Охесаареский горизонт, — K_4 сложен детритовыми мергелистыми известняками и мергелями. В верхней части горизонта отмечаются прослойки кварцевого алеврита, иногда отмечаются знаки ряби. Мощность горизонта 14 м.

Условия осадконакопления в ордовикское и силурийское время на территории Эстонии

Краткое описание условий осадкообразования составлено по материалам А. К. Рымусокс [76] и Э. А. Юргенсон [100].

В самом начале ордовика на территории Эстонии в прибрежных условиях образовались конгломераты, песчаники и глинистые сланцы пакерортского горизонта. В конце пакерортского времени произошло кратковременное поднятие, в результате которого были смыты верхи горизонта.

Вторая половина нижнего ордовика характеризовалась новой трансгрессией и образованием песчаных пород, обогащенных глауконитом, а затем известняков, содержащих зерна глауконита и железистые соединения. В первой половине среднего ордовика повсюду на территории Эстонии в условиях погружения дна бассейна происходило образование карбонатных пород. В начале второй половины среднего ордовика (идавереское время) имело место некоторое поднятие, сопровождавшееся выклиниванием осадков идавереского горизонта. В то же время отлагались метаботтониты, указывающие на оживленную вулканическую деятельность в Скандинавии. С йыхвиского времени началось образование более мощных отложений. В верхнем ордовике отмечается резкое изменение характера осадков. В раквереское и набалаское время формировались афанитовые известняки. В пиргуское время образовывались отложения большей мощности, чем в предыдущие эпохи. Этот период характеризуются образованием биогермов и известняков биогермового типа. В конце ордовикского периода на территории Эстонии имела место регрессия моря.

В силурийский период на территории Эстонии происходило сокращение размеров морского бассейна. В мелководном море образовались тамса-

луские брахиоподовые банки, райкюлаские рифовые известняки и отлагались бентонитовые глины. Мелководные морские условия сохранились и в дальнейшем в адавереское, яниское и яагарахуское время. По-прежнему продолжалось образование бентонитовых глин. На границе венлока и лудлова произошло значительное дальнейшее сокращение морского бассейна, которое усугубилось на границе нижнего и верхнего лудлова и особенно на границе силура и девона. В породах лудловского яруса более четко проявились литологические особенности, характеризующие их как осадки мелководного морского бассейна, иногда с повышенной соленостью вод.

ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЧАСТЬ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ, МОСОЛОВСКАЯ СКВАЖИНА

Краткое литолого-стратиграфическое описание разреза Мосоловской опорной скважины составлено по материалам Л. М. Елиной (1951)¹ (рис. 48).

Мосоловская опорная скважина находится в центральной части Русской платформы. Самыми древними отложениями, пройденными скважиной, являются разно- и крупнозернистые полимиктовые песчаники, содержащие гальки кварца и обломки эффузивных пород. Стратиграфически выше песчаники сменяются серо-зелеными, буроватыми, слюдястыми глинами с подчиненными прослоями песчаников и алевролитов. По данным некоторых авторов, эти отложения имеют нижнекембрийский возраст.

Девонская система

Средний отдел

Живетский ярус. По стратиграфическому несогласию на глубине 1226 м проводится нижняя граница живетского яруса. Верхняя граница устанавливается по кровле известняково-глинистой пачки с морской фауной на глубине 1042 м. Отложения живетского яруса литологически делятся на пять пачек. Первая пачка (1226—1162 м) сложена песчаниками и алевролитами с подчиненными прослоями аргиллитов, глин и единичными прослоями доломитов, которые залегают в кровле пачки. Песчаник имеет полевошпатово-кварцевый состав, цемент глинистый, в низах карбонатно-глинистый. Алевролиты зелено-серые, светло-серые, аналогичного песчаникам состава. Аргиллиты насыщены гидроокислами железа. Вторая пачка (1162—1122 м) сложена ангидритами с подчиненными прослоями доломитов и голубовато-зеленых аргиллитов. Третья пачка выделяется в интервале 1122—1105 м и представлена в основном аргиллитами доломитовыми и редкими прослоями доломитов и мергелей. Четвертая пачка (1105—1065 м) сложена известняками, доломитизированными известняками и кремнистыми известняками с единичными прослоями глин и мергелей. Все известняки этой пачки содержат пирит. Пятая пачка (1065—1042 м) представлена в основном глинами с маломощными прослоями известняков и мергелей. В пачке наблюдаются переходы от глин жирных неизвестковистых к известковистым глинам и мергелям и известнякам.

Верхний отдел

Франский ярус. Нижнецигровский горизонт залегают в интервале 1042—772 м и представлен в нижней части мощной толщей песков, песчаников, алевролитов, алевролитовых глин. В верхней части этой толщи преоб-

¹ Неопубликованные данные.



ладают глины. В составе песков кварца содержится 92%, полевых шпатов—8%. Алевролиты также кварцевые глинистые, цемент их слюдоподобный и сидеритовый. Глины в нижней части грубозернистые, в верхней части — хорошо отсортированы. Основная масса глин, так же как и цемент вышеописанных алевролитов, сложена тонкочешуйчатым слюдоподобным материалом. Сидерит встречается либо в виде сферолитов, либо цементирует глину, иногда окислен до гидроокислов. Верхняя часть нижнешигровского горизонта сложена глинисто-алевролитистыми и алевроитово-песчаными породами. Пески мелкозернистые, кварцевые, слюдяные, с глинистым и сидеритовым цементом. Алевролиты сильно глинистые, кварцевые. Глины красноцветные, местами обогащены гидроокислами железа. Верхняя часть нижнешигровского горизонта, в отличие от нижней, характеризуется повышенным содержанием циркона и слюд.

Верхнешигровский горизонт (772 — 723 м) сложен доломитизированными известняками и известняками. В нижней части горизонта известняки обогащены глинистым материалом.

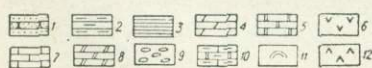
Семилюкский горизонт (723 — 665 м): литологически разделяется на три пачки нижняя сложена известково-глинистыми породами, в верхней преобладает известняк.

Воронежский горизонт (665 — 572 м) литологически также делится на три пачки: нижняя сложена глинами, в средней преобладают мергели с прослоями известняков, в верхах горизонта наблюдаются чередующиеся мергели и известняки.

Евлонско-ливенский горизонт (572 — 473 м), как и два предыдущих, делится на три пачки: нижняя сложена известняками, которые в средней пачке становятся глинистыми; верхняя представлена водорослевыми кремнистыми известняками и доломитизированными известняками.

Фаменский ярус. Задонско-елецкий горизонт (473—380 м) литологически делится на две части. Нижние слои характеризуются глинистыми и доломитизированными из-

Рис. 48. Разрез Мосоловской скважины (составлен по данным Л. М. Елиной, 1959):



вестняками с редкими прослоями глин и мергелей. В верхах залегают доломитизированные известняки.

Данково-лебединский горизонт (380—222 м) сложен довольно разнообразными породами. В низах залегают доломитизированные и окремненные известняки, а также доломиты. Средняя часть горизонта сложена загипсованными доломитами и доломитами. Верхние слои представлены доломитами, водорослевыми и брекчированными известняками.

Озерско-хованский горизонт (222 — 208 м) сложен известняками с прослоями доломитов. В разрезе преобладают обломочные известняки.

Каменноугольная система

Нижний отдел

Турнейский ярус. Породы яруса с размывом залегают на озерско-хованских слоях. Нижняя часть яруса сложена песчаниковидными известняками с гальками и гравием мелкозернистого известняка. Эти породы объединены в малевскую толщу (208 — 201 м) или бисферовые и цитериновые слои. В верхней половине яруса преобладают волнисто-слоистые и микрозернистые известняки, составляющие упинскую толщу (201—194 м).

Визейский ярус. На размытой поверхности упинских слоев залегает слой белой сухарной глины каолинитового и алевролиты кварцевого состава. Они объединяются в угленосную толщу (194—190 м). Вышележащая тульская толща (190 — 168 м) сложена алевролитами и известняками с прослоями глин. Алексинская толща (168—152 м) характеризуется кавернозными фораминиферовыми окремненными известняками. Михайловская (152 — 137 м) и веневская (137 — 126 м) толщи, составляющие окский горизонт, сложены фораминиферовыми ризоидными и зернистыми известняками.

Средний отдел

Московский ярус. Верейский горизонт (126—102 м) по литологическим особенностям делится на две равные части. Нижняя половина сложена известняками, песчаниками и глинами. В верхах горизонта залегают песчаники и глины. Глины верейского горизонта обогащены гидроокислами железа. Каширский и подольский горизонты (102 — 36 м) в данном разрезе не разделены. Предполагается, что нижняя часть толщи, сложенная доломитами, доломитами с прослоями известняков, доломитизированными известняками с прослоями органогенных известняков, относится к каширскому горизонту. Верхняя часть этой толщи характеризуется известняками и доломитами, в которых в больших количествах встречаются флюорит и кремь.

Условия осадконакопления в девонское и каменноугольное время в районе Мосоловской скважины

Характеристика условий осадконакопления в девонское и каменноугольное время в районе Мосоловской скважины составлена по материалам Л. М. Елиной [31], М. А. Ратеева [64] и В. Г. Махлаева [46].

Отложения живетского яруса представляют единый цикл осадконакопления, начинающийся континентальными и завершающийся нормально-морскими осадками. По литологическим пачкам живетского яруса четко прослеживается смена условий осадконакопления. Первая пачка образовалась в условиях дельтовых или аллювиальных. Во второй пачке отмечаются признаки засоленного лагунного водоема, которые в третьей пачке характери-

зуются переходными от лагунных к морским условиям. Четвертая и пятая пачки образовались в перитовой зоне. В конце живецкого времени вновь происходит поднятие Воронежского массива и Токмовского свода, которое завершается региональным перерывом в осадконакоплении в самом конце среднего девона. Здесь в условиях гумидного тропического климата породы подвергались сильному химическому выветриванию с образованием каолиновой коры выветривания [64].

Нижнецигровские слои в центральных районах Русской платформы залегают на размытой поверхности среднедевонских отложений. В нижнецигровское время на данной территории был расположен резко опресненный морской бассейн, ограниченный с северо-запада и севера областью накопления континентальных, преимущественно аллювиальных отложений. В это время на месте Мосоловской скважины существовали континентальные и прибрежные бассейны осадконакопления. В верхнецигровское время здесь имела место максимальная трансгрессия и происходило образование карбонатных осадков в нормально-морских условиях.

В результате тектонических движений на границе ниже- и верхнефранского времени произошло обмеление морского бассейна и осушение отдельных участков. На месте Мосоловской скважины во второй половине франского яруса существовало мелководное море.

В течение большей части елецкого времени на территории центральной части Русской платформы находился сравнительно глубоководный бассейн. Соленость его была нормальной или несколько выше нормальной. Соленость вод этого бассейна постепенно повышалась, уменьшались его глубина и площадь, что указывает на развитие регрессии в конце елецкого времени.

При переходе от елецких слоев к лебедянским в районе Мосоловской скважины наблюдается смена мелководных известняков более глубоководными известняками или известняками с глиной. В других районах граница между елецкими и лебедянскими отложениями представляет собой поверхность размыта. В начале лебедянского времени произошло углубление и расширение бассейна. Соленость его вод понизилась. В период образования нижней части лебедянской толщи бассейн был мелководным, нормально-соленым. В середине лебедянского времени бассейн углубился и расширился, а затем он быстро обмелел и был весьма мелководным почти в течение всей верхней половины лебедянского времени. Наряду с сокращением и засолением эпиконтинентального бассейна центральной части Русской платформы во вторую половину данково-лебедянского времени в юго-восточной части началось его возрождение, выразившееся в постепенном восстановлении здесь нормальных морских условий. Этот процесс был вызван опусканием дна бассейна.

В озерское время продолжалась регрессия данково-лебедянского бассейна, которая сопровождалась поднятием областей питания, а также повышением солености вод этого бассейна. Отложения хованского бассейна представлены исключительно карбонатными породами, которые образовались в морском бассейне незначительной глубины с пониженной соленостью вод в сравнении с озерским временем.

В начале каменноугольного времени началось восстановление морских условий, которым предшествовал континентальный перерыв в некоторых районах Русской платформы. В этот период море занимало большую часть платформы. Конец турнейского времени характеризовался общим резким подъемом и полным осушением платформы. В тульское время происходило опускание платформы [98]. Между тульской и алексинской толщами происходило поднятие морского дна вплоть до его осушения. К началу среднего карбона вся Русская платформа была приподнята. В результате предверейского поднятия в центральной части были размыты наморские, серпухов-

ские и местами окские слои. Восточная часть Русской платформы в начале и нижнего, и среднего карбона продолжала прогибаться.

В верейское время в районе Мосоловской скважины имели место прибрежно-морские и неустойчивые морские условия [64]. В каширское время осадконакопление осуществлялось примерно на той же площади, что и в верейское время, однако изменился характер процесса в сторону карбонатакопления и усиления роли доломитообразования. По мнению Н. М. Страхова [84], это было обусловлено усилением морской трансгрессии, ослаблением эрозионных процессов на суше и прогрессирующей аридизацией климата. В районе Мосоловской скважины в каширское время существовали прибрежно-морские условия.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ УСЛОВИЙ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ПО ВЕЩЕСТВЕННОМУ СОСТАВУ ГЛИНИСТОЙ ЧАСТИ ПОРОД

Одной из задач настоящей работы является интерпретация условий осадконакопления по вещественному составу глинистой части пород. Двойственный характер глинистых минералов, как отмечено в предисловии данной работы, позволяет выявить как условия выветривания на континенте, так и некоторые условия осадконакопления в бассейне. В главах II, III и IV автором обоснована возможность такой интерпретации по величинам $Al_2O_3 : Na_2O$; $K_2O : Na_2O$; (001) : (002); $B : Ga$; $V : Zn$ и другим показателям. В данном разделе рассматривается изменение указанных характеристик конкретно по разрезам. При этом принимается, что возрастание величин $Al_2O_3 : Na_2O$ и $K_2O : Na_2O$ по разрезу обуславливается главным образом увеличением зрелости всех глинистых минералов (глинистой части пород). Максимальные значения величины отношения интенсивности отражений (001) : (002) характеризуют наиболее зрелые разности минералов группы гидрослюды. Для большей части изученных разрезов различными исследователями было проведено детальное литологическое изучение, при котором определялась зрелость пород соотношением устойчивых и неустойчивых при химическом выветривании минералов и обломков пород. В результате установлено, что в породах высокой зрелости резко преобладают устойчивые обломочные компоненты, а хемогенная составляющая, если она присутствует в осадках, сложена элементами малой миграционной способности. Породы низкой зрелости характеризуются полимиктовым составом песчано-алевритовой фракции, среди хемогенных образований не встречаются элементы малой подвижности (Казаринов [35]). Результаты этих исследований коротко изложены в настоящей главе и сопоставлены с данными автора.

Характеристики $B : Ga$ и $V : Zn$ применяются как показатели условий осадконакопления в бассейне седиментации. Возрастание или уменьшение величин $B : Ga$; $V : Zn$ соответственно отражают развитие трансгрессивного или регрессивного режима осадконакопления.

Р. Мойеро

Л. Г. Еникеевой, Е. П. Марковым¹ в разрезе ордовикских и силурийских отложений р. Мойеро выделен целый ряд осадочных толщ, в пределах которых имеет место закономерное изменение вещественного состава, проявляющееся в периодическом повышении и понижении зрелости пород. Стратиграфическое положение горизонтов, сложенных высокозрелыми породами, следующее.

В пределах усть-кутского яруса высокозрелыми породами являются кремнистые доломиты верхней пачки. Нижняя и верхняя части чуньского

¹ См: Труды СНИИГГИМС, вып. 78, 1968, стр. 152.

яруса также сложены высокозрелыми породами. На рубеже чуньского и кривоуццкого ярусов, повсюду на Сибирской платформе отмечаются продукты переотложения коры выветривания. Подобную характеристику имеют породы верхней части кривоуццкого, средней части долборского ярусов, средней и верхней частей лландоверского, средней и верхней частей венлокского, нижней и верхней частей лудловского ярусов. На рис. 49 приводится кривая изменения коэффициента мономинеральности по разрезу пород, построенная по материалам Л. Г. Еникеевой и Е. П. Маркова.

При исследовании глинистой части пород разреза р. Мойеро автором совместно с Л. Г. Еникеевой и Е. П. Марковым было установлено периодическое изменение величин $Al_2O_3 : Na_2O$; $K_2O : Na_2O$; $B : Ga$; $V : Zp$ (рис. 49, 50). Все перечисленные характеристики вещественного состава глинистой части пород в течение ордовикского и силурийского периодов изменялись аналогично. Максимальные значения их приурочиваются к определенным стратиграфическим горизонтам. Это — верхи кембрия, верхи усть-кутского и верхняя часть чуньского ярусов до границы с кривоуццким (кривоуццкий ярус слабо охарактеризован), верхняя часть мангазейского и долборского ярусов, верхи лландоверского и нижняя часть венлокского ярусов, верхи венлокского и низы лудловского ярусов, верхи лудловского яруса. Выделение перечисленных выше уровней только по величине $Al_2O_3 : Na_2O$ затруднительно, но вполне правомерно при комплексном использовании всех характеристик вещественного состава. Автор считает, что осадочные толщи перечисленных выше стратиграфических уровней характеризуются более зрелыми глинистыми минералами и трансгрессивным режимом осадконакопления. На этих же стратиграфических уровнях Л. Г. Еникеевой, Е. П. Марковым отмечаются наиболее зрелые породы. Развитие трансгрессии моря в бассейне Мойеро, установленное по величинам $B : Ga$; $V : Zp$, близко соответствует общегеологическим данным.

Р. Кулюмбе

По данным В. И. Бгатова и Е. С. Рабиханукаевой, изучавших в 1963 г. разрез р. Кулюмбе с применением метода литолого-формационного анализа¹, породы ордовика характеризуются постоянным комплексом аллотигенных минералов, лишь количественные соотношения их резко меняются в отдельных толщах. В отложениях ордовика указанными авторами отмечаются три горизонта, характеризующиеся высоким содержанием устойчивых к выветриванию компонентов пород, которые залегают в верхней части усть-кутского яруса на границе с чуньским, в верхах чуньского, в кривоуццком, в мангазейском ярусах. В. И. Бгатовым и В. Г. Матухиной (1966)² было изучено карбонатное вещество в кембрийских, ордовикских и силурийских породах данного разреза. По их данным, карбонатное вещество в разрезе периодически то обогащается, то обедняется магниезильной и кальцитовой составляющей. Максимальное содержание кальцита в карбонатных породах имеет место на определенных стратиграфических уровнях: 1) в средней части майского яруса; 2) на границе среднего и верхнего кембрия; 3) в средней части верхнего кембрия; 4) дважды в верхней части верхнего кембрия; 5) в средней части нижнего ордовика (примерно на границе усть-кутского и чуньского ярусов); 6) в кривоуццком ярусе; 7) в долборском ярусе; 8) в лландоверском и низах венлокского ярусов; 9) в верхней части венлокского яруса; 10) в лудловском ярусе (рис. 51). Известно, что преобладание доломита в карбонатных породах характеризует регрессив-

¹ См.: Докл. АН СССР, 1970, т. 190, № 5.

² Неопубликованные данные.

режим осадконакопления и, наоборот, интенсивное образование кальцитсодержащих карбонатов обуславливается развитием трансгрессии моря. Таким образом, на перечисленных выше стратиграфических уровнях имело место развитие трансгрессии моря.

При исследовании глинистой части пород разреза р. Кулюмбе автором было установлено, что в кембрийских, ордовикских, силурийских и девонских отложениях вещественный состав минералов глинистой фракции существенно и неоднократно изменяется. Изменения вещественного состава глинистой части пород констатируются изменениями величин $Al_2O_3 : Na_2O$; $K_2O : Na_2O$; $B : Ga$; $V : Zn$. Характер изменения указанных характеристик представлен на рис. 52—54, из которых следует, что возрастание величин индекса зрелости глинистых минералов, а также $K_2O : Na_2O$ в разрезе кембрийских отложений происходит в верхней части амгинского яруса, примерно в средней части майского, затем в верхах майского яруса (на границе среднего и верхнего кембрия). Последующее, более значительное возрастание имеет место в средней части верхнего кембрия (верхняя часть кембрия нашими данными не охарактеризована). Аналогичные изменения наблюдаются для величин $B : Ga$ и $V : Zn$. Следует отметить, что последние отношения в кембрии имеют более четкий характер, их изменения более плавны во времени. Резкое повышение значений рассматриваемых характеристик наблюдается в средней и верхней частях нижнего ордовика и криволуцком ярусе. В низах мангазейского яруса отмечаются пониженные значения этих характеристик. Верхняя часть мангазейского яруса в данном разрезе не охарактеризована. В пределах долборского яруса имеет место тенденция возрастания указанных величин к верхним горизонтам, однако более детальных данных здесь не имеется. Некоторое возрастание величин $Al_2O_3 : Na_2O$; $K_2O : Na_2O$; $B : Ga$; $V : Zn$ имеет место в верхней части лландовери на границе с венлоком. Вышележащие отложения разреза р. Кулюмбе автором не изучались.

Как следует из представлений, изложенных в гл. III—IV, причиной подобных изменений величин $Al_2O_3 : Na_2O$; $K_2O : Na_2O$ по разрезу является периодическое возрастание зрелости глинистой части пород. Аналогичное изменение величин $B : Ga$; $V : Zn$ указывает на параллельность хода развития интенсивности химического выветривания и трансгрессивных условий осадкообразования.

Полученные автором данные об условиях осадконакопления в бассейне р. Кулюмбе находятся в соответствии (в пределах ордовика) с данными

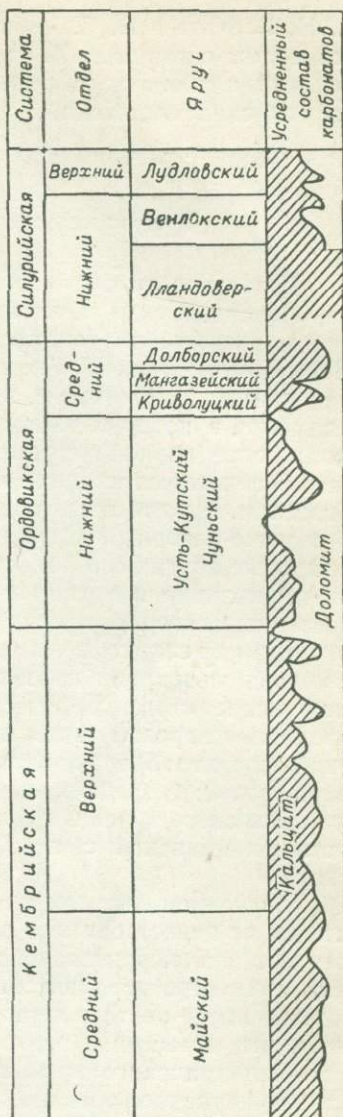


Рис. 51. Схема изменения состава карбонатов в разрезе отложений бассейна р. Кулюмбе (по данным В. И. Бгатова, В. Г. Матухиной).

ное выветривание гидрослюдов, отражаемое изменением величины $Al_2O_3 : Na_2O$, имеет место во времени раньше, чем появление других, более зрелых, глинистых минералов группы монтмориллонита и каолинита. Иными словами, максимумы величин (001) : (002) в гидрослюдах соответствуют только периодам образования коры выветривания, без значительного ее размыва, а максимум величины $Al_2O_3 : Na_2O$ характеризует, кроме того, также и время более интенсивного размыва коры выветривания. В местах, где максимумы величин $Al_2O_3 : Na_2O$ и (001) : (002) в гидрослюдах смещены, развитие коры выветривания имело место только до ее размыва. Там, где максимальные значения (001) : (002) в гидрослюдах характеризуют интервалы во времени, одинаковые с интервалами максимальных значений $Al_2O_3 : Na_2O$, происходило одновременно и образование коры выветривания, и ее размыв.

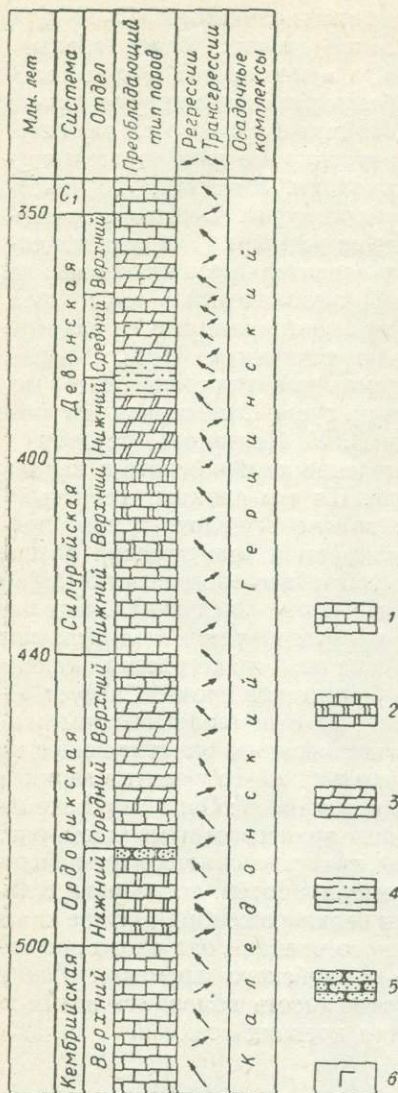
Величина $V : Ga$ изменяется аналогично величинам $Al_2O_3 : Na_2O$ и $K_2O : Na_2O$, тем самым показывая одновременность развития трансгрессии моря и интенсивного химического выветривания на суше. Отмеченная автором закономерность подтверждается материалами В. У. Петракова, установившего развитие трансгрессии и регрессии в течение кембрийского и начале ордовикского периодов в Туруханском районе. По его данным, трансгрессивный режим осадконакопления имел место во второй половине платоновского и начале костинского времени. Затем крупная трансгрессия развилась в ленском веке; значительно меньшего масштаба трансгрессия была во второй половине амгинского и начале майского веков. Следующая, верхнекембрийская трансгрессия, как и ленская, характеризуется значительным развитием. В нижнеордовикское время развивалась трансгрессия, максимальное проявление которой наблюдается в байкитское время. Следует отметить, что верхнекембрийская трансгрессия, по общегеологическим данным В. У. Петракова, имеет длительное существование, охватывающее во времени почти весь верхний кембрий, исключая какой-то момент в верхней трети усть-пелядкинского времени. Судя по величине $V : Ga$, в верхнекембрийскую эпоху имело место трехкратное развитие трансгрессии моря (см. рис. 55). Как следует из хода кривой этой величины, трансгрессия моря имела наибольшее развитие в самом начале верхнего кембрия; затем, после значительного спада, снова развивалась в средней части верхнего кембрия; после кратковременного спада в конце усть-пелядкинского времени она снова достигла максимального развития в начале усть-мундуйского времени. Таким образом, геохимические исследования дают возможность дополнять и значительно конкретизировать условия накопления древних осадков.

Скважина С-12

В результате детальных литологических исследований девонских и нижнекаменноугольных отложений Норильского района Р. Г. Матухиным (1966)¹ установлено, что интенсивное выветривание имело место в середине жединского века, в конце кобленского, начале эйфельского, в начале, середине и конце живетского веков, а также в конце франского и турнейском веках. В эти периоды отмечаются трансгрессии моря на территории северо-запада Сибирской платформы. Особенно широкое развитие трансгрессии имело место в конце живета, среднего франа и турне. В разрезе скважины С-12 зрелые породы отмечаются в турнейском и визейском ярусах.

При исследовании глинистой части пород установлено, что в нижней и верхней частях франского (?), верхах фаменского и в нижней и верхней частях турнейского, а также в низах визейского ярусов имеет место увеличение

¹ Неопубликованные данные.



значений $Al_2O_3 : Na_2O$ и $K_2O : Na_2O$. В верхах франского и фаменского ярусов указанные характеристики возрастают в меньшей степени, чем в турнейском и визейском ярусах. Однако в первых обнаружено присутствие каолинита, которое указывает на высокую зрелость глинистой фракции. Таким образом, повышенная зрелость глинистой части пород и породы в целом отмечается в турнейском и визейском ярусах. В верхах франского и фаменского ярусов имеет место повышение зрелости глинистой части пород, но в меньшей степени, чем в первых горизонтах; низкие значения величины $Al_2O_3 : Na_2O$ объясняются наличием аутигенного глинообразования в данной части разреза (рис. 56). Как следует из вышеизложенного, в данном разрезе не все горизонты, характеризующиеся высоkozрелой глинистой составляющей, подтверждаются данными коэффициента мономинеральности.

Для пород скважины С-12 имеет место некоторое несоответствие данных по минералогическому составу песчано-алевритовой части пород и химическому составу глинистого вещества. Причиной этого следует считать вероятное присутствие аутигенных глинистых минералов в отложениях скважин С-12. Однако еще не решенным является вопрос, в какой мере влияют эти факторы на

Рис. 57. Схема развития трансгрессии и регрессии моря в нижнем палеозое Сибирской платформы (по данным В. П. Казаринова и В. И. Бгатовта, 1965):

1 — известняк; 2 — доломит; 3 — мергель; 4 — аргиллит, 5 — песчаник; 6 — гипсы.

величины $Al_2O_3 : Na_2O$ и $(001) : (002)$. Возможно, что они в меньшей степени искажаются (особенно величина $(001) : (002)$), чем минералогический состав песчано-алевритовой фракции. Тогда при распознавании осадков разной зрелости следует отдать предпочтение первым, хотя не исключено, что они тоже подвержены влиянию вулканизма и аридного климата. Для решения этого вопроса необходимо изучение глинистого вещества вулканогенно-осадочных толщ по принятой нами методике.

Как показано в данной главе, максимальные значения коэффициента мономинеральности, индекса зрелости глинистой составляющей, величины $K_2O : Na_2O$, а также величины $(001) : (002)$ в гидрослюдах, $V : Ga$, $V : Zn$ в глинистой фракции имеют место на одних и тех же стратиграфических уровнях¹.

¹ За исключением разрезов, для которых применение коэффициента мономинеральности, как характеристики зрелости пород, не рекомендуется.

Следовательно, можно считать, что стратиграфические уровни, характеризующиеся наиболее зрелыми породами и зрелой глинистой составляющей, соответствуют моментам развития трансгрессии моря. Иными словами, интенсивное химическое выветривание на континенте совпадало по времени с развитием трансгрессии моря. Точнее, максимум трансгрессии развивается несколько раньше, а в период переотложения и размыва коры выветривания (максимум зрелости глинистого вещества) имеет место уже начало регрессии. Следует отметить, что абсолютно точного соответствия во времени в изменении всех перечисленных характеристик не наблюдается и не должно быть. Причиной этого является то, что примененные характеристики показывают реакцию различных компонентов породы на условия выветривания на континенте, а также и на физико-химические условия в бассейне. Естественно, что на песчаной части породы эти факторы скажутся раньше, чем на глинистой. Причем в пределах глинистых фракций минералы группы гидрослюд раньше прореагируют на интенсивность химического выветривания, чем минералы каолинита и монтмориллонита и т. д. Так как содержание малых элементов относительно друг друга, помимо интенсивности химического выветривания на суше, связано с условиями в бассейне осадконакопления, естественно, что эти факторы, накладываясь, ускоряют или замедляют во времени реакцию глинистого вещества на них. Таким образом, изменение данных характеристик происходит одновременно, но в интервале более или менее продолжительном. На какое время и когда происходит опережение или запаздывание реакции отдельных частей породы на изменение условий осадконакопления, — интересный, но еще не решенный вопрос.

В исследованных автором различных районах Сибирской платформы (северная, северо-западная и западная окраина) в палеозойское время (Sp, O, S, D) интенсивное химическое выветривание на суше и развитие трансгрессии моря проявлялись неоднократно и периодически. Максимального развития эти явления достигали в следующие моменты геологического времени: 1) примерно в начале алданского века; 2) в нижней половине алданского века (?); 3) примерно в середине алданского века; 4) в большей части ленского века; 5) в верхней половине амгинского и начале майского веков; 6) в конце среднекембрийской и в начале верхнекембрийской эпох; 7) примерно в средней части верхнего кембрия (?); 8) в конце верхнекембрийской и в начале нижнеордовикской эпох; 9) в средней части нижнего ордовика (?); 10) в конце нижнеордовикской эпохи; 11) во второй половине среднеордовикской эпохи; 12) на границе ордовикского и силурийского периодов (?); 13) в конце лландоверского и в начале венлокского веков; 14) в конце венлокского и начале лудловского веков; 15) в конце лудловского века (?); 16) в начале франского века; 17) в конце франского века (?); 18) в конце фаменского и начале турнейского веков; 19) в начале визейского века.

Установленная автором закономерность изменения вещественного состава глинистой части пород в палеозойское время и развития трансгрессии и регрессии моря за этот период находится в соответствии с данными, полученными В. И. Бгатовым и В. П. Казариновым (1965) о развитии трансгрессии и регрессии моря в нижнем палеозое Сибирской платформы (рис. 57)

ЭВОЛЮЦИЯ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА ГЛИНИСТОЙ ЧАСТИ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД ОТ КЕМБРИЯ ДО КАРБОНА

Эволюция химического состава глин Русской платформы была изучена А. П. Виноградовым и А. Б. Роновым [19]. По их данным, глины Русской платформы содержат значительно меньше Na_2O и обогащены CaO , MgO и CO_2 относительно «сложных проб», составленных Кларком. Распределение некоторых элементов во времени показывает периодические колебания и признаки необратимого изменения химического состава глин. Содержание натрия практически остается неизменным. Абсолютное содержание калия вверх по разрезу уменьшается, обуславливая уменьшение величины $\text{K} : \text{Na}$ в шесть раз.

Обогащение древних глин калием А. П. Виноградов и А. Б. Ронов считают следствием более интенсивного формирования на древней суше (в корях выветривания и почвах) продуктов выветривания, обогащенных калием, т. е. гидрослюдов, которые образуются в результате изменения первичных слюдов и калиевых полевых шпатов. В дальнейшем рост осадочного покрова обусловил сокращение от эпохи к эпохе выноса продуктов выветривания калиевых полевых шпатов и слюдов в бассейны седиментации.

Указанные авторы отмечают изменение минералогического состава глин во времени в сторону уменьшения в них количества калиевых минералов в более молодых глинах. В связи с этим принимается, что основная масса калия связана в решетке глинистых минералов. Калий, не входящий в структуру глинистых минералов и сорбированный поглощающим комплексом глин, играет подчиненную роль. В глинах, как и в карбонатных породах, отчетливо выражена тенденция роста величины $\text{Ca} : \text{Mg}$ от древних к молодым. Распределение Ca и Mg в глинах указывает на их близкое парагенетическое соотношение. Отмечается закономерное и направленное изменение содержания алюминия и титана. Оба эти элемента в течение всей послепротерозойской истории были парагенетически связаны друг с другом. Отчетливо выражается тенденция к уменьшению содержания алюминия и титана от древних рифейских глин к третичным. На этом фоне наблюдаются периодические колебания в содержании последних. Максимум содержания Al и Ti соответствует эпохам трансгрессии моря на сушу, длительное время бывшую под действием процессов интенсивного выветривания. Величина $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$ также отражает направленность и периодичность этого процесса.

В главе III данной работы автором показано, что эволюция состава глинистого вещества во времени может быть прослежена по структурным особенностям гидрослюдов—величине $(001) : (002)$. Однако в настоящее время такие измерения проведены по разрезам Сибирской платформы только для кембрия и ордовика (см. рис. 55).

Для характеристики эволюции состава глинистого вещества в палеозойских отложениях платформенного типа автором принято изменение средне-

го содержания некоторых его химических компонентов. Как уже отмечалось в гл. III, содержание глинозема повышается от кембрия до ордовика и силура; затем наблюдается некоторое понижение к девону и повышение в карбоне (см. рис. 5). Несколько иначе изменяется содержание K_2O — оно происходит в весьма незначительных пределах. Содержание натрия в этом интервале мало меняется (см. рис. 12). Более четкое изменение в течение данного времени имеют величины $Al_2O_3 : Na_2O$ и $K_2O : Na_2O$ (см. рис. 20). Линия D—C показана пунктиром, в связи с меньшим количеством образцов в этом интервале по сравнению с другими интервалами. На графике отмечаются два крупных цикла с максимальными значениями этих величин в ордовике—силуре и карбоне. Таким образом, на основании весьма грубой схемы (по периодам) изменения содержания основных компонентов и величин их отношений можно считать, что в развитии вещественного состава глинистой части пород от кембрия до карбона имеют место два крупных цикла: кембрий — ордовик, силур — карбон.

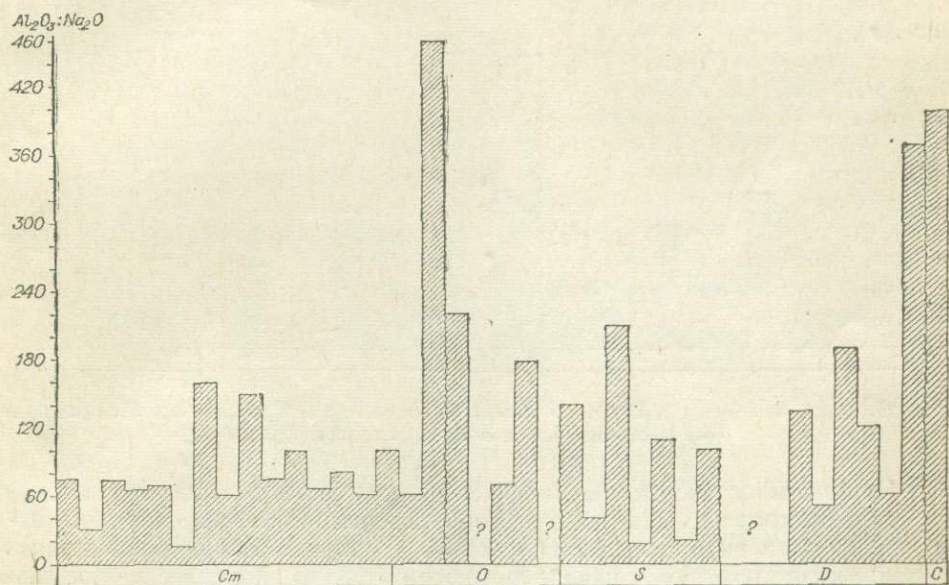


Рис. 58. Схема изменения $Al_2O_3 : Na_2O$ в глинистой части пород в течение палеозоя (на примере некоторых районов Сибирской платформы).

Однако, как показано в гл. V, изменение содержания глинозема, калия и натрия относительно друг друга происходит в значительно более короткие интервалы времени, чем периоды. В связи с этим автор считает, что эволюцию вещественного состава глинистой части пород необходимо рассматривать в более дробных интервалах, фиксирующих периодическими изменениями последнего в конкретных разрезах.

В гл. V уже было прослежено изменение величин $Al_2O_3 : Na_2O$; $K_2O : Na_2O$ в вертикальном профиле по разрезам рек Мойеро, Кулюмбе, Курейка, Летняя, Сухая Тунгуска, скв. № 1, Дьявольской площади и Тунгусской опорной скважины. В данном разделе рассматривается схема изменения вещественного состава глинистой части пород во времени от кембрия до карбона для всех исследованных районов Сибирской платформы. Стратиграфическая корреляция отложений исследованных районов проводилась согласно корреляционным региональным стратиграфическим схемам для кембрия, ордовика, силура и девона. Для Туруханского района сводный страти-

графический разрез построен В. У. Петраковым (1965). Стратиграфический интервал для каждого этапа выбирался согласно изменению величин $Al_2O_3 : Na_2O$; $K_2O : Na_2O$ в конкретных разрезах. Абсолютное значение рассматриваемых величин того или иного этапа в схеме (рис. 58, 59) равно среднеарифметическому из числа значений, входящих в этот интервал.

На схеме изменения величин $Al_2O_3 : Na_2O$; $K_2O : Na_2O$ в палеозойских отложениях некоторых районов Сибирской платформы четко прослеживается ритмичное убывание или возрастание более стойких компонентов относительно менее стойких в глинистой фракции, что означает уменьшение или увеличение зрелости последней. За весь рассматриваемый период образования осадков обогащение глинистого вещества стойкими компонентами на Сибирской платформе происходило 18 раз (рис. 58, 59). Очевидно, в истории осадконакопления за период от начала кембрия и до начала карбона этих ритмов было больше, но некоторые стратиграфические интервалы не были исследованы автором за неимением каменного материала.

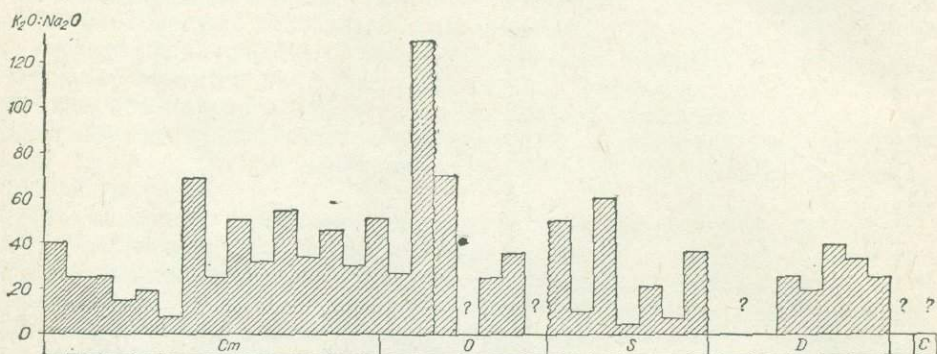


Рис. 59. Схема изменения $K_2O : Na_2O$ глинистой части пород в течение палеозоя (на примере некоторых районов Сибирской платформы).

На фоне многочисленных ритмов изменения состава глинистого вещества более мелкого порядка четко выделяются два ритма более крупного порядка. Первый ритм охватывает кембрий и нижний ордовик, завершаясь в самом конце нижнего и начале среднего ордовика. Наиболее зрелое глинистое вещество этого ритма находится в байкитской свите и низах криволучского яруса. Второй ритм, начинаясь в среднем ордовике, завершается в нижнем карбоне. Максимум зрелости глинистого вещества приходится на турнейский ярус (см. рис. 58, 59).

Таким образом, изменение величин $Al_2O_3 : Na_2O$ и $K_2O : Na_2O$ в сводных разрезах некоторых районов Сибирской платформы показывает, что в интервале от начала кембрия и до карбона глинистое вещество осадочных пород по химическому составу не остается постоянным. Многократно обогащаясь более стойкими компонентами, оно в своем развитии лишь дважды достигает максимальной зрелости — в ордовике и начале карбона.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

При изучении глинистой части пород кембрийского, ордовикского, силурийского, девонского, каменноугольного и пермского возрастов различных районов Сибирской и Русской платформ установлено следующее.

1. Платформенные отложения, характеризующиеся малыми мощностями, карбонатно- и карбонатно-глинистым составом, находятся на стадии начального эпигенеза с неизменным глинистым цементом. Измененными являются пермские терригенные породы Норильского района, вторичные преобразования которых доходят до стадии глубинного эпигенеза и обусловлены, очевидно, контактовым метаморфизмом. Каменноугольные отложения Предверхоанского прогиба характеризуются вторичными изменениями стадии глубинного эпигенеза, вызванными большими мощностями осадков и особым тектоническим режимом.

Границы между породами, находящимися на различных стадиях изменения, проходят на различных стратиграфических горизонтах и связаны не с геологическим возрастом, а с мощностями осадочного покрова и особыми геологическими условиями.

Наилучшая сохранность глинистых минералов имеет место в карбонатных породах, затем глинистых. Изменения глинистых минералов в наибольшей степени имеют место в песчаниках.

Химический состав глинистой части пород, сложенной в основном гидрослюдой и хлоритом в зависимости от вторичных преобразований, практически не меняется, даже при позднем метагенезе. Происходит перекристаллизация и совершенствование кристаллической структуры без изменения состава вещества.

2. Принимая во внимание неизменное состояние гидрослюд в зоне начального эпигенеза, к которой относятся платформенные карбонатные и карбонатно-глинистые породы палеозойского возраста, а также преобладание гидрослюд в составе глинистой фракции этих пород, автор считает, что величина отношения интенсивности отражения (001) : (002) является показателем относительного содержания содержания межпакетного калия в слюдах на разных стадиях выветривания. При этом она не зависит ни от типов пород, ни от фаций и обуславливается только интенсивностью выветривания на континенте. Возрастание этой величины характеризует усиление выветривания.

3. Содержание основных компонентов глинистой части пород SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O , Na_2O в различной мере зависит от типов пород, фациальных условий осадконакопления и геологического времени. Среднее содержание кремнезема в глинистой части исследованных пород составляет 47% и постепенно уменьшается от доломитов (50%) к песчаникам (43%). Среднее содержание глинозема в глинистой фракции тех же пород составляет 15%.

Для данного компонента определенной зависимости между его содержанием и типом породы не установлено. Среднее содержание калия в глинистой части пород в целом для всего палеозоя составляет 4% и заметно изменяется, равномерно уменьшаясь от 5 до 3% по всему ряду пород от доломита до песчаника. Среднее содержание натрия в глинистой фракции пород составляет 0,4%. По типам пород оно практически не меняется.

В зависимости от фациальных условий осадконакопления содержание натрия изменяется в меньшей, кремнезема, глинозема и калия — в большей степени.

В течение времени от кембрия и до карбона содержание компонентов SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O , Na_2O в глинистой части пород изменяется. Количество кремнезема и глинозема нарастает от кембрия до силура, затем понижается к девону и снова повышается к началу карбона. В значительно меньшей степени и несколько иначе изменяется калий. Содержание натрия практически остается постоянным.

На основании проведенных исследований автором принято, что глинистые минералы обогащаются алюминием и величина $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{Na}_2\text{O}$ возрастает по мере усиления интенсивности химического выветривания на континенте. Установлено, что в профиле кор выветривания на гнейсах, порфиритах наблюдается возрастание величины $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{Na}_2\text{O}$ в глинистой фракции снизу вверх по мере увеличения зрелости (степени выветрелости) пород и образующихся при этом глинистых минералов. Аналогичная картина наблюдается в профиле коры выветривания на граните и глинистом сланце Новосибирской области. Также закономерно изменяется величина $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{Na}_2\text{O}$ в континентальных и морских отложениях палеогена и неогена Кустанайской области и палеозоя некоторых районов Сибирской и Русской платформ, возрастая в более зрелых, уменьшаясь в менее зрелых породах.

Автор считает, что отношение $\text{K}_2\text{O} : \text{Na}_2\text{O}$ в глинистой части пород также характеризует интенсивность выветривания, в результате которого образовались эти глинистые минералы, и может служить показателем зрелости глинистых минералов аналогично величине $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{Na}_2\text{O}$. Подтверждением этому служат данные по химическому составу глинистой части пород в корях выветривания на гнейсах, порфиритах, граните и глинистом сланце в континентальных и морских отложениях третичного и палеозойского возраста. Везде в рассмотренных глинистых фракциях с возрастанием зрелости (выветрелости) пород и глинистых минералов увеличивается отношение $\text{K}_2\text{O} : \text{Na}_2\text{O}$. Применение величины $\text{K}_2\text{O} : \text{Na}_2\text{O}$ в качестве показателя зрелости глинистой части пород морского генезиса допускается на основании предположения, что при поступлении в морской бассейн содержание калия существенных изменений не претерпевает. Данное доложение подтверждается рядом исследователей, а также близкими значениями коэффициентов корреляции между элементами $\text{K} - \text{Na}$ как в породах заведомо не морского происхождения, так и в глинистых фракциях исследованных пород морского генезиса. Однако следует отметить, что величина $\text{K}_2\text{O} : \text{Na}_2\text{O}$ применима в качестве показателя зрелости глинистых минералов с учетом состава материнских пород.

Установлено, что характеристики вещественного состава глинистой части пород $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{Na}_2\text{O}$ и $\text{K}_2\text{O} : \text{Na}_2\text{O}$ практически не зависят от типов пород, которые образовались в бассейне осадконакопления, и не изменяются в связи с различными морскими фациальными условиями. С течением геологического времени от кембрия до карбона наблюдается их изменение, причиной которого является колебание интенсивности химического выветривания на континенте, о чем подробнее будет сказано ниже.

Величины отношений $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{K}_2\text{O}$ и $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$ в глинистой части пород в какой-то мере тоже обуславливаются интенсивностью химического вы-

ветривания на континенте. Однако, как показано, эти характеристики вещественного состава в значительно большей мере, чем $Al_2O_3 : Na_2O$ и $K_2O : Na_2O$, зависят от типа породы и фашиальных условий, в которых образовались эти породы.

Следует отметить, что при наличии аутигенного глинообразования (бассейны высокой солености вод) структурная характеристика гидрослюды — величина отношения (001) : (002) — является более надежным показателем интенсивности химического выветривания на континенте, чем величина $Al_2O_3 : Na_2O$ или $K_2O : Na_2O$.

4. Известно, что основным носителем бора в глинистой части пород являются гидрослюды. Автором установлено, что среднее содержание бора в глинистых фракциях пород палеозойского возраста равно 0,024% и практически не зависит от петрографического типа последних. Доломиты, известняки, глинистые известняки содержат 0,027 — 0,033% бора; мергели, аргиллиты, алевролиты и песчаники — 0,016 — 0,026% бора.

Среднее содержание бора в глинистой части пород понижается от нормально-морских к мелководным, затем возрастает примерно в два раза к прибрежным и вновь понижается к лагунным фациям. Подобное поведение бора в пределах морских фашиальных условий не согласуется с мнением некоторых исследователей, что содержание бора в глинистой части пород возрастает по мере увеличения солености вод морского бассейна, а может быть объяснено влиянием таких факторов, как вещественный состав глинистой части пород, содержание органического вещества в породе и др.

Показано, что содержание бора в глинистой части различных пород в зависимости от возраста изменяется также незначительно. В кембрийское, ордовикское и силурийское время содержание бора колеблется в пределах 0,033 — 0,038%, в девоне снижается до 0,017%, в нижнекаменноугольный период вновь достигает 0,032%. Пониженное содержание бора в девонское время, очевидно, обуславливается изменением вещественного состава глинистой части пород (увеличение содержания каолинита) и зрелостью глинистого вещества. На это указывает сходное изменение кривых, отражающих изменение величин $Al_2O_3 : Na_2O$, $K_2O : Na_2O$, и содержания бора во времени, а также более высокое содержание бора в более зрелых разностях глинистого вещества.

5. Среднее содержание малых элементов в глинистой части пород следующее: Pb = 0,0016; Ti = 0,300; Co = 0,023; Cu = 0,0112; Mn = 0,0258; Cr = 0,007; Zn = 0,0123; Ga = 0,0019; Ni = 0,0063; V = 0,022; Zr = 0,0078; Ba = 0,0150; Sr = 0,0400. Приведенные величины средних содержаний в различной степени изменяются в зависимости от типа породы (доломит, глинистый доломит, известняк, глинистый известняк, аргиллит, алевролит, песчаник). По данному признаку изученные автором малые элементы, входящие в глинистую часть пород палеозойского возраста, делятся на три группы.

Первую группу составляют титан, ванадий, барий. Максимальное изменение содержания данных элементов в разных типах пород находится в пределах 1—2. Во второй группе объединяются марганец, цирконий, кобальт и медь, среднее содержание которых в зависимости от типа породы изменяется в 3—4 раза. Никель, цинк, галлий, хром, стронций и свинец составляют третью группу с колебаниями их содержания от 4 до 18 раз.

Наблюдается более равномерное распределение малых элементов по трем основным петрографическим типам пород (доломиты, известняки и терригенные разности). По данному ряду пород содержание титана, кобальта, хрома, меди, бария, свинца, галлия, цинка, ванадия изменяется не более чем в два раза. Содержание стронция, марганца, никеля и циркония колеблется в пределах 3—6.

В зависимости от фациальных условий образования осадка среднее содержание малых элементов в глинистой фракции изменяется различно. Содержание ванадия, титана, бария, циркония, кобальта и меди практически остается постоянным в нормально-морских, мелководно-морских, прибрежных и лагунных осадках. Свинец, хром, никель, марганец, цинк, стронций содержатся в разных количествах в зависимости от фациальных условий. Таким образом, исследованные малые элементы делятся на две группы. К первой относятся элементы (Ti, Zr, Ga, Ba), содержание которых в глинистой части пород в меньшей степени зависит от ее типа и от фациальных условий. Распределение элементов второй группы (Sr, Mn, Pb) в значительной мере зависит от типа породы и подвержено влиянию фаций. Возможно, что элементы первой группы связываются с глинистыми частицами в основной своей массе еще в профиле выветривания и на путях миграции. Вторая группа элементов адсорбируется глинистыми минералами в морских бассейнах осадконакопления.

В зависимости от времени изменяется равномерность распределения малых элементов по типам пород. Наиболее равномерное распределение характерно для пород девонского возраста, затем кембрийского, силурийского и ордовикского.

Среднее содержание малых элементов в глинистой части пород также изменяется с течением времени. Для таких элементов, как титан, цинк, цирконий, медь, наблюдается постепенное увеличение их содержания от кембрия к девону; концентрация никеля, хрома, ванадия со временем уменьшается. Содержание остальных элементов периодически изменяется в ту или другую сторону. Изменение содержания титана, ванадия, меди, цинка, циркония во времени имеет разный характер для каждого из них в зависимости от типа породы.

Установлено, что в породах разной зрелости среднее содержание малых элементов отличается незначительно. Марганец, титан, цинк, цирконий, медь, галлий и стронций имеют несколько повышенное содержание в более зрелых породах. Содержание свинца, никеля, хрома, ванадия, кобальта и бария одинаково в породах разной зрелости. Значительное влияние на содержание малых элементов в глинистой части, как уже отмечалось, имеет тип породы.

Таким образом, на основании литературных и полученных автором данных следует считать, что концентрация того или иного элемента в глинистой части пород может обуславливаться интенсивностью химического выветривания на суше, характером осадконакопления в бассейне, химическими и энергетическими свойствами самих элементов. Чрезвычайно сложные зависимости между концентрацией малых элементов в глинистой части пород и условиями осадконакопления являются предметом дальнейших исследований автора.

6. В настоящее время выявлены лишь некоторые особенности распределения бора, галлия, ванадия, циркония, титана в глинистой части пород, позволяющие в какой-то мере дать интерпретацию условий осадконакопления. Алюминий и галлий в профиле выветривания имеют строго согласованное поведение по причине их прочных связей в структурной решетке глинистых минералов. Это дает основание считать изменение величины $Al : Ga$ в вертикальном профиле осадочных пород (в глинистой части) показателем интенсивности химического выветривания, происходящего на континенте в период образования глинистых минералов. Подобное поведение титана, алюминия, галлия и циркония в глинистой части пород и осадочных породах также позволяет считать, что изменение величин $Ti : Ga$, $Ti : Zr$, $Zr : Ga$, как и величины $Al : Ga$, в вертикальном профиле является показателем колебания интенсивности выветривания на континенте. Сле-

дует при этом учитывать влияние фаций и типов пород. Содержание титана в глинистой фракции тоже может служить показателем ее зрелости.

Весь галлий, так же как и бор (помимо входящего в турмалин и бораты), содержащийся в осадочных породах, связан с глинистыми минералами. Бор и галлий характеризуются резко противоположным поведением в бассейне осадконакопления, имеют относительно повышенное содержание в более зрелых породах. Подобное поведение бора и галлия в зоне гипергенеза дает основание считать величину $B : Ga$ в глинистой части пород показателем условий осадконакопления в бассейне. Увеличение отношения показывает, что изучаемые осадки накапливались в большем удалении от берега моря.

На основании имеющегося геологического материала автор считает, что в большинстве случаев изменение величины $B : Ga$ в вертикальном профиле характеризует развитие трансгрессии и регрессии моря. Возрастание данного отношения показывает трансгрессию моря.

Ванадий и цинк в зоне гипергенеза характеризуются очень сходным поведением по отношению к глинистому и органическому веществу. Ванадий равномерно распределен в морских фациях, характеризуется несколько повышенным содержанием в карбонатных породах. Цинк в значительной степени концентрируется в породах пресноводного генезиса; содержание его в последних превышает содержание в морских на несколько порядков. Такое поведение данных элементов в зоне гипергенеза дает основание считать величину $V : Zn$ в глинистой части пород показателем условий осадкообразования в бассейне аналогично величине $B : Ga$. Возрастание величины $V : Zn$ по разрезу пород обуславливается усилением признаков, характеризующих морской режим бассейна, или развитием трансгрессии моря.

Известно, что распределение малых элементов в профиле выветривания в большей мере обуславливается интенсивностью выветривания, чем составом пород. Чем интенсивнее выражено химическое выветривание на континенте, тем большая часть всех элементов поступает в пути миграции в виде растворов и тончайших взвесей. В условиях слабого химического выветривания на суше малые элементы, мигрируя в составе обломков пород, концентрируются в грубодисперсной части пород. Следовательно, относительная концентрация малых элементов в глинистой части пород, которая определяется как частное от деления содержания данного элемента в глинистой фракции на его содержание в породе, также может служить показателем интенсивности химического выветривания на водосборной суше. Данный коэффициент применим для элементов, концентрирующихся главным образом в нерастворимой части карбонатных пород.

7. Определение коэффициентов корреляции между макро- и микрокомпонентами вещественного состава глинистой части пород дает представление о парагенетических соотношениях этих компонентов. В настоящее время автором определены парагенетические связи разной степени (близкие, отдаленные и весьма отдаленные) между малыми элементами — свинец, марганец, никель, хром, титан, ванадий, кобальт, цинк, цирконий, медь, галлий (каждого с последующим) для различных типов пород. Установлено, что отдаленные и весьма отдаленные парагенетические соотношения между Ti, Ga, Pb, Cr, Co, Zr в аргиллитах и известняках весьма подобны. Совершенно отличные парагенетические связи между элементами $Pb, Mn, Ni, Zn, Cu, Ga, Ti, Cr, V, Co, Zr$ характеризуют глинистую часть доломитов. Близкие парагенетические связи имеет весьма незначительное число элементов — Pb, Ga, Ti, Ni, Cr, Zr как в аргиллитах, так и в известняках и доломитах.

Подобные взаимосвязи между малыми элементами в глинистой фракции аргиллитов, известняков и доломитов могут быть объяснены, если

принять, что глинистая часть в аргиллитах и известняках представлена в основном минералами обломочного происхождения. В доломитах же помимо аллотигенного имело место аутигенное глинообразование. Поэтому здесь (в бассейнах с повышенной соленостью вод) во вновь образующиеся глинистые минералы из морской воды входили малые элементы (Zn, Cu, Mn и др.), которые только в доломитах тесно связаны друг с другом.

Одинаковый характер близких парагенетических связей между элементами Pb, Ga, Ti, Ni, Cr, Zr для всех типов пород обуславливается, по мнению автора, формированием этих связей до поступления глинистых минералов в морской бассейн, что указывает на аллотигенное происхождение основной части глинистых минералов во всех типах пород. Таким образом, парагенетические связи малых элементов глинистой части пород подтверждают осадочно-обломочную концепцию образования глинистых минералов, а также показывают влияние аутигенного глинообразования в аридных (доломиты) климатических условиях.

На основании сказанного в пп. 4, 6 автор считает, что среднее содержание или концентрация малых элементов в глинистой части пород в большей мере находится в зависимости от типов пород и фациальных условий осадконакопления. Весьма отдаленные и отдаленные парагенетические связи (низкие значения коэффициентов корреляции) подвержены влиянию типов пород и фациальных условий лишь при наличии аутигенного глинообразования. Близкие парагенетические связи (высокие значения коэффициента корреляции) между этими элементами не зависят от условий осадконакопления в бассейне и определяются процессами выветривания на континенте.

8. Анализ изменения величин $Al_2O_3 : Na_2O$; $K_2O : Na_2O$; $V : Ga$; $V : Zn$ и отношения интенсивностей (001) : (002) в породах различного возраста и в разных районах Сибирской платформы показывают, что в течение геологического времени происходили периодические и многократные усиления и ослабления химического выветривания на суше, где образовывались глинистые минералы, и одновременно имели место трансгрессии и регрессии моря, в котором осаждались эти минералы.

На основании материалов, изложенных в гл. V, автор считает, что химическое выветривание на континенте усиливалось одновременно с развитием трансгрессии моря. Однако максимум трансгрессии несколько смещен относительно максимума химического выветривания. Последний соответствует уже самому началу регрессии.

В исследованных автором различных районах Сибирской платформы (северная, северо-западная и западная окраины) в палеозойское время (St, O, S, D, C) химическое выветривание на суше и трансгрессии моря достигали максимума в следующие моменты геологического времени: 1) примерно в начале алданского века; 2) в нижней половине алданского века (?); 3) в середине алданского века (граница платоновской и костинской свит); 4) в большей части ленского века; 5) в верхней половине амгинского и начале майского веков; 6) в конце среднекембрийской и в начале верхнекембрийской эпох; 7) в середине верхнекембрийской; 8) в конце верхнекембрийской и в самом начале нижнеордовикской эпох; 9) в средней части нижнего ордовика (?); 10) в конце нижнеордовикской эпохи; 11) во второй половине среднеордовикской эпохи; 12) на границе ордовикского и силурийского периодов; 13) в конце лlandoверского и начале венлокского веков; 14) в конце венлокского и начале лудловского веков; 15) в конце лудловского века; 16) в начале франского века (?); 17) во второй половине франского века; 18) в конце фаменского, начале турнейского веков; 19) в начале визейского века.

9. На основании литературных данных и материалов, изложенных в главах II, III и V, автор приходит к выводу, что состав глинистого ве-

щества в течение периода кембрий — карбон изменяется. Эволюция химического состава глинистой части пород платформенного типа обуславливается не поствагнетическими процессами, а процессами осадкообразования, в частности, интенсивностью химического выветривания на континенте.

Изменение содержания глинозема, кремнезема и калия и особенно величин $Al_2O_3 : Na_2O$; $K_2O : Na_2O$; (001) : (002) (в гидрослюде) выявляет поступательно циклический характер эволюции. Отмечается первый цикл от кембрия до ордовика — силура, затем следует второй.

Автором установлено, что изменение содержания алюминия, калия, натрия относительно друг друга (величин $Al_2O_3 : Na_2O$; $K_2O : Na_2O$) происходит в значительно более короткие интервалы времени, чем периоды. В связи с этим эволюция вещественного состава глинистой части пород рассматривается в более дробных интервалах, фиксирующих периодическими изменениями указанных величин в вертикальном профиле конкретных разрезов.

Периодическое направленное изменение вещественного состава глинистой части пород выражается ритмичным убыванием или возрастанием более стойких компонентов относительно менее стойких в глинистой фракции, что означает уменьшение или увеличение зрелости последней. За весь рассматриваемый период обогащение глинистого вещества стойкими компонентами имело место в определенных стратиграфических интервалах, перечисленных в п. 8 данного раздела.

На общем фоне многочисленных ритмов изменения вещественного состава глинистого вещества четко выделяются два ритма более крупного порядка. Первый ритм охватывает кембрий и нижний ордовик, завершаясь в самом конце нижнего и начале среднего ордовика. Наиболее зрелое глинистое вещество этого ритма находится в байкитской свите и низах криволучского яруса. Второй ритм, начинаясь в среднем ордовике, завершается в конце девона и начале карбона. Максимум зрелости глинистого вещества приходится на верхи девона и турнейский ярус.

Таким образом, изменение величин $Al_2O_3 : Na_2O$; $K_2O : Na_2O$ в глинистой части пород разрезов некоторых районов Сибирской платформы показывает, что глинистое вещество осадочных пород палеозоя, многократно обогащаясь более стойкими компонентами, в своем развитии лишь дважды достигает максимальной зрелости в ордовике и конце девонского и начале каменноугольного периодов. Следует особо отметить, что вещественный состав глинистой части пород эволюционирует в своем собственном ритме, границы которого не всегда совпадают с границами ярусов и периодов.

10. Автор считает, что характер эволюции глинистого вещества, установленный по изменению его химического состава (данные автора и литературные), подтверждает концепцию терригенного происхождения глинистых минералов, разработанную М. А. Ратеевым Н. М. Страховым, Ч. Е. Вивером.

Циклическое изменение химического состава глинистой части пород, совпадающее в общем виде также с циклическим изменением состава песчано-алевритовой части, периодическое изменение степени выветрелости гидрослюды, совпадающее по времени с изменениями химического состава глинистой части пород, и, наконец, сходные парагенетические соотношения малых элементов в аргиллитах и известняках — все это говорит в пользу (помимо данных, приведенных в главе II этой работы) аллотигенного происхождения глинистых минералов. Хемогенное глинообразование в условиях аридного климата имело место. Об этом говорит чрезвычайно высокое содержание (до 74%) минерала хлорита в соленосных толщах, совершенно отличный тип парагенетических связей малых элементов в доломитах отно-

сительно других типов пород, пониженное содержание малых элементов Ti, Zn, Zr, Cu, Ga, Sr в доломитах относительно других типов пород.

11. На основании исследования вещественного состава глинистой части пород автор считает, что по глинистым минералам палеозойских карбонатных и карбонатно-глинистых пород можно интерпретировать условия осадконакопления, учитывая при этом их двойственный характер. Основная решетка глинистых минералов той или иной группы является весьма устойчивой и постоянной. Но в их составе имеются второстепенные компоненты, которые могут присоединяться под влиянием физико-химической среды. Таким образом, глинистые минералы морских осадков, имеющие в основном аллотигенное происхождение, могут служить показателями условий выветривания на континенте, где формируется основная решетка, и условий осадконакопления в бассейне, где образуются второстепенные компоненты (адсорбированные малые элементы и др.).

12. Наконец, следует отметить, что выводы, сделанные автором на основании данных по вещественному составу глинистой части пород о периодическом изменении интенсивности выветривания на континенте или о толщах повышенной зрелости, имеющих место на определенных стратиграфических уровнях, а также об изменении условий осадконакопления в бассейнах, хорошо совпадают с выводами других исследователей, сделанными по минералогическим, геохимическим и общегеологическим данным. Как уже отмечалось в главе V, зрелость глинистой части пород в вертикальном профиле многих изученных разрезов изменяется аналогично зрелости песчано-алевролитовой части пород, установленной другими исследователями в этих же разрезах по минералогическому и химическому составу последней.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аалое А. О., Марк Э. Ю., Мянниль Р. М., Мюрисепп К. К., Орвику К. К. Обзор стратиграфии палеозойских и четвертичных отложений Эстонской ССР. Таллин, 1958.
2. Акульшина Е. П. Вещественный состав нижнекаменноугольных глин северо-западного крыла Подмосковского бассейна и условия их образования. В сб. «Матер. по геол., минерал. и использованию глин». М., 1960.
3. Акульшина Е. П., Бгатов В. И., Казаринов В. П., Косолобов Н. И. Закономерности осадконакопления в девоне и нижнем карбоне Южно-Миусинской котловины. — Тр. СНИИГГИМС, вып. 12, 1960.
4. Акульшина Е. П. Закономерности распространения глинистых минералов в осадочных формациях и сериях Южно-Миусинской впадины. — Геол. и геофиз., № 9, 1960.
5. Акульшина Е. П. Глинистые минералы в отложениях палеозоя районов рек Курейки и Горбятчин. — Тр. СНИИГГИМС, вып. 16, 1962.
6. Акульшина Е. П., Контарович А. Э. Малые элементы в палеозойских породах района р. Курейки. — Тр. СНИИГГИМС, вып. 16, 1962.
7. Акульшина Е. П., Гурова Т. И., Казаринов В. П. Глинистые минералы в осадочных сериях Сибири. Мат. V пленума Всесоюз. комиссии по изуч. глин АН СССР. Ашхабад, 1971.
8. Акульшина Е. П., Андреева Л. Н. Малые элементы в глинистой части пород ордовика и силура как показатели интенсивности химического выветривания. В сб. «Глины и глинистые минералы Сибири». М., «Наука», 1965.
9. Акульшина Е. П., Петраков В. У., Симонова В. И. Некоторые закономерности распределения бора в глинистой части пород нижнего и среднего палеозоя запада Сибирской платформы. — В сб. «Глины и глинистые минералы Сибири». М., «Наука», 1965.
10. Андреева Л. Н. Количественное спектральное определение малых элементов в осадочных породах. — Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 32, 1965.
11. Бгатов В. И., Казаринов В. П. Осадочные серии как основные этапы циклического развития седиментогенеза. — Сов. геол., № 10, 1965.
12. Бгатов В. И. Кащенко С. А. Новые данные по стратиграфии нижнепалеозойских отложений в бассейне среднего течения р. Маймечи. — Тр. НИИГА, т. 136, 1963.
13. Бурков В. В. Стронций. — В сб. «Металлы в осадочных толщах». М., «Наука», 1964.
14. Вернадский В. И. Геохимия марганца в связи с учением о полезных ископаемых. — Тр. конф. по генезису руд, 1937.
15. Викулова М. Ф., Звягин Б. Б. Влияние условий образования глинистых пород на развитие и изменение структурных особенностей глинистых минералов. Докл. Сов. геология, № 5, 1965, с. 1.
16. Виноградов А. П. Геохимия рассеянных элементов морской воды. — Усп. хим., вып. 1, 1944.
17. Виноградов А. П., Ронов А. Б. Состав осадочных пород Русской платформы в связи с историей её тектонических движений. — Геохимия, № 6, 1956.
18. Виноградов А. П. Закономерности распределения химических элементов в земной коре. — Геохимия, № 1, 1956.
19. Виноградов А. П., Ронов А. Б. Эволюция химического состава глин Русской платформы. — Геохимия, № 2, 1956.
20. Виноградов А. П. Геохимия редких и рассеянных химических элементов в почвах. М., Изд-во АН СССР, 1957.
21. Виноградов А. П. О причинах высокого содержания титана в бокситах. — Докл. АН СССР, серия геол., № 4, 1957.

22. Вистелиус А. Б., Белоусова В. Т. О применении коэффициента корреляции при исследовании парагенезисов минералов в терригенных отложениях. — Докл. АН СССР, т. 55, № 4, 1947.
23. Власов В. В. Об одном примере зависимости эпигенетических изменений глинистых минералов от литологических особенностей пород. — Докл. АН СССР, т. 170, № 5, 1966.
24. Гинзбург И. И. Стадийное выветривание минералов. — В сб. «Вопр. минерал., геохим. и петрогр.», т. 1. Изд-во АН СССР, 1946.
25. Гинзбург И. И., Рукавишников И. А. Минералы древней коры выветривания Урала. Изд-во АН СССР, 1951.
26. Гинзбург И. И. Некоторые физико-химические моменты в образовании глин. Матер. совещ. по исслед. и использованию глин. М., Изд-во АН СССР, 1957.
27. Гольдберг И. С. О границе ордовика и силура в центральной части севера Сибирской платформы. — Тр. ВНИГРИ, геол. и геохим., сборник 3, IX, 1960.
28. Гольдшмидт В. М., Петерс К. К. Геохимия бора I и II. «Геохимия редких элементов». — Сборник ГОНТИ, 1938.
29. Гуляева Л. А., Лосицкая И. Ф., Ковалева Т. А. Ванадий и цинк в каоцитоболитах. — В сб. «Микроэлементы в каоцитоболитах и осадочных породах». М., «Наука», 1965.
30. Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы, т. 3. Листовые силикаты. М., «Мир», 1966.
31. Елина Л. М. Литология и фации каменноугольных отложений центральной части Русской платформы и прилегающих районов Волго-Уральской области. Автореф. дисс. М., 1959.
32. Завьялов В. А. Галлий в одном из девонских разрезов Притиманья. — В сб. «Микроэлементы в каоцитоболитах и осадочных породах». М., «Наука», 1965.
33. Иткина Е. С. К вопросу о геохимии галлия в осадочных породах. — В сб. «Микроэлементы в каоцитоболитах и осадочных породах». М., «Наука», 1965.
34. Казанский Ю. П., Соколова М. Ф. О составе глинистых минералов в отложениях верхнего докембрия юго-востока Енисейского кряжа. — В сб. «Глины и глинистые минералы Сибири». М., «Наука», 1965.
35. Казаринов В. П. Теория и практика литолого-формационного метода. — Сов. геол., № 8, 1965.
36. Карпова Г. В. Глинистые минералы и постседиментационные изменения каменноугольных терригенных отложений Большого Донбасса. Автореф. докт. дисс., 1967.
37. Катченков С. М. Малые химические элементы в осадочных породах и нефтях. Гостехиздат, 1959.
38. Катченков С. М. Распределение малых химических элементов в осадочных породах и нефтях. Автореф. дисс., 1963.
39. Копейкина Ю. А. Материалы VIII совещания работников лабораторий геологических организаций. Вып. 4. М., 1961.
40. Коссовская А. Г., Логвиненко Н. В., Шутов В. Д. О стадиях формирования и изменения терригенных пород. — Докл. АН СССР, т. 116, № 2, 1957.
41. Коссовская А. Г. Факторы, определяющие формирование минерального состава глин в условиях платформы и геосинклинали. — Докл. АН СССР, т. 129, № 6, 1959.
42. Коссовская А. Г., Шутов В. Д., Дриц В. А. Глинистые минералы — индикаторы глубинного изменения терригенных пород. — В сб. «Геохим., петрогр. и минерал. осадочн. образований». М., 1963.
43. Коссовская А. Г., Шутов В. Д., Александрова В. А. Зависимость минерального состава глин от условий осадкообразования. — Литология и полезн. ископ., № 2, 1964.
44. Котельников Д. Д. Зависимость морфологии частиц гидрослюды и каолинита от литологических особенностей и степени постседиментационных изменений древних осадочных пород морского происхождения. — Докл. АН СССР, т. 160, № 2, 1965.
45. Крылов А. Я., Лисицин А. П., Силин Ю. И. Значение аргон-калиевого отношения в океанических илах. — Докл. АН СССР, серия геол., № 3, 1961.
46. Махлаев В. Г. Условия осадконакопления в верхнефаменском бассейне Русской платформы. М., «Наука», 1964.
47. Меннер В. В. Схема стратиграфии девонских отложений северо-западной части Сибирской платформы. — Докл. АН СССР, т. 141, № 6, 1961.
48. Мигдисов А. А. О соотношении титана и алюминия в осадочных породах. — Геохимия, № 2, 1960.
49. Мигдисов А. А. Геохимия титана в гумидном бассейне осадконакопления. — Тр. геохим. конфер., посвящ. 100-летию со дня рождения В. И. Вернадского. Т. 1. Химия земной коры, 1963.
50. Мигдисов А. А., Борисенок А. А., К геохимии галлия в гумидном литогенезе. — Геохимия, № 12, 1963.
51. Микуцкий С. П., Петраков В. У., Баженова Г. К., Кащен-

- к о С. А., Ивлев Н. Ф. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности северо-запада Сибирской платформы. — Тр. СНИИГГИМС, вып. 28, 1963.
52. Милло Ж. Геология глин. «Недра», 1968.
 53. Момджи Г. С. Титан. — В сб. «Металлы в осадочных толщах». М., «Наука», 1964.
 54. Москаленко Л. А. Материалы VIII совещания работников лабораторий геологических организаций, вып. 4. М., 1961.
 55. Мягкова Е. И., Никифорова О. И., Высоцкий А. А., Ивановский А. Б. Стратиграфия ордовикских и силурийских отложений долины р. Мойеро. — Тр. ИГиГ СО АН СССР. Сибирская платформа. М., 1963.
 56. Мянниль Р. М. История развития балтийского бассейна в ордовике. Таллин, «Валгус», 1966.
 57. Перельман А. И., Борисенко Е. Н. Очерки геохимии меди в зоне гипергенеза. — Тр. ИГЕМ АН СССР. Вопр. геохим., вып. 70, 1962.
 58. Перельман А. И. Особенности гипергенной миграции химических элементов в различных ландшафтно-геохимических условиях. М., 1965.
 59. Плохинский Н. А. Биометрия. Новосибирск, Изд-во Сиб. отд. АН СССР, 1961.
 60. Пустовалов Л. В., Холодов В. Н. Хром. Металлы в осадочных толщах. М., «Наука», 1964.
 61. Ратеев М. А. Минералогический состав тонкодисперсных фракций современных морских осадков. — Тр. Гос. океанограф. ин-та, вып. 5 (17), 1948.
 62. Ратеев М. А. Глинистые минералы в донных осадках современных водоемов. — В кн. «Образование осадков в современных водоемах». М., Изд-во АН СССР, 1954.
 63. Ратеев М. А., Тихомиров С. В. Палеогеография центральной части Русской платформы и закономерности распределения в ней глинистых минералов во второй половине среднего и начале верхнего девона. — Изв. высш. уч. завед., геол. и разв., № 9, 1961.
 64. Ратеев М. А. Закономерности размещения и генезис глинистых минералов в современных и древних морских бассейнах. М., «Наука», 1964.
 65. Рентгеновские методы определения и кристаллическое строение минералов глин. — Сборник под ред. Г. В. Бриндли. М., ИЛ, 1955.
 66. Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов. Сборник под ред. Г. Брауна. М., «Мир», 1965.
 67. Ронов А. Б., Малюга Д. П., Макарова А. И. Распределение малых количеств никеля, кобальта, меди в глинах Русской платформы. — Докл. АН СССР, т. 105, № 1, 1955.
 68. Ронов А. Б. Химический состав и условия формирования палеозойских карбонатных толщ Русской платформы (по данным литолого-геохимических карт). — В кн. «Типы доломитовых пород и их генезис». М., Изд-во АН СССР, 1956.
 69. Ронов А. Б., Хлебникова З. В. Химический состав важнейших генетических типов глин. — Геохимия, № 6, 1957.
 70. Ронов А. Б., Мигдисов А. А. Соотношение кларковых и рудных концентраций алюминия в осадочном цикле. Докл. сов. геологов на XXI сессии Междунар. геол. конгресса. Проблема I. Геохимические циклы. Гостоптехиздат, 1960.
 71. Ронов А. Б., Вайнштейн Э. Е., Тузова А. М. К геохимии гафния, циркония и некоторых других элементов — гидролизатов в глинах. — Геохимия, № 4, 1961.
 72. Ронов А. Б., Михайловская М. С., Солодкова И. И. Эволюция химического и минералогического состава песчаных пород. Химия земной коры. — Гр. геохим. конф., посвящ. 100-летию со дня рождения В. И. Вернадского. Т. I. Химия земной коры, 1963.
 73. Ронов А. Б., Мигдисов А. А. Основные черты геохимии элементов-гидролизатов в процессах выветривания и осадконакопления. — Геохимия, № 2, 1965.
 74. Ронов А. Б., Гирич Ю. П., Казаков Г. А., Илюхина М. Н. Сравнительная геохимия геосинклинальных и платформенных осадочных толщ. — Геохимия, № 8, 1965.
 75. Русанов А. К., Хитров В. Г., Батова Н. Т. Количественное определение редких и рассеянных элементов. — Сборник. Госгеолтехиздат, 1960.
 76. Рыбусокс А. К. Стратиграфия. Ордовикская система. Силурийская система. Геология СССР, т. XXVIII. Эстонская ССР. М., 1960.
 77. Савицкий В. Е. Материалы по стратиграфии кембрийских отложений северной и западной периферии Анабарской антеклизы. — Тр. НИИГА, т. 136, 1963.
 78. Савицкий В. Е., Шишкин Б. Б. О фосфатности нижнекембрийских отложений северного склона Анабарского щита. — Тр. НИИГА, т. 136, 1963.
 79. Симонова В. И. Количественное спектральное определение бора в осадочных породах. — Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 32, 1965.
 80. Смит Д. В., Йодер Х. С. Экспериментальные и теоретические исследования полиморфизма слюды. — В сб. «Вопр. геол. и минерал. слюды». М., «Мир», 1965.
 81. Спицин В. И., Громова В. В. Поглощение радиостронция некоторыми минералами почв и грунтов. — Почвоведение, № 12, 1959.

82. Ставров О. Д., Хитров В. Г. Геохимия, 405, № 3, 1960.
83. Страхов Н. М., Залманзон Э. С. О геохимии нефтеносных отложений. — Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 155, серия геол., 1955.
84. Страхов Н. М. О типах и генезисе доломитовых пород. — Тр. ГИН АН СССР, вып. 4, 1956.
85. Страхов Н. М., Залманзон Э. С., Глаголева М. А. Очерки геохимии верхнепалеозойских отложений гумидного типа. — Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 23, 1959.
86. Страхов Н. М., Логвиненко Н. В. О стадиях осадочного преобразования [и их наименовании]. Докл. АН СССР, т. 125, № 2, 1959.
87. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 1—2. М., Изд-во АН СССР, 1960.
88. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 3. М., Изд-во АН СССР, 1962.
89. Сусллов А. Т. Марганец. Металлы в осадочных толщах. М., «Наука», 1964.
90. Шутлов В. Д. Эпигенетическая зональность палеозойских и рифейских отложений Пачелминского прогиба. — Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 35, вып. 6, 1960.
91. Ферсман А. Е. Месторождения редких и малых металлов СССР. М.—Л., 1939.
92. Ферсман А. Е. Избранные труды, т. III, 1953.
93. Франк-Каменецкий В. А. Опыт кристаллохимической классификации глинистых минералов. Материалы в классификации глинистых минералов. — Информ. бюлл. комиссии по изучению глин. М., 1961.
94. Франк-Каменецкий В. А. Природа структурных примесей и включений в минералах. Из-во Ленингр. ун-ва., 1964.
95. Хардер Г. Геохимия бора. М., «Недра», 1965.
96. Хокс Х. Е., Уэбб Дж. Геохимические методы поисков минерального сырья. М., «Мир», 1964.
97. Чочиа Н. Г. Геологическое строение Колво-Вишерского края. — Тр. ВНИГРИ, новая серия, вып. 91, 1955.
98. Швецов М. С. К петрографии и стратиграфии московского девона и карбона. — Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XVIII (3—4), 1940.
99. Шиллинг М. Д., Пометун Е. А. Заводская лаборатория, № 12, 1959.
100. Юргенсон Э. А. Силурийские метабентониты Эстонской ССР. — В сб. «Литология палеозойских отложений Эстонии». Таллин, Институт геологии АН ЭССР, 1964.
101. Adams J. A. S., Weaver C. E. Thorium-to-uranium ratios as indicators of sedimentary processes: exsample of concept of geochemical facies. — Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., 42, № 2, 1958.
102. Andel T. H., Postma H. Recent sediment of the Gulf of Paria. — Varhandel. Koninkl. nederl. Akad. Wet., Afd. natuurkunde, I reeks, 20, № 5, 1954.
103. Bausch W. W. Clay content and calcite crystal size of limestones. Sedimentology, v. 10, № 1, 1968.
104. Bosazza V. Z. Occurrence of V, Mo in clays. — Nature, v. 146, 3710, 1940.
105. Biscuete P. E. Mineralogy and sedimentation of Recent Deep-Sea Clay in the Atlantic Ocean and Adjaecenen Seas and Oceans. — Geological Society of Amer. Bull. July, 1965, v. 76, № 7.
106. Burst J. F. Postdiagenetic clay mineral-environmental relationships in the Gulf Coast Eocene Clays and clays minerals Proc. sixth National conference, 1959.
107. Clark F. W., Washington H. S. The composition of the Earth's crust. Prof. Paper. 127, US. — Geol. Surv., 1924.
108. Eager R. M. Boron content in relation to organic Carbon in Central sediments of the British coal Measures. — Nature, 196, № 3, 1962.
109. Fleet M. E. L. Preliminary investigations into the sorption of boron by clay minerals. — Clay minerals Bull., v. 6, № 1, 1965.
110. Frederickson A. F. The genetic significance of mineralogy in problems of clay and laterite genesis. — Amer. Inst. min. met. eng., 1952.
111. Frederickson A. F., Reynolds R. C. How measuring paleosalinity aids exploration. — Oil Gas J., 58, № 5, 1960.
112. Frederickson A. F., Reynolds R. C. Geochemical method for determining paleosalinity. — Clays and clay minerals, 58. Proceed of the eighth Nat. Conf. of Clays and clay minerals, 1960.
113. Frederickson A. F. Partition coefficients — new tool for studying geological problems. — Bull. Amer. Ass. Petr. Geol., 46, № 4, 1962.
114. Eröhhlich F. Beitrag zur Geochemie des Chroms. Geochimica et Cosmochimica. — v. 20, № 3/4, 1960.
115. Gad M. A., Le Riche H. H. A method for separating the detrital and non-detrital fractions of trace elements in reduced sediments. — Geochim. et Cosmochim. Acta, v. 30, № 9, 1966.
116. Goldschmidt V. M. Geochemistry. — Oxford, 1954.
117. Graff D. Z. Geochemistry of carbonat Sediments and Sedimentary Carbonate Rocks, p. III. — Min. Elements Distribution, 1961.

118. Griffin G. M. Regional clay-Mineral facies — Products of Weathering Intensity and Current Distribution in the Northeastern Gulf of Mexico.— The Geological Society of America Bull., v. 73, № 6, 1962.
119. Griffiths J. C., Bates T. F. and Shadle H. W. Clay minerals in sedimentary rocks. Clays and clay Minerals proceedings of the IV National Conference, 1956.
120. Grim R. E. Clay mineralogy. London, 1953.
121. Grim R. E., Bradley W. F., White W. A. Petrology of the paleozoic Shales of Illinois. — Illinois state Geol. Survey. Rept. Invest., 1957, № 203.
122. Crim R. E. Concept of diagenesis in argillaceous sediments. — Bull. Amer. Ass., Petrol. Geologists, 1958, № 2, 42.
123. Harder H. Das Bor in Kreislauf der Gesteine. — Report of the twenty first session Nordes, 1960, p. 1. Geochemical Cycles, Copenhagen.
124. Harder H. Einbau von Bor in detritische Tonminerale. Experimente zur Erklärung des Borgehaltes toniger Sedimente. — Geoch., 1961, v. 21, № 3/4.
125. Heydeman A. Über die chemische Verwitterung von Tonmineralen. — Geochim. et Cosmochim. Acta. V. 30, № 10, 1966.
126. Hooks W. G. and Jngrom R. L. The Clay minerals in the iron oxide minerals of the Triassic «red beds» of the Durham Basin North Carolina. — Amer. J. Sci., v. 253, 1955.
127. Hower J., Hurley P. M., Pinson W. H. and Fairbairn H. W. The dependence of K-Ar age on the mineralogy of various particle size ranges in shale. Geochimica et Cosmochimica Acta, vol. 27, № 5, 1963.
128. Joder H. S., Eugster H. P. Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 6, 1954.
129. Keith M. L., Degens E. T. Geochemical Indicators of Marine and Fresh-Water Sediment. — Researches in Geochemistry, 1959.
130. Landergrén S. Contribution to the Geochemistry of Boron, 11. Distribution of Boron in some Swedish Sediment Rocks and Iron Ores. The Boron Cycle in the upper Lithosphere. — Arkiv för Kemi Mineralogi och Geology, 19A, № 26, 1945.
131. Lerman A. Boron in clays and estimation of paleosalinites. Sedimentology, v. 6, № 4, 1966.
132. Levinson A. A. and John C. Ludwick. Speculation on the incorporation of Boron into argillaceous sediments.—Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 30, № 9, 1966.
133. Millot G. Heritage et neof ormation dans la sedimentation argileuse. C. r. Congress geol. internat. XIX sess. fasc. 18, Alger, 1953.
134. Moore I. L. Botton sediment studies Buzzards Bay Massachusetts. — Journ. of sedimentary, 33, № 3, 1963.
135. Pettijohn F. J. Sedimentary Rocks. New-York, 1957.
136. Potter P. E., Glass H. D. Petrology and Sedimentation of the Pennsylvanian sediments in southern Illinois. Illinois Geol. Surv. Rept of Investigation, 1958.
137. Powers M. C. Adjustment of clays to chemical change and the concept of the equivalence level. — Clays and clay minerals. — Proceed. sixth Nat. Conf., 1959.
138. Reynolds R. C. The concentrations of boron in Precambrian seas. Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 29, № 1, 1965.
139. Reynolds R. S. Geochemical behavior of boron during the metamorphism of carbonate rocks. — Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 29, № 9, 1965.
140. Schultz L. G. Quantitative X-ray determinations of some aluminous Clay minerals in rocks. — Clays and clay minerals Proceedings of the seventh National Conf. on Clays and clay minerals. — Pergamon press., 1960.
141. Schultz L. G. Quantitative Interpretation of Mineralogical Composition from X-ray and Chemical Data for the Pierre Shale. — Geol. Surv. Prof. paper 391-c. Washington, 1964.
142. Short M. N. Geochemical variations in four residual soils. — J. Geol., 69, № 5, 1961.
143. Slaughter M. Chemical binding in silicate minerals. Part III. Application of energy calculations to the prediction of silicate mineral stability.
144. Smitson Frank and Brown George. Dickite from sandstone in northern England and North Wales. — Min. Mag., v. 31, 1957.
145. Spears D. A. Boron in some British Carboniferous sedimentary rocks Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 29, № 4, 1965.
146. Speights D. B. and Brunton G. Clay-mineral distribution in permopennsylvanian Shales of Val Verde basin and Gotes-todd arch, Texas. — Bull. of the Amer. Assoc. of Petrol. Geologists, № 12, 1961.
147. Stoch Z. Titanium in kaolinite clays.—Bull. Acad. Polon. Sci. Ser. Sci. Geol. Geogr., 9, № 3, 1961.
148. Stubican V., Roy R. Boron substitution in synthetic mica and Clays. — Amer. Min., 47, № 9—10, 1962.
149. Taylor S. R. Abundance and distribution of alkali elements in australites. — Geochimica et Cosmochimica Acta, 1960, v. 20, № 2.

150. Todd T. W., Folk R. L. Basal clauborne of Texas, record of Appalaction tectonism during Eocene. — Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., v. 41, 1957.
 151. Turekian K. K., Carr M. H. The Geochemistries of Chromium, Cobalt and Nickel.—Rep. Twenty — First Session Norden, p. 1. — Geochemical Cycles, Copenhagen, 1960.
 152. Turekian K. K., Wedepohl R. H. Distribution of the elements in some major units of the Earth's crust. — Bull. Geol. Soc. America, 1961, v. 72, № 2.
 153. Velde B., Hower J. Petrological significance of illite polymorphism in Paleozoic sedimentary rocks. — The American Mineralogist, vol. 48, 1963.
 154. Vogt T. Geology and Petrology of the Sulitelma district. — Norges Geol. Under Sökelse, № 121, Oslo, 1927.
 155. Walker C. T. Size fractionation applied to geochemical studies to boron in sedimentary rocks. — J. sediment petrol., 33, № 3, 1963.
 156. Weaver C. E. Mineralogy and Petrology of the rocks near the Quadrant-Phosphoria boundary in southwest Montana. — J. sediment Petrol., 1955, 25.
 157. Weaver C. E. The distribution and identification of mixed layer claus in sedimentary rocks. — Amer. Mineralogist. 1956, 41.
 158. Weaver C. E. A discussion on the origin of clay minerals in sedimentary rocks. — Nat. Res. Council. Publs., 1958, № 566.
 159. Weaver C. E. The effecty and geologic significance of potassium «fixation» by expandable clay minerals derived from muscovite, biotite, chlorite and volcanic material. — Amer. Miner., 1958, 43, № 9—10.
 160. Weaver C. E. Geologic interpretation of argulaceous Sediments. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1958, 42, № 2.
 161. Weaver C. E. The clay petrology of sediments. — Proc 6th, Nat. Confer. Clay Minerals. London, 1959.
 162. Weaver C. E. Possible uses of clay minerals in Search for oil. — The Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1960, 44, № 9.
 163. Weaver C. E. Potassium, illite and ocean. Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 31, 1967.
 164. Whitehouse U. G., Jeffry L. M., Debrecht J. D. Differential Settling tendencies of Clay minerals in saline Waters. — Proc. 7th. Nat. Confer. Clays and Clay Minerals. London, 1960.
-

ОГЛАВЛЕНИЕ

| | |
|--|-----|
| Предисловие | 3 |
| Глава I. Методы исследования глинистой части пород | 7 |
| Рентгенографический анализ и количественная интерпретация его результатов | 7 |
| Количественное определение малых элементов | 12 |
| Статистическая обработка аналитических данных | 14 |
| Глава II. Генезис глинистых минералов и их изменение в процессе литогенеза | 15 |
| Генезис | 15 |
| Эпигенез | 19 |
| Глава III. Вещественный состав глинистой части пород и его количественные характеристики | 33 |
| Минералогический состав | 33 |
| Характер связи между химическим, минералогическим составом глинистой части пород и структурными особенностями гидрослюд | 39 |
| Химический состав | 44 |
| Характеристики химического состава | 54 |
| Глава IV. Малые элементы в глинистой части пород | 60 |
| Краткая геохимическая характеристика малых элементов | 60 |
| Некоторые особенности распределения малых элементов в глинистой части пород | 76 |
| Отношение малых элементов как показатель условий осадкообразования | 91 |
| Парагенетические связи между малыми элементами как возможные показатели генезиса пород | 93 |
| Глава V. Краткая литолого-стратиграфическая характеристика разрезов. Условия осадконакопления | 97 |
| Северный и северо-западный склоны Анабарского щита | 97 |
| Западная окраина Анабарского щита | 100 |
| р. Амбардах | 100 |
| р. Кунтыкахи | 100 |
| р. Мойеро | 103 |
| Условия осадконакопления в бассейне р. Мойеро | 105 |
| Приенисейская зона Сибирской платформы | 106 |
| р. Кулюмбе | 106 |
| р. Курейка. Дьявольская скв. № 1 | 109 |
| р. Сухая Тунгуска | 112 |
| Скважина С-12 | 112 |
| Условия осадконакопления в северо-западной части Сибирской платформы в кембрийское, ордовикское, сулурийское и девонское время | 113 |
| Северо-западная часть Русской платформы, Эстония | 117 |
| Условия осадконакопления в ордовикское и силурийское время на территории Эстонии | 120 |
| Центральная часть Русской платформы. Мосоловская скважина | 121 |
| Условия осадконакопления в девонское и каменноугольное время в районе Мосоловской скважины | 123 |

| | |
|--|-----|
| Интерпретация условий осадконакопления по вещественному составу глинистой части пород | 125 |
| р. Мойеро | 125 |
| р. Кулюмбе | 126 |
| Сводный разрез Туруханского района Сибирской платформы | 128 |
| Скважина С-12 | 129 |
| Глава VI. Эволюция вещественного состава глинистой части осадочных пород от кембрия до карбона | 132 |
| Заключение | 135 |
| Литература | 143 |

Елизавета Петровна Акульшина

Вещественный состав
глинистой части пород
палеозоя
Сибирской и Русской
платформ
и его эволюция

Ответственный редактор В. П. Казаринов
Редакторы В. А. Колеватов, Н. Г. Рязанова
Художник И. Е. Вяткин
Художественный редактор В. И. Шумаков
Технический редактор Е. М. Елистратова
Корректор А. А. Симонова

Сдано в набор 15 августа 1968 г. Подписано к
печати 5 апреля 1971 г. МН 03544. Формат бумаги
70×108¹/₁₆. 9,5 печ. л., 13,3 усл. печ. л.+3 вкл.,
13,5 уч.-изд. л. Тираж 900 экз. Заказ № 111.
Цена 1 р. 35 коп.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. Новосибирск-99, Советская, 18.
Отпечатано с матриц, изготовленных на Саратовском ордена Трудового Красного
Знамени полиграфкомбинате Росглавополиграфпрома Комитета по печати при
Совете Министров РСФСР, г. Саратов, ул. Чернышевского, 59, 4-й типографией
издательства «Наука». Новосибирск-77, Станиславского, 25.

СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ИЗДАТЕЛЬСТВА «НАУКА»

Имеет в продаже следующие книги:

1. Методы составления литолого-фациальных и палеогеографических карт. том I, 176 стр. 1 руб. 22 к.
2. Материалы по тектонической терминологии. Часть III, 225 стр., 1 р. 41 к.
3. Магматические комплексы Алтае-Саянской складчатой области. 204 стр., 1 р. 42 к.
4. Осадочные серии мезозоя и палеогена Сибири. 128 стр., 1 р. 03 к.
5. Проблема Сибирской нефти. 214 стр., 1 р. 59 коп.
6. Вопросы геологии и металлогении Горного Алтая. 301 стр., 2 р. 22 к.
7. Вопросы разведочной геофизики. Вып. 1, 153 стр., 1 р. 00 к.
8. Вопросы разведочной геофизики. Вып. 2, 174 стр., 1 р. 06 к.

Книги посылают наложенным платежом.

*Заказы присылайте по адресу: Новосибирск-99, Советская, 18.
Сибирское отделение издательства «Наука».*

Цена 1 р. 35 к.

5725