

2

**ВОПРОСЫ
ЛИТОЛОГИИ
И
ПЕТРОГРАФИИ**

ЛЬВОВСКОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО
ПРИ ЛЬВОВСКОМ ОРДЕНА ЛЕНИНА
ГОСУДАРСТВЕННОМ УНИВЕРСИТЕТЕ им. ИВ. ФРАНКО

ВОПРОСЫ
ЛИТОЛОГИИ
и
ПЕТРОГРАФИИ

792
КНИГА 2

ИЗДАТЕЛЬСТВО ЛЬВОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА
Львов 1973



Книга включает 22 статьи, которые представляют результат исследований членов Общества по вопросам литологии и петрографии Карпат, Предкарпатья, Украинского щита, Крыма и других регионов. Данные этих исследований докладывались в течение последних пяти лет на заседаниях Общества и его секций, а также на годичных научных сессиях геологического факультета.

**Редакционно-издательский Совет
Львовского геологического общества:**

профессор Д. П. Бобровник, академик АН УССР
О. С. Вялов, чл.-корреспондент АН УССР Г. Н. Доленко, доцент Л. Ив. Колтун, профессор Я. О. Кульчицкий, профессор Е. М. Лазько, инженер С. И. Лихоманов, доцент О. И. Матковский, доцент Б. В. Мерлич, доцент Ю. Ф. Мисник, профессор Д. П. Резвой (председатель), инженер Г. Г. Сасин, кандидат геолого-минералогических наук В. А. Шакин.

Ответственные редакторы:

профессор Д. П. Бобровник, старший научный сотрудник М. П. Габинет.

ВОПРОСЫ ЛИТОЛОГИИ И ПЕТРОГРАФИИ, КНИГА 2

Редактор Л. С. Дышлевая
Художник Л. И. Морозов
Художественный редактор Н. Н. Чишко
Технический редактор Э. А. Каменщик
Корректоры К. Г. Логвиненко, С. Н. Турчин

БГ 09427. Сдано в набор 17. X 1972 г. Подписано к печати 10. VII 1973 г. Формат 70×100^{1/16}. Бум. л. 6,5. Прив. печ. л. 16,77. Уч.-изд. л. 15,8. Тираж 1000. Цена 1 руб. 58 коп. Зак. 2990.

Издательство Львовского университета, Львов, Университетская, 1.

Областная книжная типография Львовского областного управления по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. Львов, Стефаника, 11.

0293—079
В М225(04)—73

© ИЗДАТЕЛЬСТВО ЛЬВОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА

Литолого-геохимическая характеристика верхнемелового флиша южного склона Советских Карпат

М. П. ГАБИНЕТ

УДК 552.1:551.763.3

В Дуклянской структурно-фациальной зоне, а именно, в междуречье Ужа и Латорицы верхнемеловой флиш имеет мощность от 1500 до 2000 м. Максимальные мощности характерны для центральной части рассматриваемой структурной единицы. К югу нижняя и средняя части верхнемеловой толщи флиша претерпевают фациальные изменения. В связи с этим в данной зоне с севера на юг было выделено два типа разрезов верхнемелового флиша — ставнянский и бачавский [7, 10]. В ставнянском верхнемеловой флиш представлен в основании 200 м толщей пестроцветного тонкоритмичного флиша яловецкой свиты (сеноман-турон). На этих породах залегает 1000-метровая толща тонкоритмичного песчано-глинистого черного и темно-серого флиша нижнеберезнянской подсвиты (верхний турон—маастрихт), в которой аргиллиты резко преобладают над песчаниками. Эта толща сменяется кверху верхнеберезнянской подсвитой (маастрихт—датский ярус), которая представлена толстослоистыми песчаниками с пачками среднеритмичного флиша. Мощность верхнеберезнянской подсвиты местами превышает 500 м.

В южной части Дуклянской зоны большая часть пород яловецкой свиты, нижняя и средняя части нижнеберезнянской подсвиты фациально замещаются массивными грубослоистыми песчаниками с небольшими пачками ритмичного песчано-глинистого флиша. Количество этих пачек и их мощность уменьшаются с северо-востока на юго-запад [10]. Бачавская свита наиболее полно представлена по реке Бачава, где она имеет мощность до 1500 м. В ее подошве в отдельных разрезах прослеживается слой мелкогалечных конгломератов и гравелитов непостоянной мощности (до 15 м). Обломочный материал конгломератов представлен галькой молочно-белого кварца, ортогнейсов, разрушенных гранитов, кварцитов, известняков [1]. Породы бачавской свиты хорошо прослеживаются от района Великого Березного на р. Уж и на юго-восток до рек Боржавы и Рики [9].

Бачавские песчаники фациально замещают большую часть пород яловецкой свиты, березнянскую свиту и перекрываются палеоценовой толщей (400 м) толстослоистых разнотернистых песчаников с тонкими пропластками зеленых аргиллитов лютской свиты [9].

Долгое время возраст черных и темно-серых аргиллитов с прослойками серых и голубовато-серых песчаников березнянской свиты определялся неоднозначно: как меловой или олигоценый. О. С. Вялов благодаря находке верхнемеловой фауны иноцерамов [2] выделил эту толщу флиша под названием березнянской свиты и затем показал ее соответствие лупковским и циснянским слоям [3, 4] в Польских и Словацких Карпатах.

Верхнемеловой флиш Дуклянской зоны детально изучали также М. Д. Бобровник, Н. В. Дабагян, С. П. Коцюбинский, С. С. Круглов, Я. О. Кульчицкий, П. Ю. Лозыняк, С. И. Пастернак, Л. Д. Пономарева, В. Г. Свириденко, Ф. П. Темнюк, И. Т. Циж и др. Благодаря этим работам был уточнен возраст отдельных свит верхнемелового флиша Дуклянской зоны. По литологическим особенностям березнянская свита была разделена на нижнюю и верхнюю подсвиты.

Нами исследовался верхнемеловой флиш, вскрытый скважинами картировочного бурения треста «Львовнефтегазразведка» в бассейне р. Уж в районе с. Жорнава, Великий и Малый Березный, Вышки. Скважина 66 пробурена гидрогеологической партией Закарпатской экспедиции.

Микроскопическое изучение верхнемелового флиша позволило установить наиболее существенные изменения в минеральном составе отдельных петрографических типов пород различных свит.

Песчаники в нижнеберезнянской подсвите имеют резко подчиненное значение. Они большей частью серые кварцевые мелко- и разнозернистые с поровым карбонатным и кремнезёмовым цементом. Зерна кварца нередко регенерированы, их края нечеткие, с зазубринками. Погасание волнистое, мозаичное и прямое. В песчаниках встречаются обломки кварцитов, метаморфического кварца и известняков, а также лейсты мусковита.

Несколько чаще встречаются полевые шпаты в виде кислых плагиоклазов и калишпатов. Большая часть полевых шпатов разрушена. Из аутигенных минералов единичными зёрнами разбросан по породе глауконит. Пирит очень редок. Лейкоксен составляет 15—20%. Из акцессорных минералов встречается турмалин.

В верхнеберезнянской подсвите также преобладают кварцевые песчаники, но средне- и разнозернистые. Цемент карбонатный и кремнисто-карбонатный. Тип цемента поровый и соприкосновения. Обломки кварца угловатые с четкими, реже с расплывчатыми, краями. Погасание прямое и волнистое. Обломки кварцитов, метаморфизованного и жильного кварца имеют мозаичное погасание. В отдельных слоях крупнозернистых песчаников, которые по количеству имеют подчиненное значение, количество кварца с мозаичным погасанием достигает 30—35%. В обломках кварцитов имеются удлиненные лейсты мусковита. В песчаниках обнаружены обломки криптокристаллических известняков, полевых шпатов и слюды. Полевые шпаты (кислые плагиоклазы и калишпаты) серицитизированы. Мусковита очень мало или совсем нет. Еще реже единичными чешуйками встречается биотит, который в большинстве случаев имеет пониженное двупреломление благодаря постепенному замещению хлоритом. В песчаниках изредка встречаются также единичные чешуйки терригенного хлорита. Лейкоксена в одних прослойках песчаников небольшое количество, а в других — много (5—10%).

Некоторые прослои песчаников благодаря увеличению в их составе количества полевых шпатов, мусковита и обломков пород становятся полимиктовыми. Однако количество таких прослоев в березнянской свите невелико.

Из аутигенных минералов в цементе песчаников всегда встречаются единичные зёрна глауконита. Пирит также в одних прослоях очень редок или почти отсутствует, а в других его хотя и очень мало, но он образует в породе единичные икроподобные вкрапленники (до 0,2 мм).

Поры породы выполняются карбонатами в виде зерен скрытокристаллического кальцита. В отдельных порах кремнезем цемента представлен тонкоагрегатным халцедоном. Местами в результате регенерации зерен кварца образуются их сростки и сцементированные кремнеземом агрегаты.

Из аксессуарных минералов отмечаются турмалин и циркон, реже — гранат и сфен. Комплекс аутигенных минералов в песчаниках показывает, что в период диагенеза в этих осадках существовали условия для образования глауконита и кальцита. Затем, по-видимому, окислительно-восстановительная среда изменилась в сторону понижения значений Eh , и в отложениях создались условия для образования пирита. Замещение карбонатов цемента кремнеземом, а биотита хлоритом происходило так же, как и в нижнеберезнянских песчаниках в период эпигенеза, благодаря уменьшению щелочности растворов. Последнее, в свою очередь, было вызвано, очевидно, окислением органического вещества, рассеянного в глинистых прослоях.

Песчаники бачавской свиты, олигомиктовые и полимиктовые полевошпатово-кварцевые, полевошпатово-слюдисто-кварцевые и слюдисто-кварцевые. По крупности обломочного материала преобладают средне- и разнотернистые песчаники. Обломочный материал большей частью не отсортирован, а в полимиктовых песчаниках и особенно в слюдисто-кварцевых неориентирован или слабо ориентирован. Он представлен зернами кварца (50—80%), полевого шпата (5—20%), кварцитов (5—25%), кристаллических и скрытокристаллических известняков (3—8%), лейстами мусковита (3—20%) и биотита (0,5—5%). Зерна кварца в олигомиктовых песчаниках имеют прямое и волнистое погасание, и только изредка встречаются зерна с мозаичным погасанием. В полимиктовых же зерна кварца большей частью с волнистым и мозаичным погасанием, реже с прямым. В них более часты регенерированные зерна кварца, что местами способствовало образованию агрегатов кварцевых зерен с мозаичным погасанием.

Полевые шпаты представлены кислыми плагиоклазами и калишпатам. В большинстве случаев они разрушены серицитизацией и хлоритизацией. Слюда представлена мусковитом и биотитом. В олигомиктовых песчаниках ее единичные чешуйки располагаются по наслоению. Мусковит также нередко встречается в обломках кварцитов, и его лейсты ориентированы по сланцеватости. Биотит, в основном, имеет пониженные цвета интерференции, благодаря постепенному замещению его хлоритом.

Цемент в олигомиктовых песчаниках кремнистый, глинисто-кремнистый и карбонатно-кремнистый; в полевошпатово-кварцевых — кремнистый и карбонатно-кремнистый с примесью хлорита; в слюдисто-кварцевых — хлорит-кремнистый с примесью карбонатов.

Глауконита в бачавских песчаниках практически нет. Пирит образует единичные, нередко крупные (до 1—2 мм) вытянутые по наслоению икроподобные включения. Часть пирита образует точечные включения в цементе. Однако количество его в бачавских песчаниках все же небольшое и не превышает 1—3%.

Таким образом, характерными особенностями песчаников бачавской свиты являются: а) преобладание средне- и крупнозернистых разновидностей; б) довольно широкое развитие полимиктовых песчаников; в) развитие (иногда довольно широкое) в их цементе хлорита; г) в значительно больших количествах, чем в березнянских, развиты пирит,

аутигенный кремнезем и регенерация кварцевых зерен; д) очень много зерен кварца и их агрегатов с мозаичным погасанием.

Алевролиты в нижнеберезнянской подсвите кварцевые с глинисто-кремнистым и кремнисто-карбонатным цементом типа соприкосновения и порового. Погасание зерен кварца прямое и волнистое. В алевролитах с кремнистым цементом они имеют нечеткие расплывчатые края. Слюда очень мало, иногда почти нет. Ее мелкие единичные чешуйки ориентированы по наслоению. В алевролитах очень много зерен лейкоксена овальной и неправильной формы (5—15%), часто встречаются обломки обугленного органического вещества с точечными включениями пирита. Кроме того, отдельные небольшие (0,2—0,5 мм) включения пирита встречаются по всей породе. В цементе породы всегда содержатся единичные зерна глауконита. Из аксессуарных минералов в одних прослойках встречаются турмалин, в других — циркон.

Карбонаты выполняют поры породы и представлены агрегатами зерен скрытокристаллического кальцита. Кальцитовый цемент в некоторых местах замещается кремнеземом, который также регенерирует зерна кварца. Иногда в цементе встречаются бурые включения фосфата.

В верхнеберезнянской подсвите алевролиты тоже кварцевые, но в основном с карбонатным и глинисто-карбонатным цементом, с кремнистым встречаются очень редко. Обломочный материал ориентирован по наслоению. Зерна кварца имеют прямое и волнистое погасание. Края их неровные, нечеткие, иногда с зазубринками. Слюда единичными чешуйками разбросана по породе. В некоторых прослойках встречаются единичные обломки хлорита.

Из аутигенных минералов всегда встречаются единичные зерна глауконита. Пирита очень мало, чаще всего он образует точечные включения в микрофауне и обугленных остатках растений. В цементе алевролитов встречается хлорит, фосфаты и т. п.

В алевролитах всегда отмечается (до 10%) лейкоксен, зерна которого имеют овальную или неправильную форму. В некоторых местах он представлен землистыми образованиями.

Битумы в цементе образуют единичные примазки и комочки. Из аксессуарных минералов отмечаются циркон и, реже, турмалин.

В бачавской свите алевролиты кварцевые с глинисто-кремнистым и кремнистым цементом. Отдельными единичными прослоями встречаются слюдиисто-кварцевые алевролиты с хлорит-кремнистым цементом. Тип цемента в алевролитах поровый, соприкосновения, иногда базальный. Зерна кварца регенерированы, с расплывчатыми нечеткими краями, погасание волнистое или прямое. В кварцевых алевролитах слюды очень мало. Кремнезем цемента состоит из халцедона, частично из опала. В цементе всегда находится аутигенный хлорит и пирит. Во многих случаях часть слюды замещена хлоритом. В алевролитах часты включения битума в виде примазок, комков и вытянутых включений по наслоению, а также обломки обугленного органического вещества. Битумы и обугленные органические остатки содержат точечные включения пирита, который образует единичные крупные (0,5—1,0 мм) икроподобные агрегаты. Зерен лейкоксена и обугленных органических остатков много в слюдиисто-кварцевых алевролитах. Из аксессуарных минералов наиболее характерны циркон, турмалин, значительно реже гранаты шпинель.

В песчаниках и алевролитах бачавской свиты развиты кремнеземный цемент, аутигенный хлорит и пирит. Судя по ассоциации аутиген-

ных минералов, пирит является диагенетическим. В период эпигенеза в породах создавались благоприятные условия (благодаря обогащению растворов CO_2) для замещения карбонатного цемента кремнеземом. В условиях пониженной щелочности происходило также разрушение слюд и особенно биотита с замещением его хлоритом. Обогащенность растворов CO_2 могла происходить за счет окисления органического вещества в условиях земной поверхности. Однако в бачавских песчаниках и алевролитах рассеянного органического вещества очень мало.

Основная часть CO_2 , очевидно, связана с глубинными растворами, поступившими в эти толщи по тектоническим нарушениям. Последние в этом районе очень развиты.

Содержание полимиктовых разностей с обломками полевых шпатов и лейст биотита среди бачавских песчаников указывает на участие пород гранитоидного типа в строении области размыва. Благодаря этому в цементе песчаников часто встречается циркон. В областях сноса имелись также слюдястые сланцы, кварциты, известняки, песчаники, аргиллиты и т. д.

Итак, для бачавских песчаников и алевролитов характерны хлоритизация и окремнение, что резко отличает их от песчаников и алевролитов березнянской свиты.

Аргиллиты в нижнеберезнянской подсвите преобладают, а в верхнеберезнянской подсвите и особенно в бачавской свите имеют подчиненное значение. Аргиллиты нижнеберезнянской подсвиты темно-серые, иногда почти черные. Структура их пелитовая, реже алевропелитовая. Они содержат рассеянные битумы. Разности аргиллитов, обогащенные органическим веществом, менее карбонатны или почти совсем не содержат рассеянных карбонатов. Аргиллиты с алевропелитовой структурой нередко микрослоистые. Их обломочный материал ориентирован по наслоению. В их составе присутствуют рассеянные карбонаты, а в чисто глинистых микрослоях — рассеянные битумы. Микротрещины выполнены кальцитом. Пирита в аргиллитах мало, он встречается в виде точечных включений в обугленных органических остатках, призмах и включениях битумов. В битуминозных черных аргиллитах включения пирита разбросаны по всей породе.

В верхнеберезнянской подсвите аргиллиты в большинстве случаев содержат обломочный кварц алевролитовых размеров и рассеянные карбонаты. Аргиллиты без обломочного кварца имеют пелитовую или чешуйчатую структуру. Текстура их сланцеватая или массивная. Битумы образуют микролинзочки и нитевидные включения. Местами в аргиллитах отмечаются включения лейкоксена и обугленных органических остатков. Пирита очень мало, он образует точечные включения в битумах и обугленных остатках, изредка в глинистой массе. Иногда встречаются сажистые включения сульфидов железа. Обломочной слюды почти нет.

В бачавской свите имеются прослои карбонатных и некарбонатных аргиллитов, в составе которых нередко включения мелких чешуек слюды. Пирит очень редок. Часто отмечаются включения обугленных мелких остатков растений. Некарбонатные аргиллиты иногда окремнены.

Глинистые минералы аргиллитов и мергелей изучались во фракциях меньше 0,001 мм рентгенометрическим, химическим, термическим и оптическим методами. На дифрактограммах (рис. 1) обр. № 1742, 1747, 2003, 2006 фракций аргиллитов нижнеберезнянской

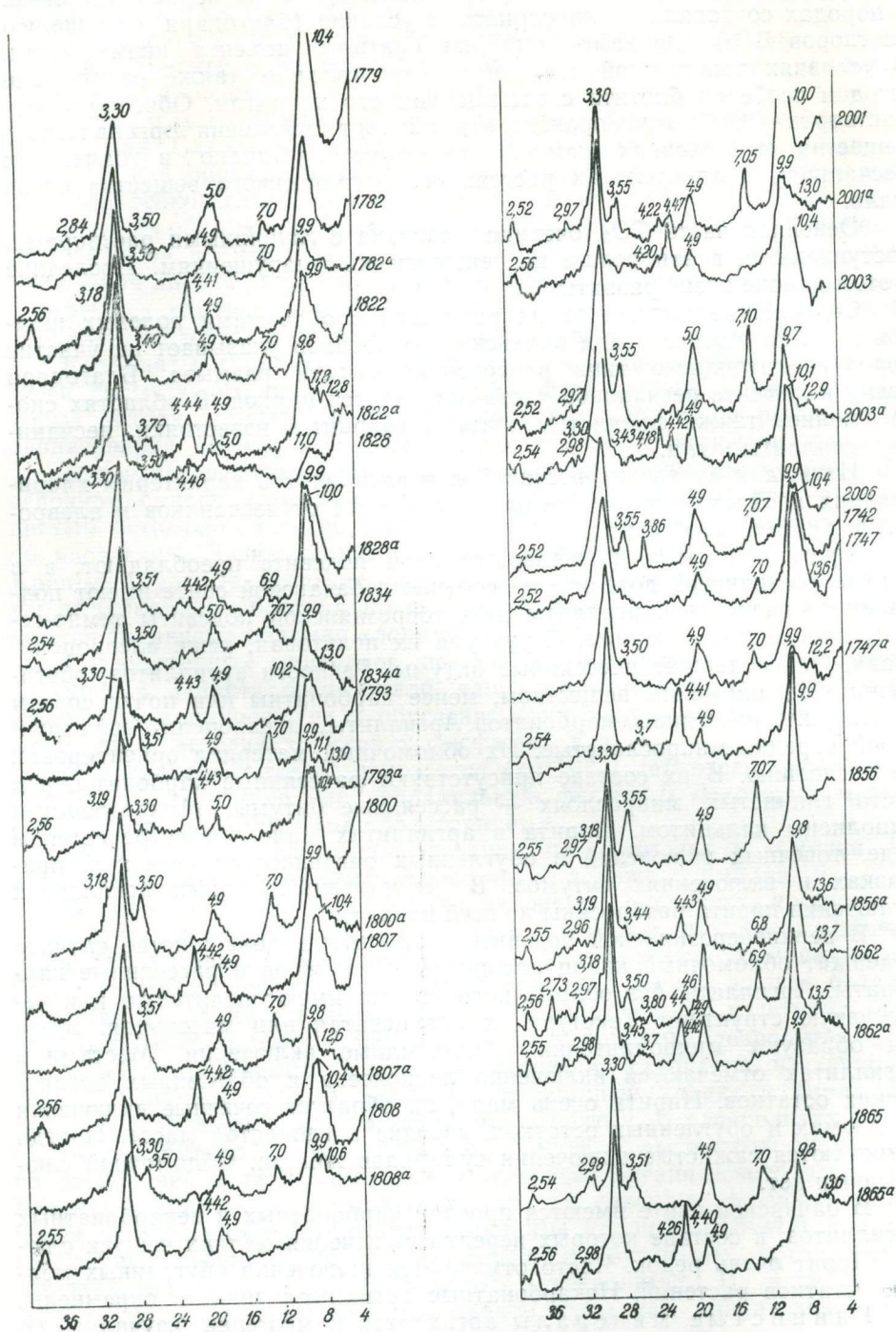


Рис. 1. Дифрактограммы фракций меньше 0,001 мм аргиллитов верхнемелового флиша и тех же фракций, прокаленных при 600°С.

подсветы фиксируются базальные рефлексы гидрослюда 9,9—10,4, 4,9—5,0, 3,30—3,33Å и т. д. в виде четких симметричных пиков. На дифрактограммах этих же фракций присутствуют также четкие и симметричные рефлексы при 7,0—7,1, 3,50—3,55Å. После нагревания фракций в течение одного часа при 600° на дифрактограммах эти рефлексы исчезают, что является характерным для каолинита. Интенсивность базальных рефлексов каолинита примерно в 5—7 раз меньше, чем интенсивность базальных рефлексов гидрослюда. В некоторых фракциях (1742) каолинита очень мало, и на дифрактограмме его базальные рефлексы выражены очень слабо.

В составе фракций (табл. 1) содержится (в %): SiO₂ 49,12—51,58; Al₂O₃ 27,49—28,86; MgO 1,36—2,25; K₂O 5,43—6,02; H₂O+ 4,89—6,52; H₂O⁻ 1,99—4,51. В некоторых фракциях (896, 1747) содержание глинозема уменьшается до 25,73—26,08%. На дифрактограммах этих фракций фиксируются небольшие примеси каолинита и хлорита в гидрослюде. Хлорит образует с гидрослюдой неупорядоченные смешанослойные сростки, которые после нагревания фракции в течение часа при 600° фиксируют небольшой сложный рефлекс при 12,2 Å.

При термическом анализе (рис. 2) небольшие примеси каолинита в гидрослюдистых фракциях не зафиксированы. Низкотемпературный эндоэффект при 100° слабо выражен, что соответствует химическим анализам фракций, которыми установлено небольшое содержание низкотемпературной воды.

Глинистые минералы фракций аргиллитов верхнеберезнянской подсветы также представлены гидрослюдой с небольшой примесью каолинита (см. рис. 1). Однако в отличие от гидрослюда фракций аргиллитов нижнеберезнянской подсветы гидрослюда рассматриваемых фракций более гидратирована, поэтому в большинстве дифрактограмм первый базальный рефлекс гидрослюда ассиметричен с максимумом при 10—10,4 Å. Кроме того, этот же рефлекс гидрослюда в большей или меньшей мере осложнен в сторону малых углов отражения. При нагревании фракции первый базальный рефлекс гидрослюда перемещается до 9,9 Å, а рефлексы каолинита исчезают. На дифрактограммах некоторых термически обработанных фракций (1793, 1822, 1807, 1782, 1808) фиксируются небольшие сложные рефлексы при 10,6; 11,1; 11,8; 12,2—12,8 Å, что может быть вызвано присутствием в их составе неупорядоченных смешанослойных сростков гидрослюда—хлорит.

Химический состав фракций аргиллитов отличается от химического состава фракций нижнеберезнянской подсветы меньшим содержанием (в %): Al₂O₃ 24,09—26,57; K₂O 4,65—6,14 и большим содержанием

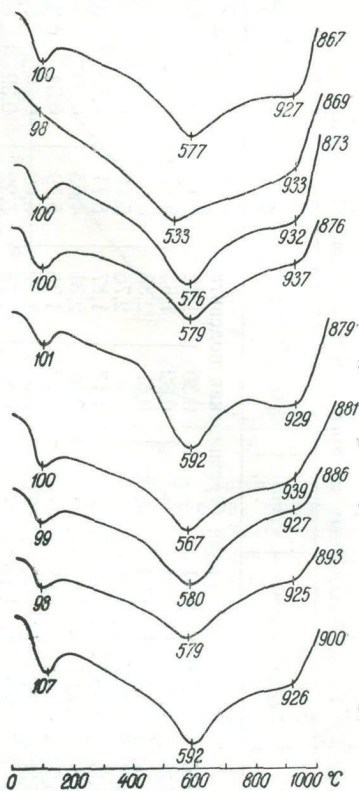


Рис. 2. Кривые нагревания фракций меньше 0,001 мм аргиллитов нижнеберезнянской подсветы. Обработано 30%-ной H₂O₂.

Химический состав фракций меньше 0,001 мм, выделенных из аргиллитов верхнемелового флиша (% на породу)

№ образцов	Глубина залегания	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻
Верхняя березнянская подсвита														
1779	17—30	51,75	0,59	26,57	2,23	1,41	—	0,30	1,72	6,14	0,38	0,06	5,34	3,51
1782	30—49	51,58	0,56	26,25	2,54	1,44	—	0,32	1,85	5,94	0,32	0,07	5,44	3,68
1822	96—101	50,17	0,94	25,83	3,32	1,74	0,02	0,37	2,33	5,55	0,62	0,06	6,62	2,43
1828	107—124	49,97	1,21	24,09	3,67	1,65	—	—	2,76	5,80	0,54	—	6,20	4,15
1834	141—152	49,46	0,70	25,87	3,37	1,42	—	1,17	1,87	5,71	0,55	0,01	5,04	4,83
1793	49—60	49,08	0,87	26,86	2,90	1,94	—	0,60	2,31	4,65	0,29	—	6,10	4,40
1800	75—86	50,97	0,71	25,02	3,35	1,08	—	0,33	1,75	5,19	0,34	0,07	6,73	4,46
1807	106—118	51,83	0,75	25,86	2,86	1,73	0,02	0,33	1,92	5,09	0,40	0,08	7,07	2,06
1808	106—118	49,86	0,59	26,07	2,65	1,12	—	0,31	1,75	5,22	0,39	0,07	5,94	6,03
Нижняя березнянская подсвита														
2001	97—112	51,58	0,77	28,77	2,32	1,18	—	0,55	1,36	5,69	0,32	0,05	5,42	1,99
2003	112—124	51,38	0,57	28,86	1,96	1,64	—	0,67	1,57	5,43	0,28	0,02	5,09	2,53
2006	139—146	51,41	0,56	27,95	2,09	0,99	—	0,30	1,58	6,02	0,26	0,09	4,89	3,86
867	0,0—7,5	49,65	0,55	27,49	1,50	3,30	—	0,34	2,05	5,72	0,32	0,05	5,06	3,97
873	21,5—27,5	49,12	0,46	27,60	1,01	3,02	—	0,55	1,92	5,50	0,89	0,07	5,46	4,40
876	27,0—31,0	49,70	0,44	28,04	0,72	3,55	—	0,32	1,80	5,67	0,28	0,05	5,37	4,03
881	37,5—41,0	49,72	0,44	27,72	4,89	3,42	—	0,41	1,90	5,63	0,32	0,05	5,52	3,40
886	45,0—49,0	49,37	0,46	27,38	0,52	3,29	—	0,50	1,99	5,51	0,99	0,05	5,43	4,51
894	66,0—71,0	50,29	0,42	28,07	1,33	2,50	—	0,33	1,74	5,52	0,36	0,05	6,24	3,21
896	71,0—76,0	49,39	0,83	25,73	3,64	2,26	0,01	—	2,25	5,90	0,47	—	6,24	3,28
900	76,0—81,3	49,20	0,44	28,58	4,53	6,49	—	0,40	1,91	5,50	0,36	0,05	6,52	2,51
1742	42—54	51,04	0,61	28,26	1,96	1,21	—	0,31	1,51	5,79	0,44	0,07	5,95	2,85
1747	64—80	51,32	0,50	26,08	2,49	1,92	—	0,25	1,92	5,68	0,33	0,08	5,70	3,73
Бачавская свита														
1856	55—70	47,94	1,00	27,15	1,33	1,30	0,02	0,44	1,95	5,38	0,67	—	10,05	2,76
1862	88—97	40,92	1,06	26,25	0,91	2,67	0,02	0,51	2,25	6,82	0,51	—	14,09	3,99
1865	97—103	45,19	0,85	25,16	0,88	2,22	0,02	0,51	2,54	5,81	0,52	—	10,54	5,75

Примечание: Химические анализы выполнены в проблемной геохимической лаборатории Львовского университета инженерами-химиками Н. Н. Рафальской и Т. И. Мончак. Верхнеберезнянская подсвита: обр. 1779, 1782 (с. Жорнава, скв. 8), обр. 1822, 1828, 1834 (с. Вышка, скв. 1), обр. 1793, 1800, 1807, 1808 (с. Вышка, скв. 5), Нижнеберезнянская подсвита: обр. 2001, 2003, 2006 (с. Великий Березный, скв. 30), обр. 867, 873, 876, 881, 886, 894, 896, 900 (скв. 66), обр. 1742, 1747 (с. Малый Березный, скв. 18). Бачавская свита в с. Смерковое, скв. 38. Цвет аргиллитов серый и темно-серый, а обр. 881, 886, 896 — черного цвета.

Fe_2O_3 (2,23—3,67%) и H_2O^- (2,43—6,03%), что согласуется с рентгеновскими анализами.

Глинистые минералы фракций аргиллитов бачавской свиты также представлены гидрослюда с примесью хлорита и каолинита.

Рентгеновский анализ фракций (см. рис. 1) показывает, что гидрослюда в аргиллитах бачавской свиты более окристаллизована, чем в аргиллитах березнянской свиты. Поэтому на дифрактограммах ее базальные рельефы имеют высокую интенсивность и фиксируются в виде больших острых пиков с четким симметричным строением. В химическом составе содержится больше K_2O (5,38—6,82%) и H_2O^+ (10,05—14,09%) и меньше SiO_2 (40,92—47,94%), чем во фракциях березнянской

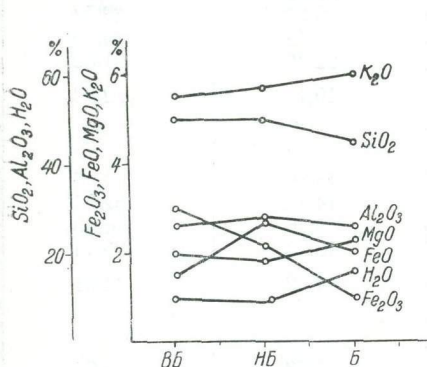


Рис. 3. Изменение средних количеств компонентов химического состава фракций аргиллитов в верхнеберезнянской (ВБ), нижнеберезнянской (НБ) и бачавской (Б) толщах.

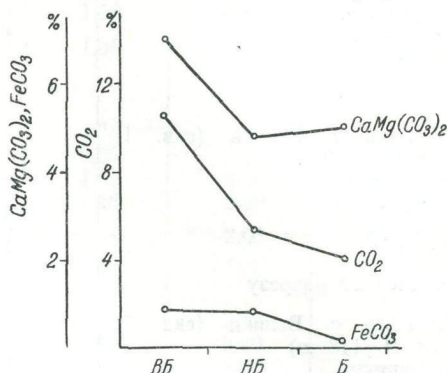


Рис. 4. Изменение общей карбонатности (по CO_2) и среднего количества доломита и сидерита, рассеянных в верхнеберезнянской, нижнеберезнянской и бачавской толщах верхнемелового флиша.

свиты. Вместе с тем следует также отметить, что благодаря большому содержанию во фракциях бачавских аргиллитов примесей хлорита к гидрослуде они имеют пониженное количество SiO_2 и повышенное количество H_2O^+ (обр. 1862). Хлорит, как и каолинит, содержится во фракциях в виде свободной фазы. Смешанослойные сростки рентгеном не фиксируются. Присутствие хлорита подтверждается рентгеном с помощью термической обработки фракций (присутствие на дифрактограммах рефлексов 13,5—13,6Å). Средние содержания SiO_2 примерно одинаковые во фракциях верхней и нижней березнянской подсвиты и заметно уменьшаются во фракциях аргиллитов бачавской свиты (рис. 3). Количество глинозема незначительно увеличивается во фракциях аргиллитов нижней березнянской (НБ) подсвиты. Окисное железо резко уменьшается от верхней березнянской (ВБ) подсвиты до бачавской (Б) свиты. Наибольшие средние количества FeO приурочены к фракциям аргиллитов нижнеберезнянской, а наименьшие — верхней березнянской подсвиты.

Содержания K_2O , MgO , H_2O заметно увеличиваются во фракциях бачавской свиты. Это еще раз подтверждает, что в бачавских аргиллитах гидрослюда окристаллизована лучше, близка к гидромусковиту и содержит наибольшие количества щелочей. Кроме того, в этих же фракциях содержится больше всего примесей железисто-магнезиального хлорита, что отразилось на увеличении в их химическом составе железа, магния и воды.

Состав рассеянных карбонатов

Порода	Количество анализов	Содержание CO ₂ , %	Сумма карбонатов, %	в породах верхнемелового флиша					
				% от суммы карбонатов			Остаток в растворимой части, %		
				CaCO ₃	CaMg[CO ₃] ₂	FeCO ₃	MgO	FeO	CaO
Верхняя Березнянская подсвита									
Площадь с. Жорнова (скв. 8, гл. 5—80 м)									
Песчаники	4	6,60	14,79	82,20	17,08	0,72	3,16	1,80	0,78
Алевролиты	1	9,98	22,72	100,00	—	—	2,85	2,60	1,52
Аргиллиты	3	6,42	14,40	88,41	11,59	—	0,89	3,57	1,35
Мергели	2	22,76	51,62	92,69	6,26	1,05	1,62	2,69	2,47
Среднее по разрезу		10,12	22,83	87,94	11,56	0,49	1,36	3,09	1,96
Площадь с. Вышки (скв. 1, гл. 96—152 м)									
Песчаники	4	18,59	41,45	78,03	21,97	—	1,25	2,12	—
Алевролиты	7	14,84	32,90	69,90	30,10	—	2,06	3,23	—
Аргиллиты	2	5,26	11,49	64,23	35,77	—	1,81	4,46	0,75
Мергели	4	13,20	29,14	63,79	35,65	0,56	1,48	2,49	—
Среднее по разрезу		14,19	31,51	69,71	30,17	0,13	1,34	2,90	0,09
Площадь с. Вышки (скв. 5, гл. 9—118 м)									
Песчаники	5	5,63	12,71	78,25	17,46	4,29	0,23	2,19	—
Алевролиты	4	4,67	10,32	52,14	46,32	1,53	0,45	3,40	—
Аргиллиты	8	3,84	8,46	51,53	46,86	1,61	0,85	4,06	—
Мергели	5	19,99	46,19	40,89	31,07	28,04	0,25	6,39	—
Среднее по разрезу		8,07	18,33	55,30	36,45	8,26	0,48	4,06	—
Среднее по подсвите		10,61	23,82	66,96	29,19	3,85	0,96	3,44	0,44
Нижняя Березнянская подсвита									
Площадь Малый Березный (скв. 18, гл. 3—48 м)									
Песчаники	1	5,96	13,51	100,00	—	—	2,17	3,33	0,45
Алевролиты	7	3,81	8,34	58,27	40,43	1,31	0,86	5,23	0,84
Аргиллиты	5	4,58	10,47	76,69	23,31	—	0,21	1,88	3,74
Мергели	1	14,85	33,52	92,84	7,16	—	—	1,13	5,92
Среднее по разрезу		5,69	12,84	70,28	29,05	0,66	1,25	4,19	0,53
Площадь Великий Березный (скв. 30, гл. 6—146 м)									
Песчаники	1	12,21	27,66	79,97	13,34	6,69	0,90	0,70	—
Алевролиты	1	11,13	24,27	74,21	16,73	9,06	0,70	0,54	—
Аргиллиты	5	6,76	15,58	11,00	45,04	43,96	0,02	0,48	—
Мергели	2	11,69	27,24	17,98	43,53	38,49	0,85	0,66	—
Среднее по разрезу		8,95	20,48	27,24	38,04	34,73	0,36	0,29	—
Площадь Великий Березный (скв. 66, гл. 0—81 м)									
Песчаники	5	4,76	10,78	79,71	20,29	—	0,43	3,48	—
Алевролиты	8	6,01	13,74	73,13	25,83	1,04	0,51	3,12	—
Аргиллиты и глины	17	3,11	7,00	36,60	60,55	2,85	1,01	2,45	—
Среднее по разрезу		4,16	9,37	53,53	44,58	1,89	0,78	3,29	—
Среднее по подсвите		5,37	12,17	53,49	39,37	7,14	0,83	3,02	0,14

Порода	Количество анализов	Содержание CO ₂ , %	Сумма карбонатов, %
Бочавская свита			
Площадь с. Вышки (скв. 38, гл. 10—130 м)			
Песчаники	13	4,41	9,60
Алевролиты	5	3,86	8,87
Аргиллиты	4	3,13	7,15
Среднее по свите		4,05	8,99

Примечание. Анализы выполнены в геохимической лаборатории Львовского университета В. К. Зинчуком, Т. И. Мончак. Карбонаты определялись в растворимой 50%-й HCl части породы кипячением в течение 20 мин на водяной бане.

По характеру глинистых минералов бачавские аргиллиты больше сходны с нижнемеловыми, чем с верхнемеловыми отложениями.

Рассеянные карбонаты имеют также существенное значение в определении фациальных различий формирования отдельных осадочных толщ.

Поскольку рассматриваемые скважины вскрыли на разных площадях различные горизонты пород березнянской свиты, то при интерпретации результатов мы брали средние данные для отдельных подсвит этой свиты.

Средняя карбонатность (по CO₂) пород верхнеберезнянской подсвиты составляет 10,16%, нижнеберезнянской — 5,37% и бачавской свиты — 4,05% (табл. 2). Поскольку в березнянской свите мергели образуют в толще только отдельные прослои (не более 5—15%), то увеличение карбонатности почти во всех изученных разрезах пород происходит, за небольшим исключением, от аргиллитов к песчаникам.

В верхнеберезнянской подсвите, в составе которой преобладают песчаные породы, рассеянные карбонаты в песчаниках и алевролитах на 69,90—82,20%, а в аргиллитах — на 51,53—64,23% представлены кальцитом. В разрезе скв. 8 у с. Жорнава в аргиллитах той же подсвиты рассеянный кальцит составляет 88,41% карбонатов, остальная часть представлена доломитом. Железистый карбонат отсутствует или составляет десятые или сотые доли процента на породу.

В разрезе верхнеберезнянских пород у с. Вышки (скв. 5) встречаются единичные линзовидные прерывистые прослои слабо доломитизированных и сидеритизированных мергелей. В их составе среднее количество FeCO₃ достигает 12,95%, а доломита — 14,35% на породу. Часть FeCO₃ входит в состав доломита, а часть присутствует в породе в виде сидерита.

Кальцит в породах верхнеберезнянской свиты доминирует среди рассеянных карбонатов и образовался в процессе седиментации и отчасти в период диагенеза.

Типичные диагенетические карбонаты — доломит, анкерит, сидерит и т. д. — в этих породах имеют подчиненное значение. Исключение

% от суммы карбонатов			Остаток в растворимой части, %		
CaCO ₃	CaMg [CO ₃] ₂	FeCO ₃	MgO	FeO	CaO
45,37	52,89	1,74	—	0,79	2,87
24,16	70,58	5,26	—	1,25	3,88
53,35	46,65	—	—	1,48	3,00
42,00	55,77	2,23	—	1,02	3,12

составляют отдельные тонкие линзовидные прерывистые прослои мергелей, в составе которых преобладают диагенетические карбонаты.

Средняя карбонатность пород нижнеберезнянской подсвиты в два раза меньше средней карбонатности пород верхнеберезнянской подсвиты. В песчаниках и алевролитах нижней березнянской подсвиты рассеянные карбонаты представлены на 73,13—100% кальцитом. В подсвите встречаются слабо карбонатные алевролиты (скв. 18), в которых карбонаты только наполовину представлены кальцитом.

Аргиллиты в нижней подсвите составляют 60—70% и имеют среднюю карбонатность (по CO₂) 3,11—6,76%, то есть примерно такую же карбонатность, как и аргиллиты верхней подсвиты. Рассеянные карбонаты в аргиллитах нижней подсвиты содержат значительно больше доломита, то есть диагенетический фактор в образовании рассеянных карбонатов в данных отложениях преобладает над седиментационным. Кроме того, в толще нижнеберезнянских пород встречаются прослои известковистых аргиллитов и глинистых мергелей, где доломит и железистый карбонат составляют 13,87 и 22,34% на породу. При этом, как показали термические анализы, большая часть железистого карбоната входит в состав доломита, то есть доломиты железистые, очевидно, диагенетические.

Породы бачавской свиты отличаются наименьшим содержанием рассеянных карбонатов, которые здесь почти наполовину представлены доломитом. Количество железистого карбоната невелики или он вообще отсутствует.

Прослои мергелей в данном разрезе бачавской свиты не встречаются, зато хорошо выражено увеличение карбонатности от аргиллитов к песчаникам. Песчаники доминируют (65—70%), количество аргиллитов не превышает 20%.

Наибольшей средней карбонатностью по (CO₂) отличаются верхнеберезнянские слои, а наименьшей — бачавские (рис. 4). Верхнеберезнянские слои имеют наиболее высокие средние содержания рассеянного доломита, тогда как нижнеберезнянские и бачавские — меньшие и примерно одинаковые. Железистого карбоната в бачавских слоях значительно меньше, чем в березнянских. В бачавских слоях седиментационный фактор в образовании карбонатов имел меньшее значение, чем диагенетический.

Диагенетические карбонатные стяжения более развиты в нижнеберезнянской толще пород, так как в этих осадках диаге-

Химический состав растворимой в 10%-й HCl части

№ обр.	Порода	Глубина скважины, м	Химический состав						CaO
			SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO		
874	Мергель пестроцветный Доломит желез. (стяжения)	21—28	0,64	0,52	0,57	9,94	0,07	7,29	
875		21—28	0,32	0,08	1,06	3,42	0,08	27,68	
879	Мергель доломитизированный	31—38	1,62	3,70	0,66	6,30	0,14	16,82	
897		71—76	1,77	1,14	1,18	11,40	0,08	7,88	
1741	Мергель сидеритизированный	3—42	не опр.	не опр.	не опр.	25,00	0,30	5,20	

Примечание. Химические анализы выполнены в геохимической лаборатории Львовского университета В. К. Зинчуком и О. Ю. Гиндой. Образцы пород отобраны из скв. 66 в районе Великого Березного, обр. 1741 — из скв. 18 в районе Малого Березного.

нетические процессы были более активными, благодаря большому содержанию рассеянного органического вещества.

В составе глинистых мергелей и стяжений, кроме глинистых минералов, кварца и единичных зерен пирита, принимают участие кальцит,

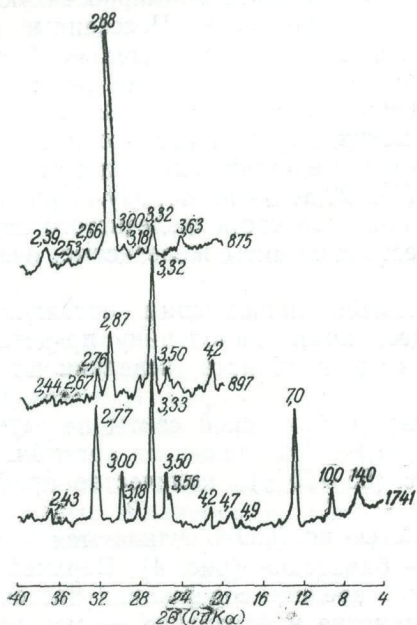


Рис. 5. Дифрактограммы мергелей и карбонатных конкреций.

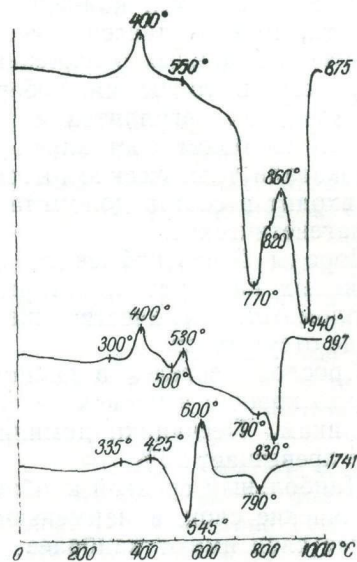


Рис. 6. Кривые нагревания мергелей и карбонатных конкреций.

доломит и сидерит. Соотношение карбонатной и некарбонатной части, как и соотношение карбонатных минералов, в мергелях и в стяжениях различное. Рентгеновским и термическим анализами установлено, что карбонатные стяжения (обр. 875) представлены большей частью же-

Таблица 3

карбонатных пород нижнеберезнянской подсвиты, %

MgO	P ₂ O ₅	CO ₂	H ₂ O	Н. О.	Сумма	Сумма карбонатов	Содержание в породе (%)				Остаток в растворе на породе	
							CaCO ₃	CaMg (CO ₃) ₂	FeCO ₃	MnCO ₃	FeO	MgO
2,66	0,02	10,25	0,38	67,56	99,90	25,15	13,01	—	12,03	0,11	2,44	2,66
13,75	0,03	38,81	0,32	14,73	100,28	83,65	15,19	62,85	5,49	0,12	0,10	—
0,71	сл.	15,00	0,71	53,84	99,50	34,77	30,02	—	4,52	0,23	3,50	0,71
2,26	0,05	15,11	0,49	58,03	99,39	36,32	8,63	10,25	17,32	0,12	0,50	—
4,35	0,23	15,36	0,14	32,36	82,94	38,96	9,29	—	29,19	0,48	6,90	4,35

лезистым доломитом с примесью кальцита. На дифрактограмме (рис. 5) доломит фиксируется рефлексами 2,87; 2,66Å, а кальцит — 3,00Å. На термограмме стяжения имеются два больших эндотермических эффекта при 770 и 940°С и одно небольшое эндотермическое понижение при 820°С, что характерно для железистых доломитов (рис. 6).

Сумма карбонатов стяжения составляет 83,65%, из которых 62,85% приходится на долю доломита (табл. 3).

Карбонатная часть мергелей составляет 25,15—39,01%. Она представлена в основном кальцитом и сидеритом, иногда еще доломитом (обр. 897, рис. 5, 6; табл. 3).

В нижнеберезнянской толще в одних прослоях мергелей рассеянные карбонаты представлены в основном кальцитом (обр. 879), то есть седиментационным карбонатом, а в других — сидеритом (обр. 1741), то есть диагенетическим (табл. 3). Таким образом, в нижнеберезнянской толще флишевых пород, в наиболее обогащенных органическим веществом пачках, доминируют диагенетические карбонатные образования, а в пачках пород, менее обогащенных органическим веществом и более песчаных, в прослоях мергелей, преобладают седиментационные карбонаты.

В общем для нижнеберезнянских флишевых пород характерными диагенетическими карбонатами являются железистый доломит и сидерит.

Если рассматривать диагенетические образования карбонатов как индикаторы геохимической среды, то видно, что в отдельных пачках нижнеберезнянских слоев благодаря более активному действию процессов окисления рассеянного органического вещества в осадках создавалась слабощелочная и нейтральная среда, происходило образование железистого доломита и сидерита. В слоях с меньшим содержанием рассеянного органического вещества и более песчаных существовали условия образования доломита, обедненного закисным железом.

Аутигенно-минеральные формы железа в значительной мере дают возможность судить о геохимической среде в осадках в период диагенеза и эпигенеза. Породы бачавской свиты содержат наибольшие средние количества пиритного железа и легко растворимого окисного (рис. 7, 8; табл. 4). Другие аутигенно-минеральные формы железа и C_{орг} содержатся в наименьших количествах.



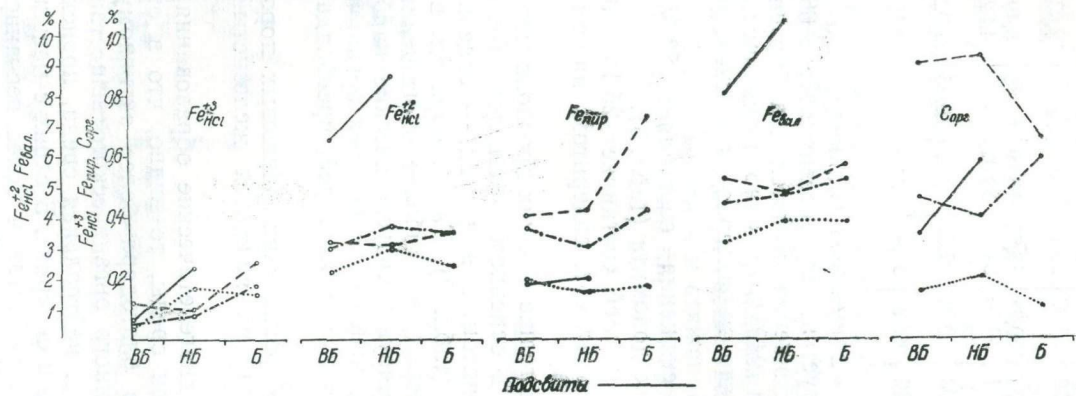
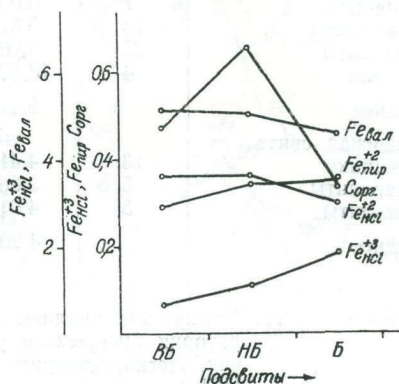


Рис. 7. Изменение средних количеств отдельных аутигенно-минеральных форм железа и $C_{орг}$ по петрографическим типам пород в верхнеберезнянской, среднеберезнянской и бачавской толщах флишевых пород.

1 — песчаники; 2 — алевриты; 3 — аргиллиты.

В верхне- и нижнеберезнянских подсвитях содержатся примерно одинаковые средние количества $Fe_{вал}$ и Fe_{HCl}^{2+} . Верхнеберезнянские породы отличаются наименьшим количеством окисного и пиритного железа. По количественному соотношению отдельных аутигенно-минеральных форм железа и $S_{орг}$ можно заключить, что в период диагенеза в бачавских осадках окислительно-восстановительный потенциал был наиболее высоким по сравнению с верхне- и нижнеберезнянскими осадками. Песчаные осадки бачавской свиты осаждались в условиях мелководной части бассейна, и в них преобладала окислительная обстановка. На глубине обстановка сменялась слабовосстановительной. По-видимому, основная часть пирита в бачавских отложениях образовывалась в период эпигенеза при взаимодействии глубинного сероводорода с сульфатами и гидрокарбонатами железа. Благодаря этим процессам бачавские породы содержат больше пирита, чем нижнеберезнянские, которые отличаются большим содержанием $S_{орг}$.

Рис. 8. Изменение средних количеств отдельных аутигенно-минеральных форм железа и $S_{орг}$ в верхнеберезнянской, нижнеберезнянской и бачавской толщах флишевых пород.



Отношение среднего количества $Fe_{пир}$ песчано-алевролитовых пород к среднему количеству $Fe_{пир}$ глинистых пород (коэффициент Π) в верхнеберезнянской подсвите равно 0,90, в нижнеберезнянской — 0,64 и в бачавской свите — 0,33, следовательно, в верхнеберезнянской подсвите песчано-алевролитовые осадки имеют почти одинаковые средние количества $Fe_{пир}$ с глинистыми осадками. В период диагенеза окислительно-восстановительный потенциал в песчаных и глинистых осадках был различным. В них образовались различные количества пирита. В песчаных отложениях верхнеберезнянской подсвиты пирит образовывался также в период эпигенеза. Благодаря этому песчаные и глинистые породы этой подсвиты примерно одинаково обогащены пиритом.

Пиритное железо во всех трех толщах увеличивается от песчаников к аргиллитам. В мергелях пирита очень мало, как и в песчаниках. Их осаждение происходило в мелководной части бассейна в условиях теплого климата и резкого спада привноса в бассейн песчаного материала. Содержания $S_{орг}$ во всех трех толщах также увеличивается от песчаников к аргиллитам. Кривая количественного распределения $S_{орг}$ по типам пород (рис. 8) является как бы зеркальным отражением кривой распределения количества $Fe_{пир}$. Это еще раз подтверждает, что образование пирита происходило в два основных этапа и большая его часть в бачавских слоях и в песчаниках верхнеберезнянской подсвиты возникла в период эпигенеза.

Аутигенно-минеральные формы железа, CO_2 и $C_{\text{орг}}$
в верхнемеловых породах (% на породу)

Тип породы	Количество анализов	CO_2	$\text{Fe}_{\text{HCl}}^{3+}$	$\text{Fe}_{\text{HCl}}^{2+}$	$\text{Fe}_{\text{пир}}^{2+}$	$\text{Fe}_{\text{вал.}}$	$C_{\text{орг}}$
Верхняя Березнянская подсвита							
Песчаники	13	9,92	0,04	2,17	0,19	3,11	0,15
Алевролиты	12	11,05	0,05	2,96	0,36	4,40	0,46
Аргиллиты	13	4,65	0,12	3,15	0,40	5,16	0,90
Мергели	11	18,02	0,06	6,48	0,18	8,05	0,34
Среднее		10,61	0,07	3,67	0,29	5,08	0,47
Нижняя Березнянская подсвита							
Песчаники	7	6,00	0,17	2,92	0,15	3,81	0,20
Алевролиты	16	5,37	0,08	3,69	0,30	4,66	0,40
Аргиллиты	27	4,06	0,09	3,02	0,42	4,69	0,93
Мергели	4	13,29	0,24	8,64	0,20	10,39	0,58
Среднее		5,41	0,11	3,64	0,34	4,97	0,65
Бочавская свита							
Песчаники	13	4,41	0,15	2,43	0,17	3,84	0,11
Алевролиты	5	3,86	0,18	3,54	0,42	5,19	0,59
Аргиллиты	5	4,01	0,25	3,53	0,73	5,72	0,66
Среднее		4,20	0,18	2,93	0,35	4,54	0,33

Примечание. Химические анализы выполнены в проблемной геохимической лаборатории Львовского университета Н. Н. Рафальской и Т. И. Мончак. Легкорастворимое железо определялось в растворимой в 5%-й HCl части породы кипячением на водяной бане в течение 20 мин. Органический углерод определялся в лаборатории УкрНИГРИ Н. Н. Польнской.

Средние количества $\text{Fe}_{\text{HCl}}^{2+}$ во всех трех толщах распределены по-разному. Например, в верхнеберезнянских слоях его количества увеличиваются от песчаников к аргиллитам. В нижнеберезнянской (наиболее глинистой) толще песчаники и аргиллиты содержат наименьшие (примерно одинаковые) средние количества $\text{Fe}_{\text{HCl}}^{2+}$, а алевролиты, доломитизированные и сидеритизированные мергели — наибольшие.

В бачавских породах основная часть $\text{Fe}_{\text{HCl}}^{2+}$ связана с гидросиликатами, и поэтому наибольшие количества этого железа содержатся в аргиллитах и алевролитах. Диагенетические карбонатные стяжения в бачавской свите развиты очень слабо и часто отсутствуют.

Итак, в изученных верхнемеловых породах доминирует легкорастворимое закисное железо (1,75—12,44%), пиритное железо составляет в них всего 0,18—0,73%, а легкорастворимое окисное железо — сотые доли процента, а иногда отсутствует.

В березнянских породах легкорастворимое закисное железо связано с гидросиликатами и карбонатами, а в бачавских — с гидросиликатами. Рассеянное органическое вещество содержится в кларковых и выше кларковых количествах в аргиллитах ($C_{\text{орг}}$ 0,66—0,93%). В мергелях $C_{\text{орг}}$ 0,34—0,58%. Наибольшие количества $C_{\text{орг}}$ во всех трех толщах пород имеют песчаники. Отношение средних количеств $C_{\text{орг}}$

песчаников и алевролитов к средним количествам $C_{орг}$ аргиллитов и мергелей в верхнеберезнянской подсвите равны 0,47; в нижнеберезнянской — 0,39 и в бачавской свите — 0,36. Из этого следует, что аргиллиты во всех трех рассмотренных толщах содержат в 2—2,5 раза больше $C_{орг}$, чем песчаники и алевролиты.

Рассеянное органическое вещество в аргиллитах нижнеберезнянской подсвиты сгорает в четырех интервалах температур (рис. 9). Основная часть органического вещества бурогольного типа сгорает при 465—485° и 500—560° С, а битумная — при 255—385° С. Остаточная, преобразованная нагреванием часть органического вещества сгорает в интервале 633—677° С.

Битумы определялись в породах путем их экстракции хлороформом и спиртобензолом по общепринятой методике. Из трех изученных толщ наибольшей битуминозностью отличаются все типы пород нижнеберезнянской подсвиты (0,1—0,115%) и аргиллиты верхнеберезнянской подсвиты (0,196%). Очень низкую битуминозность имеют породы бачавской свиты (0,01—0,05%). Наиболее восстановленный битум $A_{хл}$ доминирует в большинстве проб пород нижнеберезнянской и бачавской толщ (табл. 5; рис. 10, 11). В верхнеберезнянских породах преобладают окисленные битумы, причем их количество увеличивается от песчаников к аргиллитам.

Количественное распределение отдельных битумов по петрографическим типам пород в нижнеберезнянской подсвите неравномерное и сложное. Так, во всех трех типах пород данной толщи содержатся почти одинаковые количества суммарного битума $A+C$. Хлороформенный битум также содержится во всех трех типах пород нижнеберезнянской подсвиты почти в одинаковых количествах.

Битум $A_{сп.б.}$ содержится в алевролитах в наибольших количествах, а в аргиллитах — в наименьших. Величина отношения среднего количества битумов $A+C$ песчаников и алевролитов к среднему количеству битумов $A+C$ аргиллитов в верхнеберезнянской подсвите 0,36; в нижнеберезнянской — 1,13; в бачавской свите — 0,59. Как видим из этих величин, в песчаниках нижнеберезнянской подсвиты содержится больше битумов, чем в аргиллитах, хотя к последним приурочена большая часть рассеянного органического вещества. Этим подтверждается вторичный характер значительной части битумов в данных песчаниках.

Поскольку основное количество $C_{орг}$ толщи концентрируется в аргиллитах, то значительная часть битумов песчаников и алевролитов

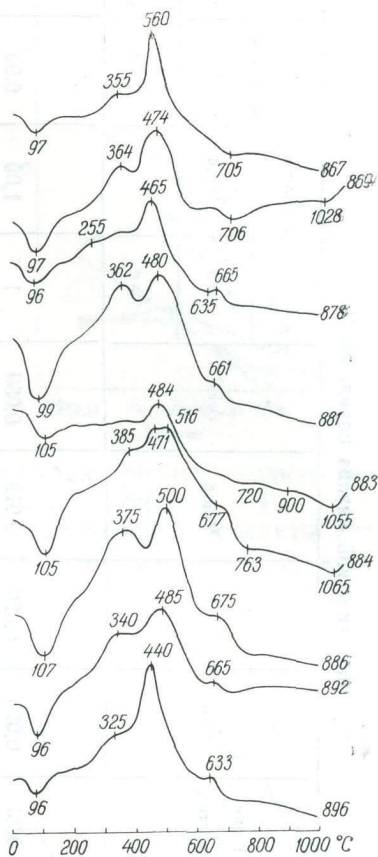


Рис. 9. Кривые нагревания аргиллитов нижнеберезнянской подсвиты (скв. 66).

Битуминологический анализ пород, вес. %

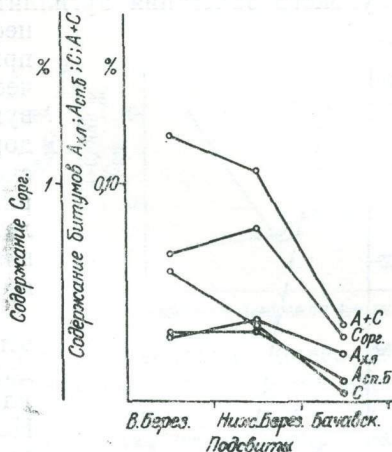
Тип породы	Количество анализов	Органическое вещество, %	$A_{хл}$	$A_{сн.б}$	$C_{сн.б}$	$A+C$	Соотношения			Степень битуминизации	
							$A_{хл}$	$A_{сн.б}$	C	$A_{хл} \cdot 100$	$(A+C) \cdot 100$
							$A_{хл}$	$A_{хл}$	$A_{хл}$	органическое вещество	органическое вещество
Верхняя березнянская подсвита											
Песчаники	9	0,20	0,020	0,020	0,019	0,059	1	1,00	0,95	10,00	29,50
Алевролиты	4	0,81	0,011	0,026	0,061	0,098	1	2,45	5,45	1,36	12,10
Аргиллиты	9	1,08	0,048	0,046	0,102	0,196	1	0,96	2,13	4,44	18,15
Среднее		0,67	0,030	0,032	0,060	0,122	1	1,06	2,00	4,47	18,21
Нижняя березнянская подсвита											
Песчаники	4	0,17	0,038	0,043	0,034	0,115	1	1,13	0,90	22,35	67,65
Алевролиты	5	0,53	0,029	0,019	0,063	0,111	1	0,66	2,17	5,47	20,94
Аргиллиты	11	1,17	0,041	0,036	0,023	0,100	1	0,88	0,56	3,50	8,55
Среднее		0,81	0,038	0,033	0,035	0,106	1	0,87	0,92	4,69	13,09
Бочавская свита											
Песчаники	4	0,19	0,024	0,010	0,004	0,038	1	0,42	0,16	12,63	20,00
Алевролиты	2	0,23	0,005	0,005	0,003	0,013	1	1,00	0,60	2,17	5,65
Аргиллиты	3	0,50	0,031	0,011	0,009	0,051	1	0,35	0,29	6,20	10,20
Среднее		0,31	0,022	0,009	0,005	0,036	1	0,41	0,23	6,67	11,93

Битуминологические анализы выполнены в проблемной геохимической лаборатории Львовского университета Д. Г. Дидык.

могла поступить в них из аргиллитовых прослоев. В песчано-алевролитовых породах битумы окислялись под действием инфильтрационных вод.

Очевидно, благодаря миграции битумов и их разрушению вблизи к поверхности возникла диспропорция в толще нижнеберезнянских пород между общим содержанием $S_{орг}$ и суммарным битумом $A+C$,

Рис. 10. Изменение средних количества $S_{орг}$ и отдельных битумов в толщах верхнемелового флиша.



то есть при резком увеличении в данных породах среднего количества $S_{орг}$ уменьшается среднее количество суммарного битума $A+C$.

Что касается $S_{орг}$, то в породах верхнеберезнянской подсвиты его количество увеличивается от песчаников к аргиллитам (рис. 12, кри-

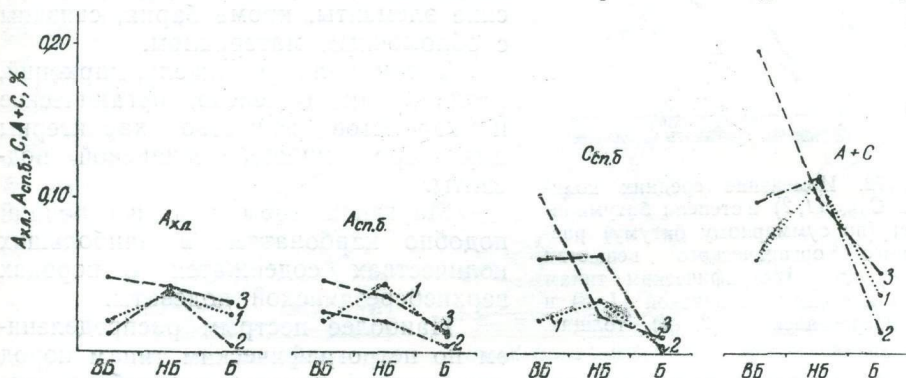


Рис. 11. Изменение средних количеств отдельных битумов по петрографическим типам пород в верхнеберезнянской, нижнеберезнянской и бачавской толщах верхнемелового флиша.

Песчаники (1), алевролиты (2), аргиллиты (3).

вая 1), а степень битуминизации несколько понижается в алевролитах, а в песчаниках и аргиллитах мало изменяется (кривая 3). Это, очевидно, вызвано привнесом в песчаники битумов из аргиллитовых слоев нижнезалегающей нижнеберезнянской толщи битуминозных пород. В последних наблюдается резкое увеличение количества $S_{орг}$ от песчаников к аргиллитам (кривая 2), а степень битуминизации резко уменьшается в том же направлении, но с некоторым преломлением от алевролитов к аргиллитам (кривая 4).

В бачавских слоях (рис. 13) содержание $C_{орг}$ растет от песчаников к аргиллитам (кривая 1), а степень битуминизации органического вещества песчаников и аргиллитов мало изменяется, как и в верхнеберезнянской толще пород, что объясняется обогащением песчаников вторичными битумами.

Исходя из полученных данных, можно предположить, что в условиях глубокого залегания аргиллиты березнянской свиты могут быть

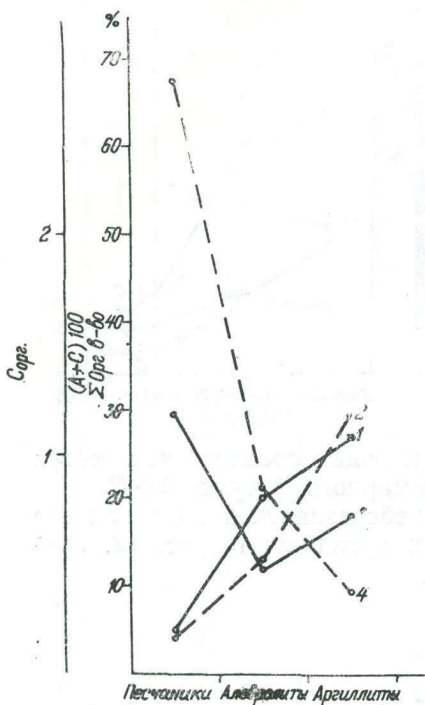


Рис. 12. Изменение средних количеств $C_{орг}$ (1, 2) и степени битуминизации (по суммарному битуму) рассеянного органического вещества (3, 4) по петрографическим типам пород в верхнеберезнянской (1, 3) и нижнеберезнянской (2, 4) толщах.

редких и рассеянных элементов отличаются породы верхнеберезнянской подсвиты (рис. 14). В нижнеберезнянской подсвите пород картина распределения элементов несколько изменяется. Так, ряд элементов (хром, никель, цирконий, галлий) более или менее равномерно распределен в ряду песчаники-алевролиты-аргиллиты-мергели. Содержание железа, меди, иттрия увеличивается от песчаников к мергелям. Остальные элементы распределены очень неравномерно.

В бачавской свите распределение редких и рассеянных элементов, а также железа и $C_{орг}$ по типам пород имеет, в основном, упорядоченный характер, но для многих элементов это распределение довольно сглаженное. Здесь средние количества большей части рассматриваемых элементов более или менее равномерно распределяются по типам пород. Например, итрий, подобно карбонатам, имеет максимум в алев-

нефтегазопроизводящими породами и при наличии структурных, литологических и других факторов, способствующих накоплению нефтяных углеводородов, с ними могут быть связаны скопления нефти и газа. В изученных районах трудно ожидать таких скоплений, так как они отличаются разрывом структур с образованием надвигов и чешуй.

Редкие и рассеянные элементы в рассматриваемых породах присутствуют в кларковых и ниже кларковых количествах (табл. 6). Наибольшие количества акцессорного бериллия, иттрия, бария и бора приурочены породам бачавской свиты. Поскольку в бачавской свите доминируют песчаники, то, очевидно, преобладающие здесь акцессорные химические элементы, кроме бария, связаны с обломочным материалом.

Титан, ванадий, никель, цирконий, галлий, как и железо, органическое и глинистое вещество характерны для пород нижнеберезнянской подсвиты.

Марганец, хром, медь и стронций подобно карбонатам в наибольших количествах содержатся в породах верхнеберезнянской подсвиты.

Наиболее пестрым распределением по петрографическим типам пород

ролитах. Ванадий, как и $C_{орг}$ резко увеличивает свои количества от песчаников к аргиллитам. В количественном распределении железа и меди по типам пород существует также пропорциональная зависимость.

Итак, распределение отдельных элементов по типам пород показывает, что отложения бачавской свиты, несмотря на резкое преобладание

Рис. 13. Изменение средних количеств $C_{орг}$ (1) и степени битуминизации (по суммарному битуму) рассеянного органического вещества (2) по петрографическим типам пород в бачавской свите.



в их составе песчаников, формировались в условиях более или менее хорошо развитого химического выветривания в областях сноса. Во время формирования нижнеберезнянских отложений химическое выветривание в областях сноса было развито значительно слабее, чем в областях сноса бачавских отложений. И совсем слабо было развито

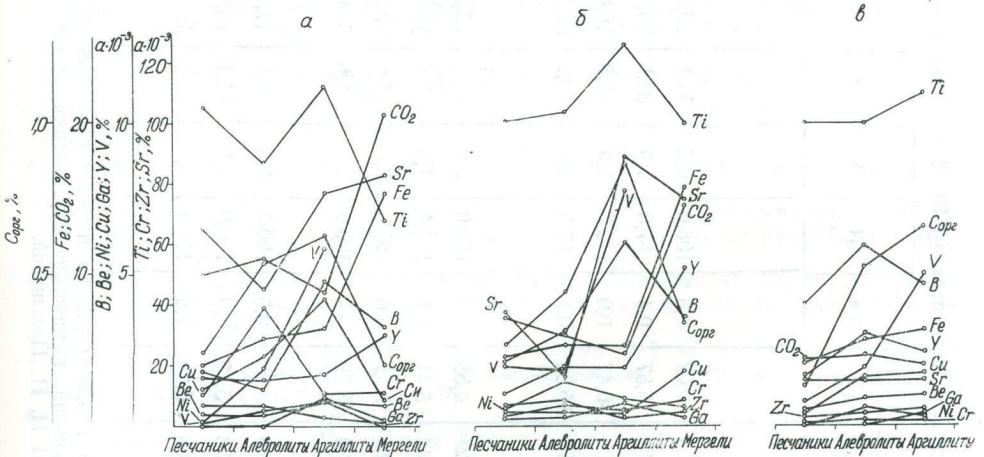


Рис. 14. Изменение средних количеств отдельных акцессорных редких и рассеянных элементов (рассчитанных на бескарбонатную часть породы), а также $C_{орг}$, CO_2 и Fe по петрографическим типам пород в верхнеберезнянской (а), нижнеберезнянской (б) и бачавской (в) толщах верхнемелового флиша.

химическое выветривание в областях сноса во время осаждения в бассейне верхнеберезнянских отложений. Поскольку карбонатность последних относительно наибольшая, то, очевидно, осадки образовывались в условиях наиболее теплого, но наименее влажного климата.

Поэтому обращают на себя внимание отложения бачавской свиты. Если они образовывались в одно время с отложениями березнянской свиты, то в областях сноса, за счет размыва которых образовывались эти отложения, климатические условия были, в основном, одни и те же.

Содержание редких и рассеянных элементов ($10^{-3}\%$), а также железа, CO_2 и $C_{\text{орг}}$ (вес.%) в бескарбонатной части пород

Порода	Количество анализов	Вес. %			Be	Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zr	Ga	Sr	Y	Ba	B
		CO_2	$C_{\text{орг}}$	Fe														
Верхняя березнянская под-свита																		
Песчаники	13	9,89	0,24	4,02	0,3	105,0	0,2	11,1	13,0	—	0,2	1,2	5,7	0,01	65,3	1,6	10,9	1,8
Алевролиты	11	10,91	0,54	5,87	0,4	87,3	1,9	39,5	13,6	0,1	0,5	2,2	5,9	0,05	45,4	1,5	13,6	1,2
Аргиллиты	20	8,81	0,63	6,47	0,9	112,5	5,9	10,8	16,8	0,2	0,8	4,2	2,8	0,9	77,5	1,7	13,2	4,7
Мергели	3	20,74	0,20	15,39	0,7	67,5	—	10,9	88,3	—	0,02	0,8	0,7	0,2	83,3	3,0	13,3	3,3
Нижняя березнянская под-свита																		
Песчаники	4	7,15	0,27	4,55	—	100,0	2,0	4,0	12,5	—	0,6	0,4	7,1	0,4	37,5	1,1	7,7	2,1
Алевролиты	12	6,04	0,44	5,41	0,1	104,0	1,8	7,5	10,4	0,1	1,5	0,5	7,4	0,3	15,8	1,9	6,3	3,0
Аргиллиты	19	4,83	0,87	5,27	0,6	126,0	7,8	5,2	7,3	0,1	0,9	0,5	3,9	0,7	89,3	1,9	68,0	6,1
Мергели	2	14,88	0,34	15,79	—	100,0	—	8,6	55,0	—	0,5	1,8	5,0	0,3	75,0	5,2	12,5	3,5
Бачавская свита																		
Песчаники	13	4,45	0,14	4,28	0,5	100,0	0,8	0,5	17,3	—	0,1	0,3	3,6	—	15,0	1,5	58,0	4,0
Алевролиты	5	4,72	0,53	5,82	0,9	100,0	1,9	1,1	10,0	—	0,6	1,5	4,0	0,03	15,0	3,0	112,0	5,9
Аргиллиты	5	4,01	0,66	6,30	1,0	110,0	5,0	1,5	10,0	—	0,2	1,7	5,2	0,3	15,0	2,4	109,0	4,7

Примечание. Спектральные анализы редких и рассеянных элементов выполнены в проблемной геохимической лаборатории С. С. Мартыновой, химические определения CO_2 и железа — Дидык Д. Г., органический углерод определяется в УкрНИГРИ Н. Н. Полинской.

В бачавской свите преобладают песчаники, а в нижнеберезнянской под-свите доминируют аргиллиты. В условиях одинакового или почти одинакового климата и одних и тех же областей сноса (фациальное замещение измеряется десятками километров) более упорядоченным распределением редких и рассеянных элементов в ряду песчаники-алевролиты-аргиллиты должны отличаться породы нижнеберезнянской под-свиты. На самом же деле более упорядоченное распределение редких и рассеянных элементов по петрографическим типам пород характерно для пород бачавской свиты, несмотря на их большую песчаность.

Итак, литологические особенности, ассоциация глинистых минералов, распределение редких и рассеянных элементов указывают на то, что отложения бачавской свиты образовывались за счет разрушения совершенно других областей сноса и в других климатических условиях. В бачавский бассейн седиментации поступали осадки из областей размыва, в строении которых принимали участие породы гранитоидного типа, что не установлено для березнянских осадков. Бачавские осадки формировались в условиях теплого и влажного климата. Полученные литолого-геохимические данные склоняют нас к мысли о том, что бачавские отложения не являются одновозрастными с породами березнянской свиты.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бобровник М. Д., Лозыняк П. Ю., Свириденко В. Г. Минералого-петрографическая характеристика отложений бачавской свиты Дуклянской зоны Украинских Карпат. В сб.: «Вопросы литологии и петрографии», кн. 1. Изд-во Львовск. ун-та, 1969.
2. Вялов О. С., Пастернак С. И. Новые находки иноцерамов в Закарпатском флише — «Геологический сборник, Львовск. геол. о-ва», 1956, № 2—3.
3. Вялов О. С. Материалы карпато-балканской ассоциации, № 3. К., Изд-во АН УССР, 1960.
4. Вялов О. С. Деякі дані про геологію басейну ріки Уж (Закарпаття). ДАН УРСР, 1963, № 7.
5. Вялов О. С., Даниш В. В., Коцюбинський С. П., Кульчицький Я. О., Лозыняк П. Ю. Про крейдові відклади західної частини Східних Карпат. ДАН УРСР, 1963, № 8.
6. Вялов О. С., Буров В. С., Даниш В. В., Темнюк Ф. П., Чалий Б. М. Геологічний розріз через західну частину Радянських Карпат (по лінії Ужгород—Самбір). ДАН УРСР, 1966, № 10.
7. Даныш В. В., Жигунова З. Ф., Полонский Б. Т. Геологический профиль через юго-западную часть Украинских Карпат. В сб.: «Вопросы геологии Карпат». Изд-во Львовск. ун-та, 1967.
8. Даныш В. В., Пономарева Л. Д., Циж И. Т. О геологии района Подпольевского ущелья (Украинских Карпат). В сб.: «Геология и геохимия горючих ископаемых», № 20. К., «Наукова думка», 1968.
9. Дебагян Н. В., Кульчицкий Я. О., Лозыняк П. Ю. К геологии новой структурно-фациальной единицы южного склона Украинских Карпат. «Бюллетень научно-технической информации». «Проблемы нефтегазоносности УССР». (Геология, методы поисков и разведки месторождений нефти и газа), 1969, № 7.
10. Жигунова З. Ф., Коваль Ж. С., Полонский Б. Т. Мел Дуклянской зоны (Восточные Карпаты). В сб.: «Геология и геохимия горючих ископаемых», № 20. К., Изд-во «Наукова думка», 1969.
11. Клиш С. С., Круглов С. С., Кульчицкий Я. О., Смирнов С. Е., Темнюк Ф. П. Геологическое строение и нефтегазоносность Украинских Карпат. В сб.: «Геология, геофизика и бурение скважин нефтяных и газовых месторождений Украины». Труды УкрНИГРИ, вып. 21, 1969.

Lithological and geochemical peculiarities of the upper Cretaceous Flysh of the south side of the Soviet Carpathians.

M. P. GABINET

Summary

The paper gives examples of the study of clay minerals of argillites flysh rhythm dispersed carbonates, organic matter, autigenic and mineral forms of ferrum, rare and scattered chemical elements in all petrographic type rocks of the Berezne and Bachava suites of the upper cretaceous flysh of the south side of the Soviet Carpathians.

Diagenetic carbonates concretions in that rocks is studied.

This lithological and geochemical data received, helped in the analysis of formations of these deposits.

Литолого-петрографическая характеристика донеогенового фундамента Берегово-Беганского поднятия

С. М. СПИТКОВСКАЯ, Г. Г. САСИН

УДК 550.85

Берегово-Беганское поднятие находится в пределах Припаннонской тектонической зоны [3, 6]. Для этой зоны характерны сокращенные мощности неогенового чехла и своеобразный магматизм, выразившийся в значительном развитии липаритовых экструзий и эксплозий. Представления о вещественном составе и магматизме фундамента зоны сложились главным образом по визуальным описаниям пород из скв. 8, пробуренной в Береговом районе и вскрывшей фундамент на глубине 713—920 м и отдельным выходам древних пород на дневную поверхность (Земплинский остров — Словакия). В последнее время донеогеновый фундамент этой зоны вскрыт скв. 405, расположенной в приподнятом блоке Берегово-Беганского поднятия, в пределах Беганского рудного поля. Скважина в интервале 25—1057 м вскрыла неогеновые молассы, представленные осадочно-туфоженной толщей нижнего сармата (доробратовская свита, интервал 25—132 м), липаритовыми туфами и прослоями туффита, песчаника и аргиллита — верхнего тортона (интервал 132—715 м); аргиллитами с прослоями песчаников и туффитов с горизонтом липаритовых туфов 80-метровой мощности в основании толщи — нижний тортон—солотвинская свита (интервал 715—1004 м); толщей черных известковистых аргиллитов и мергелей с горизонтом осадочной брекчии, отнесенной И. В. Венглинским к гельвету на основании единичных находок фораминифер плохой сохранности, обнаруженных в шлифах из известковых аргиллитов (интервал 1004—1057 м). С глубины 1057 м и до забоя (1401,6 м) скважиной вскрыты черные глинисто-карбонатные сланцы с линзами филлитовидных сланцев и прослоями известняков, мергелей и алевролитов, чередующихся с маломощными диабазовыми порфиритами. Все эти породы отнесены нами к фундаменту Берегово-Беганского поднятия.

Толщу черных известковистых аргиллитов (интервал 1004—1057 м) по внешнему сходству с нижележащими черными глинисто-карбонатными сланцами многие исследователи относят к донеогеновому фундаменту. Поэтому отложения этой толщи нами изучены с приведением результатов изучения в настоящей работе.

Отложения ее представлены известковистыми аргиллитами и глинистыми мергелями с пятиметровым прослоем липаритового туфа. Известковистые аргиллиты и мергели темно-серые, почти черные, со слабо выраженной слоистостью под углом 5—10° к оси зерна. Структура пород пелитовая. Количество карбонатного вещества в аргиллитах и мергелях (табл. 1, обр. 405-9; табл. 2, обр. 1 гл. 1024,2 м) составляет 26—33,6%. В основном это кальцит с небольшим количеством доломита. На дифрактограмме обр. 405-9 (рис. 1) отмечаются базальные реф-

лексы каолинита (7,0; 3,63; 2,54Å) и рефлексы кварца (4,23; 3,32; 2,44Å и др.), кальцита (3,80; 3,25 Å и др.), полевых шпатов (3,168Å), а также слабые отражения рефлексов доломита (2,82 Å) и хлорита (3,48 Å). с размытым пиком.

Таблица 1

Карбонатность пород неогена и фундамента Беганского блока по результатам солянокислой вытяжки* (в %)

Номера образцов	Глубина взятия проб, м	Порода	CO ₂	CaO	MgO	MnO	FeO	CaCO ₃	CaMg [CO ₃] ₂	MnCO ₃	Общая карбонатность
405-9	1056,5	Глинистый мергель	15,00	17,22	2,02	0,10	2,65	27,3	6,2	0,11	33,60
405-10	1058	Глинисто-карбонатный сланец	10,65	10,95	2,90	0,10	4,45	15,0	8,3	0,11	23,41
405-14	1125,6	Известняк	31,46	38,97	1,40	0,18	1,79	67,3	2,8	0,34	70,44
405-17	1197,5	Глинистый мергель	21,29	25,37	2,71	0,10	2,00	41,7	6,6	0,11	48,41
405-28	1313,2	Глинисто-карбонатный сланец	9,20	13,55	2,82	0,31	4,02	20,9	—	—	20,90
405-29	1372,3	То же	9,20	11,27	3,11	0,20	4,74	19,5	1,1	0,34	20,94

Примечание. Анализы произведены в проблемной лаборатории Львовского университета CO₂ определяли объемным методом.

Таким образом, глинистые минералы описываемых отложений представлены в основном каолинитом. В карбонатно-глинистой массе заметна примесь алевролитового материала, представленного угловатыми зернами кальцита, кварца, полевых шпатов размером до 0,05 мм. Количество К—Na-полевых шпатов в породе значительно увеличивается в горизонтах, смежных с липаритовыми туфами. Эта особенность выражается в повышенном содержании K₂O и Na₂O (табл. 2, ан. 1). Окремнение наиболее проявлено вблизи даек фельзита и взрывчатых брекчий.

Липаритовые туфы литокристаллокластические псаммитовой структуры. Кластический материал представлен обломками пород спилито-диабазового типа и кварцевых кератофинов, а также кристаллами кварца и плагиоклаза, нацело замещенных калишпатом по периферии зерен. Связующая масса микрозернистая, кварц-полевошпатовая. Акцессорные минералы — эпидот, циркон, апатит. Кроме вторичного альбита и калишпата в породе развиты карбонаты и вкрапленность пирита. Кластический материал и связующая масса находятся в равных соотношениях.

Неогеновый чехол и фундамент Берегово-Беганского поднятия разделены маломощной (50—60 см) брекчией, состоящей из обломков известняка и черных глинисто-карбонатных сланцев. Вероятно, эта осадочная брекчия является базальным горизонтом неогенового чехла.

ФУНДАМЕНТ БЕРЕГОВО-БЕГАНСКОГО ПОДНЯТИЯ

Осадочные образования. Разрез фундамента начинается с глубины 1057 м (скв. 405) слабо перематыми черными глинисто-карбонатными сланцами, состоящими из единичных обломков кальцита, кварца, мусковита, погруженных в карбонатно-кремнисто-глинистый пелито-

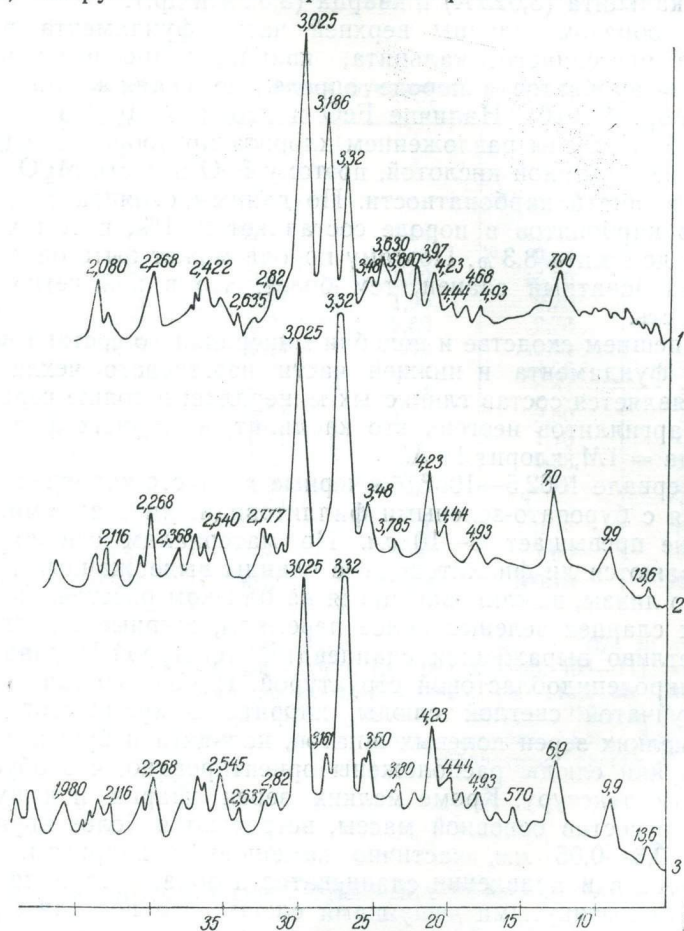


Рис. 1. Дифрактограмма глинистых пород Берегово-Беганского поднятия.

1 — известковый аргиллит (неоген); 2 — глинисто-карбонатный сланец (донеогеновый фундамент); 3 — глинисто-карбонатный сланец (донеогеновый фундамент).

морфный агрегат. В шлифах видно, что в отдельных участках микрoзернистого агрегата хлорит образует обособленные изометричные выделения, отражая перекристаллизацию первичного пелитоморфного вещества. Другие компоненты микрoзернистой массы равномерно рассеяны в породе, на их фоне выделяются дифференцированные слои, обогащенные кремнисто-хлоритовым либо кремнисто-гидрослюдистым веществом. Под микроскопом составные части микроагрегата достоверно не диагностируются. На дифрактограмме пород верхней части фундамента (гл. 1058 м) (рис. 1, обр. 405-10) четко выражены рефлексы хлорита (13,6; 7,0; 3,48 Å) и гидрослюды (9,9; 4,93; 3,32 Å), кото-

рая при 9,9 Å имеет отражение, близкое к симметричному. Этот первый базальный рефлекс в направлении малых углов не усложнен базальными рефлексами неупорядоченных смешанослойных сростков (гидрослюда—монтмориллонит), что свидетельствует о развитии в породе упорядоченной модификации гидрослюда. На дифрактограмме видны также рефлексы кальцита (3,025 Å) и кварца (3,32 Å и др.).

Таким образом, сланцы верхней части фундамента в основном состоят из рассеянного кальцита, кварца, гидрослюда и хлорита. Количество карбонатов в породе определено солянокислой вытяжкой (табл. 1, обр. 405-10). Наличие FeO и избыток MgO в солянокислой вытяжке обусловлены разложением хлорита при обработке породы кипящей 5%-ной соляной кислотой, поэтому FeO и часть MgO исключены из расчетов общей карбонатности. По данным солянокислой вытяжки, количество карбонатов в породе составляет 23,4%, в том числе кальцита 15%; доломита 8,3%. Поэтому порода может быть определена как глинисто-карбонатный сланец, тем более, что в ней четко выражена сланцеватость.

При внешнем сходстве и подобии минерального состава пород верхней части фундамента и нижней части неогенового чехла основным отличием является состав глинистых минералов: в толще черных известковистых аргиллитов неогена это каолинит, в сланцах фундамента — гидрослюда = 1М, хлорит 14 Å.

В интервале 1062,5—1067,5 м черные глинисто-карбонатные сланцы чередуются с буровато-зелеными филлитовидными сланцами, мощность которых не превышает 8—10 см. По материалам скважины трудно судить, являются ли филлитовидные сланцы выдержанными горизонтами или это линзы, выклинивающиеся на близком расстоянии. В отличие от черных сланцев зеленые более перемяты, жирные на ощупь, обладают отчетливо выраженной сланцеватой текстурой и равномернозернистой микролепидобластовой структурой. Порода состоит из агрегата мелкочешуйчатой светлой слюды, хлорита и кремнистого вещества, а также мелких зерен полевых шпатов, кальцита и бурых окислов железа. Чешуйки слюды расположены ориентировано, что обуславливает сланцеватую текстуру. Кроме мелких зерен кварца и чешуек слюды, входящих в состав основной массы, встречаются более крупные зерна размером 0,3—0,05 мм, частично замещающие хлоритом. Некоторые зерна кварца в направлении сланцеватости обрастают, а по периферии замещаются вытянутыми чешуйками слюды, что позволяет отнести ее к аутигенным образованиям.

Показатели преломления слюды: $n_m = 1,573$, $n_g - n_p = 0,018 - 0,020$. По диаграмме Трегера [8] слюда принадлежит к безжелезистой чисто калиевой разновидности гидромусковита, в которой значение n_m и $n_g - n_p$ несколько ниже, чем у мусковита, из-за ее гидратации. Хлорит с $n_m = 1,626$, $n_g - n_p = 0,004$, по классификации В. П. Ивановой [1], принадлежит к магнезиально-железистым разновидностям группы рипидолита. Из зеленых филлитовидных сланцев сделан полный химический анализ (табл. 2, ан. 2). Анализ пересчитан на минеральный состав породы (табл. 3). При пересчете формула гидромусковита нами приближена к формуле мусковита — $K_2O \cdot 3Al_2O_3 \cdot 2H_2O \cdot 6SiO_2$, полагая, что вхождение в состав минерала некоторого количества воды не может существенно изменять содержание минерала в породе. Для хлорита принята формула $2(Mg, Fe)O \cdot Al_2O_3 \cdot 2H_2O \cdot 2SiO_2$ [1]. K_2O , MgO , FeO явились исходными при расчете минеральных компонентов породы.

Основными компонентами филлитовидных сланцев являются гидромусковит, хлорит, кварц (табл. 3). В отличие от черных сланцев эти породы почти не содержат карбонатов.

С глубины 1067,5 м и до забоя скважины развита толща черных глинисто-карбонатных сланцев, слабо перемятых, содержащих прослой (до 30 см) плотных сливных известняков, мергелей и алевролитов.

Таблица 2

Химический состав пород фундамента Беганского блока

Компоненты	1	2	3	4	5
SiO ₂	46,24	52,74	51,50	43,65	44,83
TiO ₂	0,45	1,04	0,47	0,48	0,43
Al ₂ O ₃	14,29	23,54	13,02	15,00	13,74
Fe ₂ O ₃	0,63	2,14	1,90	2,75	1,75
FeO	3,20	5,24	2,50	2,73	2,93
MnO	0,25	0,14	0,22	0,14	0,24
CaO	12,24	1,20	12,85	14,26	15,32
MgO	2,11	2,87	1,64	2,33	1,75
K ₂ O	4,36	4,71	1,60	2,50	3,00
Na ₂ O	2,50	0,51	1,16	1,10	0,50
H ₂ O	0,10	0,30	сл.	0,28	0,24
П.п.п.	1,41	4,99	3,38	2,97	2,89
CO ₂	11,82	1,15	9,46	11,00	11,55
P ₂ O	0,09	—	0,04	0,19	0,05
Сульф.	0,33	—	0,06	1,00	0,52
Сумма	99,92	100,57	99,80	100,13	99,50

Примечание. Ан. 1 — известковистый аргиллит, гл. 1024 м; ан. 2 — филлитовый сланец, гл. 1064 м (обр. 405—11); ан. 3 — глинисто-карбонатный сланец, гл. 113,2 м; ан. 4 — то же, гл. 1123 м; 5 — то же, гл. 1377,2 м. Анализ 2 выполнен в лаборатории геологического факультета, анализы 1, 3, 4, 5 — в лаборатории треста «Киевгеология».

Таблица 3

Минеральный состав пород фундамента Беганского блока (в %)

Минералы	2	3	4	5
Карбонаты	2,6	21,61	25	26,25
Гидромусковит	39,86	13,5	21,11	24,71
Хлорит	26,89	13,92	13,83	13,93
Кремнезем свободный (кварц)	22,72	31,03	23,23	26,33
Сульфиды	—	—	1,88	0,98
Полевые шпаты	4,59	15,56	5,29	4,59
Бурые окислы железа	2,30	3,30	3,40	2,13
Титанит	1,04	0,47	0,48	0,43
Сумма	100,00	99,39	98,22	99,35

Примечание. Характеристика проанализированных образцов та же, что в табл. 2.

Глинисто-карбонатные сланцы этого интервала характеризуются пелитоморфной структурой и слоистой, а иногда брекчиевидной, текстурой. Основная масса породы состоит из микроагрегата глинистых частиц, имеющих симметричное погасание, криптокристаллического карбоната, количество которого по данным химических анализов (табл. 2) и солянокислых вытяжек (табл. 1) достигает 21—26%. Карбонаты состоят из кальцита и доломита, последний развит весьма неравномерно от 1 до 8% (см. табл. 1). В значительном количестве порода содержит кремнистое вещество (табл. 3).

Для определения глинистых минералов сделана дифрактограмма породы из глубины 1372,3 м (рис. 1, обр. 405-29), на которой также четко выделяются базальные рефлексы гидрослюды (9,9; 4,93; 3,32 Å), не усложненные в направлении малых углов базальными рефлексами смешанослойных слюд; хлорита — 14 Å (13,6; 6,9; 3,5 Å); кварца (4,23; 3,32 Å); кальцита (3,025 Å и др.). Данные дифрактограммы подтверждены химическими анализами (табл. 2). Показатели преломления (n_m) более крупных чешуек гидрослюды (1,569) и хлорита (1,624) соответствуют гидромусковиту [8] и Mg—Fe-хлоритам рипидолитового ряда [1]. В незначительном количестве глинисто-карбонатные сланцы содержат терригенные обломки кварца, кальцита, чешуйки мусковита. Зерна кварца размером от 0,02—0,03 мм, нормально гаснущие, с корродированной поверхностью, иногда обросшие удлиненными чешуйками слюды. В породе наблюдаются извилистые стиллолитовые швы, выполненные пиритизированным веществом, а также микротрещины разрыва и сдвига, выполненные вторичным кварцем и кальцитом.

Известняки характеризуются микрозернистой структурой перекристаллизации и слоистой, а иногда псевдобрекчиевой текстурой. В мергелях четко выделяются чечевицеобразные зернистые скопления кальцита, подчиненные общему направлению сланцеватости породы. Размер зерен кальцита основной массы 0,01—0,05 мм. По данным солянокислой вытяжки, количество карбонатов в известняках составляет 70%, в мергелях — 48% (см. табл. 1). Незначительно развит также доломит. Глинистое вещество известняков и мергелей состоит из кремнистого слюдистого микроагрегата. Как и глинисто-карбонатные сланцы, эти породы пересечены тонкими прожилками вторичного кальцита с пиритом.

Алевролиты рассматриваемой толщи (интервал 1067,5—1401 м) характеризуются алевритовой структурой и слоистой текстурой. Кластический материал составляет не более 30% массы породы и представлен в основном нормально гаснущими угловатыми корродированными зернами кварца размером 0,02—0,03 м и чешуйками мусковита. Наблюдаются также единичные чешуйки биотита, плагиоклаза, циркона. Цемент алевролитов карбонатный, базального типа и разъедания.

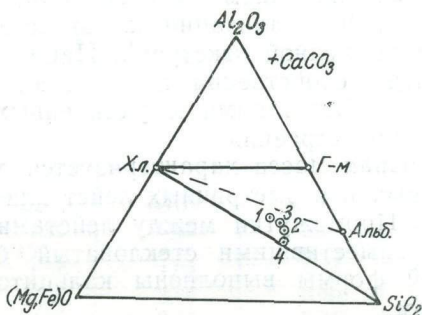
Итак, для осадочной толщи донеогенового фундамента Беганского блока характерны: преимущественное развитие карбонатных пород (глинистых известняков, глинисто-карбонатных сланцев); перекристаллизация пелитоморфного известковистого вещества и образование кристаллическизернистых известняков; развитие ориентированных структур с направленным расположением чечевицеобразных зерен кальцита, слюдистых минералов и терригенных примесей. В породах значительно проявлен кливаж разрыва и сдвига с последующим выполнением трещин кальцитом и кварцем; отмечаются незначительные проявления стресса в виде направленной коррозии зерен кварца с образованием

направленно регенерированных оболочек со щеточками слюды и интенсивная аутигенная гидрослюдизация и хлоритизация глинистого вещества карбонатных пород с развитием упорядоченной модификации гидрослюды 1М — гидромусковита и чешуек хлорита 14 Å рипидолитового ряда.

Глинисто-карбонатные сланцы данной стадии эпигенеза характеризуются следующей ассоциацией парагенных минералов: кальцит-кварц-гидромусковит-хлорит (рис. 2). Как видно из диаграммы, все анализы расположены в поле развития треугольника хлорит-гидромусковит-кварц. Поля за его пределами свободны из-за отсутствия в породах высокоглиноземистых минералов более высокой стадии метаморфизма. Кроме того, при избыточном CaCO_3 в породах отсутствуют кальций-

Рис. 2. Диаграмма Al_2O_3 — SiO_2 — $(\text{Mg}-\text{Fe})\text{O}$ для глинисто-карбонатных сланцев фундамента Берегово-Беганского поднятия.

Хл. — хлорит, Г-М — гидромусковит, Альб. — альбит. Номера анализов соответствуют номерам табл. 2.



содержащие метаморфогенные минералы — эпидот, цоизит, актинолит, тремолит, характеризующие более высокие стадии регионального метаморфизма. Таким образом, постэпигенетические изменения в породах выражены четко, но преобразования не достигают высокой степени. Парагенезис аутигенных минералов, по классификации М. В. Логвиненко [2], определяет принадлежность описываемых пород к стадии раннего метагенезиса; однако с одинаковой степенью вероятности он может относиться к образованиям ранней стадии метаморфизма фации зеленых сланцев.

Вулканогенные образования. С глубины 1134,5 м и 1401,6 м глинисто-карбонатные сланцы и известняки переслаиваются с вулканическими породами, определенными нами как плагиодиабазовые порфириды. Эти породы разной мощности (от 0,3 до 3,5 м) расположены по наслоению вмещающих пород. На контакте с порфиридами сланцы более перемяты и местами брекчированы. Брекчированные породы пересечены густой сетью прожилков кальцита, который также часто образует пятнистые выделения. Контактная поверхность порфиритов четкая, ровная, иногда с небольшими заливами во вмещающие породы. Отсутствие туфов плагиодиабазовых порфиритов, а также секущие контакты дают возможность предположить наличие субвулканических образований, а не проявления послонных излияний спилитовой лавы. Тем не менее, следует отметить отсутствие термальных изменений вмещающих пород даже в узкой зоне экзоконтакта, что может быть связано с внедрением магмы в слабо консолидированные осадочные породы.

Все плагиодиабазовые порфириды по составу аналогичны, отличаются только степенью раскристаллизации и некоторыми структурными особенностями основного субстрата. Наиболее маломощные тела (0,3—0,4 м) в интервале характеризуются единичными вкрапленниками

плаггиоклаза и преобладанием стекловатой основной массы, на фоне которой выделяются беспорядочно расположенные микролиты плаггиоклаза. Отдельные участки порфиритов отличаются направленным расположением микролитов, погруженных в стекловатом базисе, что придает структуре пилотакситовый облик. Вкрапленники и микролиты основной массы плаггиоклаза альбитизированы с $n_g=1,545$, $n_p=1,538$, что соответствует альбит-олигоклазу № 15 [8]. Кроме того, плаггиоклаз частично замещен микрочешуйчатым агрегатом гидрослюды, близкой к серициту. В породе развита карбонатизация в виде тонких прожилков, пересекающих породу. Стекловатый субстрат замещен бурыми окислами железа.

Тела большей мощности (до 3,5 м), в отличие от описанных характеризуются наличием зон закалок в эндоконтакте, увеличением степени раскристаллизации основного субстрата от периферии к центру и миндалекаменной текстурой. Наиболее типичным плагиодиабазовым порфиритам свойственна порфириновая структура. Вкрапленники представлены таблитчатыми и удлинёнными лейстами плаггиоклаза часто двойникового строения.

Основная масса характеризуется офитовой структурой, состоит из удлинённых и изометричных лейст плаггиоклаза, расположенных беспорядочно. Промежутки между лейстами заполнены хлоритом и карбонатами, заместившими стекловатый базис. Миндалины округлой и овальной формы выполнены кальцитом, хлоритом, иногда совместно с пиритом.

Плаггиоклаз вкрапленников и основной массы не отличается по составу и характеризуется постоянными значениями показателей преломления во всей вулканогенной толще:

№ плаггиоклаза [8]	Глубина, м	n_g	n_p
15	1161,8	1,545	1,538
10	1264,5	1,542	1,536
12	1298,8	1,543	1,536

Плаггиоклаз в большинстве пелитизирован, спорадически замещен кальцитом и микрочешуйками гидрослюды с $n_m=1,550$.

Хлорит в диабазовых порфиритах развит в двух модификациях. В основной массе породы хлорит замещает вулканическое стекло. Он зеленовато-желтый, принадлежит к магнезиально-железистой группе рипидолита, характеризуется следующими показателями преломления: $n_m=1,617$ (гл. 1161,8 м), 1,622 (гл. 1264,5 м), 1,618 (гл. 1300 м) при n_g-n_p не превышающем 0,005. Миндалины выполнены сине-зеленой разновидностью хлорита с $n_m=1,580$, то есть принадлежат к клинохлор-прохлоритовой подгруппе магнезиальных хлоритов [1].

Карбонаты в основном представлены кальцитом с $n_o=1,658$.

Карбонатизация пород обычно сопровождается пиритизацией. Акцессорными являются апатит в идиоморфных зернах с $n_o=1,650$, $n'_p=1,647$ и сфен, имеющий вид мелких ксеногенных выделений, неравномерно рассеянных в вулканогенной толще.

В зонах закалки плагиодиабазовые порфириты характеризуются микроофитовой структурой, в которой удлинённые микролейсты плаггиоклаза беспорядочно расположены в стекловатом базисе, а в отдельных участках собраны в радиальные сростки.

Стекловатый базис частично замещен хлоритом, а вся порода интенсивно карбонатизирована. Кальцит также выполняет пустоты

в породе и псевдоморфно замещает редкие вкрапленники. Некоторые тела плагиодиабазовых порфиритов, в отличие от описанных выше, характеризуются афировой структурой и состоят из удлиненных, направленно расположенных лейст альбита, промежутки между которыми заполнены стекловатым субстратом. Такие породы приобретают трахитоидный облик и близки к альбитофирам. Описываемые породы характеризуются высоким содержанием Na_2O , низким — некарбонатного CaO и почти полным отсутствием K_2O , за исключением сильно измененных гидрослюдизированных пород (табл. 4). Количество MgO , FeO соответствует содержанию этих окислов в основных породах габбро-диабазового ряда и заметно уменьшается в наиболее измененных разностях.

Таблица 4

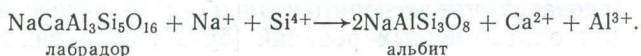
Химические анализы плагио-диабазовых порфиритов, скв. 405

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO_2	48,32	47,50	45,65	60,02	47,55	42,64
TiO_2	1,81	2,21	1,96	0,58	3,70	0,63
Al_2O_3	17,37	19,70	15,76	18,10	16,49	16,31
Fe_2O_3	1,83	2,25	1,96	1,06	3,20	3,11
FeO	7,04	8,47	6,54	3,59	6,20	3,75
MnO	0,12	0,11	0,25	0,16	0,24	0,24
MgO	5,35	5,46	4,80	1,81	3,37	1,85
CaO	6,48	4,20	9,14	3,40	6,70	12,00
Na_2O	4,52	4,42	4,56	7,52	5,60	0,86
K_2O	0,06	0,08	0,15	0,18	0,19	2,60
H_2O	0,24	0,30	0,16	0,22	0,08	0,17
П.п.п.	3,83	4,72	3,42	1,66	3,57	4,38
CO_2	3,40	0,87	4,95	1,75	1,65	9,62
Сульф.	—	—	0,39	—	0,98	2,18
P_2O_5	—	—	0,28	—	0,65	0,115
Всего	100,37	100,29	99,81	100,19	100,09	100,29
Некарбонатный CaO	2,18	3,10	2,78	1,20	4,60	0,00

Примечание. Глубина взятия образцов (в м): 1 — 161,8; 2 — 1162,7; 3 — 1163,4; 4 — 1298,8; 5 — 1349,4; 6 — 1303,4. Ан. 1, 2, 4 выполнены в лаборатории Львовского университета; анализы 3, 5, 6 — трест «Киев-геология».

Все эти особенности отражены в величинах основных характеристик Заварицкого (табл. 5): сочетанием высоких значений характеристик «а» и «b» с низким значением «с» и очень малым либо отрицательным «Q».

Таким образом, химический состав, а также характерные структуры описываемых порфиритов подтверждают основной состав исходных пород. Превращение их в альбитовые порфириты произошло в результате метаморфизма при Na—Si-метасоматозе. В простейшем выражении реакция альбитизации проходит с привнесением Na^+ , Si^{4+} , вытесняющих Ca^{2+} из основного плагиоклаза, и выносом Ca^{2+} , Al^{3+} :



лабрадор

альбит

Альбитизация плагиоклаза во всей вулканогенной толще в той или иной степени сопровождается образованием хлорита и кальцита, замещающих стекловатый базис и выполняющих миндалины в породе. Поэтому изменения в плагиодиабазовых порфиритах, обусловленные привнесом натрия и кремния, сопровождаются выносом не только из полевошпатовых компонентов, но также Mg^{2+} , Fe^{2+} и Ti^{2+} (табл. 4; ан. 4 и 6).

Таблица 5

Числовые характеристики диабазовых порфиритов по Заварицкому

Параметры	1	2	3	4	5
<i>a</i>	11,80	10,10	11,80	16,90	14,10
<i>c</i>	3,00	3,90	3,90	1,50	5,50
<i>b</i>	21,00	28,80	23,10	12,30	16,20
<i>s</i>	64,50	57,20	61,20	69,30	64,20
<i>Q</i>	3	-9,7	-5,1	3,3	-5,3
<i>f'</i>	44,7	35,5	40,5	36,8	55,5
<i>m'</i>	12,2	32,5	40,5	25,2	39,3
<i>a'</i>	43	32,0	19,0	38,0	—
<i>C'</i>	—	—	—	—	5,2
<i>n</i>	98,65	98,61	97,6	98,37	98,0
<i>t</i>	2,78	3,42	3,2	0,79	5,5
<i>φ</i>	8,7	6,8	20,2	7,8	19,0

Примечание. Образцы те же, что в табл. 4.

Серицитизация альбитизированных плагиоклазов в описываемых порфиритах характерна для наиболее метасоматически преобразованных маломощных (0,3—0,4 м) тел. Химический анализ замещенного порфирита пересчитан на минеральные компоненты (в %):

Кальцит — 21,62	Кварц — 19,9
Серицит — 21,85	Пирит — 4,08
Хлорит — 12,19	Каолинит — 8,11
Альбит — 7,27	Бурые окислы железа — 4,18
Всего — 99,26	

Сообщества метаморфогенных минералов диабазовых порфиритов и вмещающих глинисто-карбонатных сланцев подобны; этим подтверждается предположение о внедрении диабазовых порфиритов в слабо консолидированные осадки.

По результатам изотопных исследований (табл. 6) устанавливаются незначительные колебания значений σC^{13} в породах различного генезиса (изверженных и осадочных) фундамента Беганского поднятия, причем значения этих величин близки к $C^{12}/C^{13}=89,3$ и $\sigma C^{13}=0,4$ в морской воде (по данным Б. Мерфи, приведенным в сводке Н. В. Петровской [5]). Следовательно, карбонатное вещество диабазовых порфиритов и вмещающих их карбонатных сланцев незначительно обогащено легким изотопом C^{12} , в то же время в секущем кальцитом прожилке с пиритом гидротермального генезиса отношения C^{12}/C^{13} несколько смещено в сторону обогащения тяжелым изотопом C^{13} . Многими исследователями экспериментально и теоретически доказана возможность изотопнообменных реакций [5]. Из этой гипотезы равно-

Результаты изотопного анализа углерода карбонатов

Порода	№ образца	Глубина м	C^{12}/C^{13}	δC^{13}
Мергель, сармат	405-1-а	460,3	89,71	-0,8
То же, гелвет	405-9	1056,5	89,52	-0,6
Жилка кальцита с пиритом, фундамент	405-14	1125,6	89,1	-0,1
Глинисто-карбонатный сланец, фундамент	405-17	1197,5	89,26	-0,3
Диабазовый порфирит, фундамент	405-19	1231,1	89,35	-0,4
Глинисто-карбонатный сланец, фундамент	405-29	1372,3	89,35	-0,4
Диабазовый порфирит, фундамент	405-30	1401,6	89,52	-0,6

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории Львовского университета Г. П. Мамчуром.

весные соотношения C^{12}/C^{13} в диабазовых порфиритах и карбонатных сланцах могут быть объяснены изотопным обменом между $CaCO_3$, выделившимся при Na—Si-метасоматозе из диабазовых порфиритов и $CaCO_3$ карбонатного вещества вмещающих осадков в процессе метатектонизма. Следует отметить также, что изотопные отношения C^{12}/C^{13} не зависят от возраста пород и степени их метаморфизма.

Геологические и петрографические материалы, а также данные изотопных анализов углерода карбонатов свидетельствуют о сближенном возрастном диапазоне формирования пород осадочной и вулканогенной толщи фундамента Берегово-Беганского поднятия. Для определения возраста этих образований радиологически исследованы калийсодержащие филлитовидные и глинисто-карбонатные сланцы скв. 405 (лаборатория Львовского университета, аналитик О. В. Цюнь).

Таблица 7

Результаты определений абсолютного возраста пород фундамента K—Ar-методом

№ образца	Сланцы	K ⁺ , %	Ar ⁴⁰ · 10 ⁻⁹ / 2	Ar _{возд}	T · 10 ⁶ , лет
405-11	Зеленые филитизированные	4,15	29,52	72	102 ± 8
405-12 ^а	Серые глинисто-карбонатные	3,85	23,88	52	83 ± 5
405-12 ^б	Глинисто-карбонатные	3,97	22,79	57	90 ± 5
3—2 Замплин Словакия	Красно-бурые	3,74	23,30	67	89 ± 54

Все радиологические определения пород фундамента Беганского блока и Земплина (табл. 7) близки и укладываются в возрастной диапазон верхнего мела (альб-сеноман). Поскольку возраст породы из Земплина фаунистически определен верхним карбоном [9], то, возможно, существует значительный разрыв между данными радиологических определений и возрастом пород; в этой связи можно говорить

о возрасте метаморфизма пород, отраженном радиологическими исследованиями. Вопрос о возрасте пород пока остается открытым и решится впоследствии при получении дополнительных результатов определений абсолютного возраста пород фундамента Закарпатского прогиба и Земплинского острова и состава аутигенных слюд, развивающихся в породах в результате постэпигенетических процессов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Иванова В. П. Хлориты. — Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 120, петрогр. серия, М., 1949.
2. Логвиненко Н. В. Постэпигенетические изменения осадочных пород. Л., «Наука», 1968.
3. Мерлич Б. В., Спитковская С. М. Особенности верхнеэоценового магматизма глубинных разломов Закарпатья. — «Геол. сборник Львов. геол. об-ва», 1965, № 9.
4. Парк Ч. Ф., младший. Спилиты и проблема марганца п-ова Олимпик. — В кн.: Проблемы палеовулканизма. М., ИЛ, 1963.
5. Петровская Н. В. О возможности применения некоторых методов изотопного анализа при металлогенических исследованиях. — В сб.: Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов. М., «Недра», 1965.
6. Сасин Г. Г. Тектонические закономерности размещения неогенового полиметаллического орудения Северной Венгрии, Закарпатья, Северной Румынии. — «Геол. сборник Львов. геол. о-ва», 1965, № 9.
7. Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М., ИЛ, 1961.
8. Трегер В. Е. Таблицы для оптических определений породообразующих минералов. М., Гостехиздат, 1958.
9. Mahel M., Kameicky Y., Fusán O., Matějka A. — Regionalni geologie CSSR. dic II., Zapadni Karpaty, sv. 1. Academia Praha, 1967.

Lithological character of pre-neogene basement of the Beregovo-Begany uplift

S. M. SPITKOVSKAJA, G. G. SASIN

Summary

The Basement of the Beregovo-Begany uplift, in the penetrated interval (1057—1401.6 m) mostly consist of lime shales ingecef by plagiodiolasie porphyrite many times.

Authigenie hydromication and chloritization with development of regulated modification of hydromuscovite — 1 m, and Mg—Fe chlorite — 14 Å are characteristic for sedimentary rocks of the Basement.

Литолого-геохимическая характеристика нижнемелового флиша Советских Карпат

М. П. ГАБИНЕТ

УДК 552.1:551.763.1

В отдельных структурно-фациальных зонах Карпат нижнемеловой флиш отличается определенными литологическими особенностями. Так, в Мармарошской зоне верхняя часть каменнопотокской свиты (нижний валанжин) представлена переслаиванием темно-серых песчаников, алевролитов, аргиллитов, а соймульская свита (верхний апт-альб) — толстослоистыми среднезернистыми песчаниками, полимиктовыми конгломератами, гравелитами и известняками. В верхней части свиты встречаются прослои темно-серых алевролитов, реже аргиллитов. Отложения верхнего валанжина — нижнего апта в этой зоне отсутствуют.

В Раховской зоне мощность толщи флишевых отложений валанжина и готерива — около 1000 м. Нижняя часть разреза представлена черными аргиллитами с прослоями алевролитов и песчаников. В основании толщи встречаются прослои конгломератов. Верхняя часть разреза более песчаная и карбонатная. Она состоит из ритмично чередующихся толстых слоев разнозернистых песчаников с прослоями черных и темно-серых известковистых аргиллитов и мергелей. Весь комплекс этих пород объединяется под названием раховской свиты.

Севернее от Раховской зоны нижнемеловой флиш становится более тонкоритмичным и представлен переслаиванием алевролитов и аргиллитов, реже — песчаников и мергелей. В основании свиты местами залегают линзы конгломератов. Мощность толщи этих пород, выделенных в белотисенскую свиту (валанжин-апт) — до 1000 м.

Отложения альба представлены черными аргиллитами с прослоями и линзами мергелей и известняков (суховская свита) мощностью 60 м, которые к северу, по-видимому, замещаются толсторитмичным песчаным флишем (буркютская свита).

Отличие исследуемого комплекса нижнемеловых отложений от нижнемеловых пород Раховской зоны позволило Я. О. Кульчицкому [4] выделить район развития этого комплекса пород в отдельную Суховскую структурно-фациальную зону.

Севернее этой структурно-фациальной зоны, в Черногорской, Дуклянской, Кросненской и Скибовой зонах, которые охватывают большую часть территории складчатых Карпат, отложения валанжина и готерива не установлены. В этих зонах широко развита фация черных и темно-серых битуминозных флишевых пород баррема-альба, выделенных польскими геологами в шипотскую свиту, а в Скибовой зоне — в спасскую [7].

В толще пород шипотской свиты выделяют нижнюю и верхнюю подсвиты. Нижняя шипотская подсвита более глинистая и представ-

лена черными сланцеватыми битуминозными аргиллитами с тонкими прослоями песчаников. В аргиллитовых пачках часто размещаются крупные карбонатные линзы, в составе которых нередко доминирует сидерит.

Верхняя подсвета более песчаная и представлена темно-серыми кварцитовидными песчаниками с тонкими прослоями черных аргиллитов, в основании подсветы встречаются прослои зеленых аргиллитов и единичные линзовидные прослои и линзы кремней.

Спасская свита пород развита в Скибовой зоне и также разделена на нижнюю и верхнюю подсветы. Мощность свиты 200—260 м. Нижняя свита более глинистая и представлена ритмичным чередованием черных сланцевых аргиллитов, серых алевролитов и песчаников. В районе сел Тершова и Спасс в средней части разреза спасской свиты прослеживается горизонт массивных песчаников, так называемых «тершовских». Верхняя подсвета представлена ритмичным переслаиванием грубослоистых песчаников, алевролитов, черных аргиллитов. В кровле подсветы отмечены прослои зеленых и вишнево-красных аргиллитов, а в основании — единичные прослои кремней.

Поскольку результаты исследования отложений шипотской свиты в Черногорской зоне и раховской свиты рассмотрены нами ранее [1, 2], то здесь приведем литолого-геохимическую характеристику флишевых отложений соймкульской свиты Мармарошской зоны, шипотской свиты Дуклянской зоны и спасской свиты Скибовой зоны.

Нами изучался керн картировочных скважин треста «Львовнефтегазразведка», вскрывших шипотские слои в бассейне р. Уж у с. Черноголовы и глубокой скважины 9, пробурившей породы спасской свиты у с. Тершова на р. Днестре. Породы соймкульской свиты были отобраны из картировочной скважины 4, заложенной Львовской геологической экспедицией в Чивчинских горах у с. Перкалаб.

Глинистые минералы исследовались во фракциях меньше 0,001 мм, выделенных из аргиллитов методом отмучивания после их декарбонатизации 2%-й соляной кислотой.

Рентгенометрический анализ показывает, что фракции аргиллитов соймкульской свиты состоят из хорошо окристаллизованной гидрослюды и хлорита. На дифрактограммах (рис. 1, обр. 1584, 1594, 1614, 1615) четко выражены симметричные, высокой интенсивности базальные рефлексы гидрослюды (9,8—9,9; 3,30—3,32; 2,54—2,55 Å и т. д.). Лишь на дифрактограмме обр. 1614 первый базальный рефлекс гидрослюды 9,9 Å осложнен в сторону малых углов. Асимметричность базальных рефлексов гидрослюды этой фракции, очевидно, связана с наличием смешаннослойных сростков гидрослюды с другими гидросиликатами. На этих же дифрактограммах видны четкие рефлексы хлорита 13,6—13,7; 6,7—7,07; 4,6; 3,50 Å. После нагревания фракции в течение часа при 600°С первый базальный рефлекс хлорита выражается более четко, перемещаясь до 13,0 Å. Другие базальные рефлексы исчезают или очень слабо выражены, что характерно для железистых хлоритов.

Во фракциях черных аргиллитов (1614, 1615) как примесь к гидрослюде, кроме хлорита, обнаружен каолинит. Обработанные разбавленной соляной кислотой (1:1) эти фракции фиксируют на дифрактограммах рефлексы каолинита при 7,0; 3,50 Å.

Химический состав фракций (табл. 1) отличается повышенным содержанием железа, щелочей. Фракции с повышенным количеством

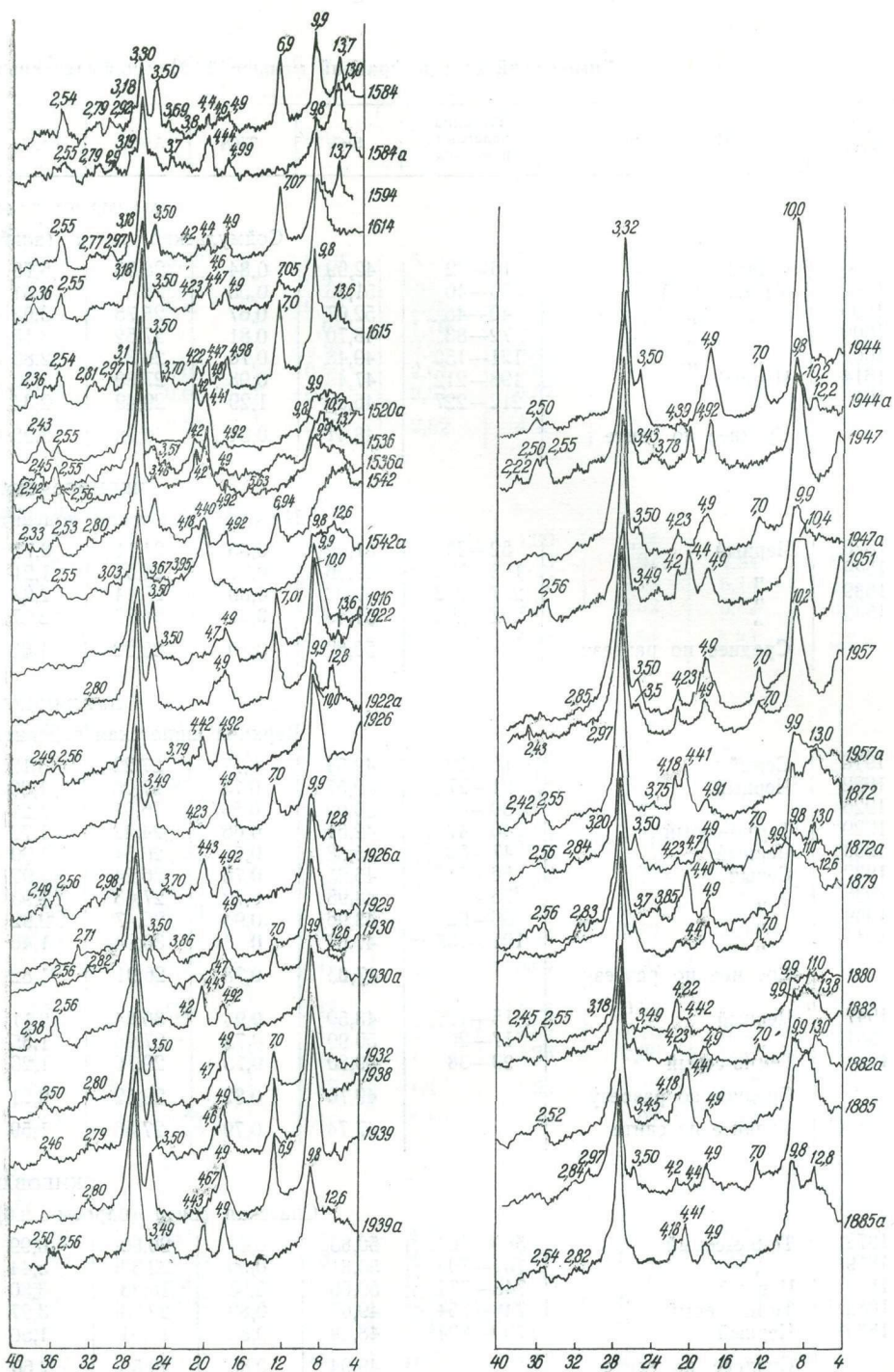


Рис. 1. Дифрактограммы фракций меньше 0,001 мм, выделенных из аргиллитов нижнедевонского флиша, а также тех же фракций после прокалывания при 600°С в течение одного часа (а).

Химический состав фракций меньше 0,001 мм, выделенных

№ обр.	Цвет породы	Глубина залегания в метрах	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
МАРМАРОШСКАЯ						
Соймульская свита (альб),						
1584	Серый	16—22	42,99	0,84	25,53	5,78
1594	Темно-серый	35—40	51,26	0,53	26,43	3,31
1595	" "	40—45	52,07	0,67	25,75	3,03
1600	" "	72—83	48,70	0,81	27,52	3,15
1607	" "	121—150	49,48	0,76	26,37	2,83
1614	Черный	198—212	47,49	0,98	27,80	2,30
1615	"	212—227	46,90	1,29	29,49	2,34
	Среднее по свите		48,41	0,84	26,98	3,25
ЧЕРНОГОРСКАЯ						
Нижняя шипотская подсвита						
1520	Черный	52—60	51,02	0,63	24,11	0,77
1529	"	163—175	49,56	0,71	25,58	1,21
1539	"	257—272	50,03	0,80	25,44	2,27
1542	"	282—291	51,49	0,67	25,77	2,27
	Среднее по разрезу		50,52	0,70	25,22	1,63
ДУКЛЯНСКАЯ						
Верхняя шипотская подсвита,						
1916	Серый	10—12	49,54	0,77	27,22	3,19
1922	Черный	21—27	49,57	0,73	27,06	1,80
1926	"	30—40	50,02	0,80	26,97	1,29
1929	Темно-серый	40—47	42,61	0,66	24,42	1,73
1930	Черный	47—53	45,38	0,71	26,54	1,90
1932	Серый	56—59	46,23	0,76	26,24	1,97
1938	"	76—80	48,98	0,73	27,63	1,93
1939	"	86—92	43,96	0,94	25,47	2,82
1944	"	101—105	47,67	0,93	30,94	1,46
	Среднее по разрезу		47,05	0,78	26,91	1,82
1947	Черный	15—17	48,50	0,94	30,84	0,11
1951	"	17—20	50,99	0,73	27,96	1,35
1957	Темно-серый	29—38	49,80	0,78	29,75	1,26
	Среднее по разрезу		49,76	0,82	29,52	0,91
	Среднее по свите		47,74	0,79	27,56	1,59
СКИБОВАЯ						
Спаская свита (баррем-альб),						
1872	Темно-серый	580—584	50,83	0,86	20,80	0,99
1879	"	701—705	50,81	0,90	22,39	3,44
1880	Черный	748—754	50,60	0,85	18,88	3,80
1882	Темно-серый	748—754	49,07	0,83	22,23	3,27
1885	Черный	799—804	48,39	0,83	18,54	1,50
	Среднее по свите		49,94	0,85	20,56	2,60

из аргиллитов нижнемелового флиша (% на породу)

FeO	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻
ЗОНА							
Перкалаб, скв. 4							
6,15	0,03	0,40	5,15	5,28	1,19	4,49	2,19
3,87	0,02	0,27	2,73	3,93	0,21	5,89	1,55
3,09	Сл.	0,70	2,26	5,45	0,67	4,99	1,32
3,25	"	1,05	1,76	5,36	0,68	6,37	1,35
4,31	"	0,88	2,28	4,95	0,63	6,30	1,20
4,72	0,03	0,50	2,64	5,00	1,27	5,17	2,10
2,95	0,03	0,75	2,91	4,57	0,68	6,20	1,89
4,05	0,01	0,65	2,82	4,93	0,76	5,63	1,66
ЗОНА							
(баррем-альб), Яблоница, скв. 33							
4,07	Сл.	0,91	2,16	4,00	1,14	4,83	6,37
3,40	"	0,95	2,03	4,13	0,97	4,54	6,92
3,04	"	0,54	1,65	4,74	0,75	6,14	4,60
2,15	"	0,43	1,54	3,53	0,52	5,82	5,81
3,17	"	0,73	1,84	4,10	0,84	5,33	5,93
ЗОНА							
с. Черногоровы, скв. 14							
3,19	0,03	0,36	2,35	5,42	0,75	6,42	2,42
3,47	Сл.	0,61	2,45	5,12	0,30	6,35	2,53
2,33	0,02	0,53	2,30	5,96	1,67	5,43	2,67
1,23	0,03	0,30	2,00	5,29	1,62	15,76	4,75
1,73	0,02	0,28	2,01	5,29	1,46	10,73	4,06
2,41	0,03	0,24	2,00	5,88	1,43	11,19	1,94
3,19	0,05	0,36	2,46	6,07	0,45	5,91	2,24
2,38	0,03	0,45	2,84	5,49	0,35	8,06	7,22
1,74	0,02	0,57	2,36	6,33	0,37	4,99	2,62
2,41	0,02	0,41	2,31	5,64	0,93	8,31	3,38
0,73	Сл.	0,42	1,73	4,86	0,93	7,84	3,10
0,86	"	0,48	1,45	4,82	1,16	6,46	3,72
0,90	"	0,31	1,31	4,26	2,36	6,61	2,65
0,83	"	0,40	1,49	4,65	1,48	6,97	3,16
2,01	0,02	0,41	2,10	5,39	1,07	7,98	3,32
ЗОНА							
с. Тершов, скв. 9							
4,40	0,03	0,50	4,19	4,00	0,53	6,76	6,11
1,93	0,03	0,37	3,67	4,28	0,52	6,60	5,06
2,72	0,01	0,65	2,28	2,96	0,78	6,67	9,80
2,01	0,03	0,77	3,40	4,26	0,40	8,65	5,08
1,19	0,02	0,50	3,34	3,62	0,32	16,47	5,27
2,45	0,02	0,56	3,38	3,82	0,51	9,03	6,26

Примечание. Химические анализы выполнены в проблемной геохимической лаборатории. Автором из состава фракций вычислено количество органического

тории Львовского университета инженерами-химиками Рафальской и Мончак. вещества, а затем сделан пересчет на 100%, H₂O⁻ определялась при 105° С.

хлорита (обр. 1584) содержат высокое количество Fe_2O_3 (5,76%); FeO (6,15%); MgO (5,15%); K_2O (5,28%), Na_2O (1,19%) и пониженное количество SiO_2 (до 42,99%). Количество глинозема во фракциях колеблется в пределах 25,53—29,49%. Во фракциях с каолинитом содержится пониженное количество SiO_2 (до 46,90—47,49%) и повышенное — Al_2O_3 (до 27,80—29,49%).

Итак, как видно из рентгенометрических и химических анализов, фракции меньше 0,001 мм аргиллитов соймульской свиты состоят из хорошо окристаллизованной гидрослюда с примесью хлорита, а также хлорита и каолинита. В первом случае во фракциях иногда наряду с примесью хлорита в виде свободной фазы присутствуют еще смешанослойные сростки хлорита с гидрослюдой.

Глинистые минералы в аргиллитах шипотской свиты изменяются по ее простирацию. Например, в Черногорской зоне в бассейне Белого Черемоша (с. Яблоница) структурно-поисковой скважиной 33 треста «Львовнефтегазразведка» были вскрыты шипотские слои (1). Дифрактограммы фракций этих аргиллитов отличаются развитием сложного рефлекса в интервале 9,9—14,7 Å. На дифрактограмме фракции 1536 этот сложный рефлекс имеет максимум при 10,7 Å и небольшое поднятие при 9,8 и 13,7 Å. После термической обработки фракций этот сложный рефлекс выражается более четко с максимумом при 9,9 Å, что указывает на присутствие во фракциях смешанослойных неупорядоченных сростков гидрослюда и монтмориллонита. Рефлекс 13,7 Å также усиливает свою интенсивность, становится более сложным и перемещается до 13,0 Å. Сложность рефлекса в интервале 9,9—13,0 Å дает основание утверждать, что во фракции имеются примеси сростков хлорита с гидрослюдой или монтмориллонитом. Отсутствие других рефлексов, кратных первому базальному рефлексу, указывает на неупорядоченность этих сростков.

На дифрактограммах не фиксируются рефлексы 6,9—7,0 и 3,50 Å после обработки фракций разбавленной (1:1) горячей соляной кислотой. Следовательно, в данных фракциях содержится только хлорит, а каолинит отсутствует, очень незначительные примеси его рентгеном не устанавливаются.

Наличие железистого хлорита повышает в химическом составе фракций содержание FeO до 2,15—4,07%; наличие монтмориллонита и хлорита понижает количество K_2O до 3,53—4,74% и увеличивает содержание низкотемпературной воды от 4,60 до 6,92%.

Итак, исследования показали, что основными глинистыми минералами фракции черных битуминозных аргиллитов нижней шипотской подсвиты являются неупорядоченные смешанослойные сростки гидрослюда с монтмориллонитом и хлоритом, гидрослюда и в небольших количествах хлорит.

В Дуклянской зоне породы верхней части верхней шипотской подсвиты отличаются большой карбонатностью. В ее составе развиты единичные прослои и линзы мергелей. Рентгенометрическим анализом установлено, что фракции аргиллитов данной толщи состоят из гидрослюда с примесью хлорита, в одних фракциях значительной, а в других — едва фиксируемой рентгеном.

Гидрослюда во фракциях аргиллитов данной толщи (обр. 1916 а, 1957) хорошо окристаллизована и приближается к гидромусковиту. На дифрактограммах базальные рефлексы гидрослюда при 9,9—10,4 Å имеют высокую интенсивность и симметричные. Химический состав

фракции см. табл. 1) отличается повышенным содержанием K_2O (до 5,12—6,33%) и глинозема (до 5,47—30,94%). Во фракциях с большим содержанием хлорита увеличивается содержание FeO (до 3,19—3,47%). Хлорит фиксируется на дифрактограммах рефлексами при 13,6; 6,9—7,0; 4,7; 3,50 Å. Рефлекс 4,7 Å на некоторых дифрактограммах слабо развит. После термической обработки фракций первый базальный рефлекс хлорита перемещается к 13,0—12,8 Å, остальные рефлексы развиты слабо или не отмечаются. При обработке фракций горячей разбавленной (1:1) соляной кислотой рефлексы хлорита не фиксируются. Количество хлорита во фракциях в одних случаях очень небольшое (8—12%) и едва отмечается рентгеном, в других — до 20% и на дифрактограммах фиксируются все основные базальные рефлексы средней и низкой интенсивности.

Смешанослойные сростки гидрослюда с хлоритом в рассматриваемых фракциях отсутствуют или развиты незначительно, что отличает минеральный состав данных фракций от минерального состава фракций аргиллитов нижней подсвиты.

Итак, основным глинистым минералом фракции аргиллитов верхней шипотской подсвиты Дуклянской зоны является хорошо окристаллизованная гидрослюда с примесью хлорита. В некоторых фракциях отмечены примеси кварца.

Фракции аргиллитов спасской свиты отличаются от фракций аргиллитов шипотской свиты меньшим содержанием Al_2O_3 (18,88—22,23%), MgO (2,28—4,19%), K_2O (2,96—4,19%) и низкотемпературной воды. Подобно фракциям аргиллитов шипотской свиты в их составе содержится много железа (табл. 1).

Рентгенометрический анализ устанавливает, что минеральный состав фракций представлен гидрослюдой, смешанослойными неупорядоченными сростками гидрослюда, хлорита, монтмориллонита и хлоритом.

Большая часть примеси хлорита во фракциях присутствует в виде свободной минеральной фазы.

Почти на всех дифрактограммах фракций первый базальный рефлекс гидрослюда и хлорита осложнены. Например, обр. 1872 имеет четко выраженный интенсивный рефлекс 9,9 Å и сложный интенсивный рефлекс хлорита 13,6 Å. Из других рефлексов хлорита фиксируются 7,0; 4,7; 3,50 Å. После термической обработки рефлекс гидрослюда осложнен в сторону малых углов, а первый базальный рефлекс хлорита становится более интенсивным и перемещается к 13,0 Å. Осложнение рефлекса гидрослюда 9,8 Å связано с присутствием во фракциях смешанослойных неупорядоченных сростков гидрослюда и хлорита. Другие рефлексы хлорита на этой дифрактограмме не отмечаются, что является характерным для железистого хлорита. Благодаря присутствию примеси последнего в этой фракции содержится FeO (4,40%), MgO (4,19%), K_2O (4,00%). Фракция 1879 фиксирует на дифрактограмме первый базальный рефлекс гидрослюда 9,9 Å, который еще более осложнен менее интенсивными рефлексами при 11,0 и 12,6 Å, что может быть вызвано присутствием во фракциях смешанослойных сростков гидрослюда с монтмориллонитом и хлоритом. На дифрактограмме, кроме рефлексов гидрослюда, присутствуют слабые рефлексы хлорита 7,0; 4,7; 3,50 Å.

На дифрактограмме 1880 рефлексы хлорита отсутствуют. Первый базальный рефлекс гидрослюда 9,9 Å осложнен, а в интервале 12,0—

14,5 Å фиксируется сложный рефлекс смешанослойных сростков. В составе фракции мало K_2O (2,96%), Al_2O_3 (18,88%) и повышенное содержание низкотемпературной воды — до 9,80%. Эти данные позволяют считать, что смешанослойные сростки в значительной мере представлены гидрослюдой и монтмориллонитом.

Фракции 1882 и 1885 фиксируют на дифрактограммах рефлексы 9,9; 11,0; 13,8 Å, а также другие базальные рефлексы гидрослюды и хлорита. После термической обработки первый базальный рефлекс гидрослюды перемещается до 9,8 Å. Он несколько осложнен в сторону малых углов. На дифрактограмме фиксируются также сложные рефлексы смешанослойных сростков — 12,8 Å и хлорита — 13,0 Å. Следовательно, в составе фракций присутствуют гидрослюда, хлорит, смешанослойные неупорядоченные сростки гидрослюды и монтмориллонита (рефлексы 11,0 Å) и гидрослюды с хлоритом (сложный рефлекс 12,8 Å после нагревания фракций).

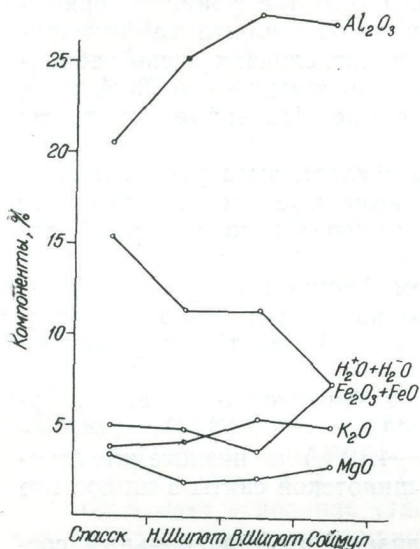


Рис. 2. Изменение средних содержания главных компонентов химического состава фракций в отдельных свитах и подсвитах нижнемелового флиша.

В некоторых фракциях отмечены также примеси кварца. Как видно из усредненных данных химических анализов фракций (рис. 2), алюминия и калия больше в верхней шипотской подсвите, а железа и магния — в соймულских породах. В последних содержатся наименьшие средние количества воды. Спасские породы отличаются наименьшим средним содержанием глинозема и наибольшим количеством магния и воды, что обусловлено значительным развитием, наряду с гидрослюдой, и монтмориллонита. Хлорит наиболее развит в породах соймулской свиты.

Рассеянные карбонаты наиболее распространены в спасской свите (табл. 2). В остальных трех толщах нижнемелового флиша общее содержание рассеянных карбонатов (по CO_2) значительно меньше и мало изменяется (3,74—5,56%).

Доломит и сидерит в наибольшем количестве встречаются в породах спасской свиты и верхней шипотской подсвиты. В породах соймулской свиты сидерит отсутствует.

В породах верхней шипотской подсвиты и аргиллитах спасской свиты рассеянные в них карбонаты представлены большей частью доломитом или доломитом и сидеритом. В остальных разрезах изученных пород среди рассеянных карбонатов преобладает кальцит.

По петрографическим типам пород рассеянные карбонаты распределены неодинаково. Так, общая карбонатность (по CO_2) в породах спасской свиты и верхней шипотской подсвиты, то есть тех же толщах, в которых наибольшим развитием пользуются диагенетические рассеянные карбонаты (доломит и сидерит), увеличивается от аргиллитов к песчаникам (рис. 3).

Рассеянные карбонаты в породах нижнемелового флиша

Тип породы	К-во образцов	Содержание CO ₂ (%)	Сумма карбонатов	% от суммы карбонатов			Остаток в раств. части		
				CaCO ₃	CaMg(CO ₃) ₂	FeCO ₃	MgO	FeO	CaO
МАРМАРОШСКАЯ ЗОНА									
соймульская свита									
пл. Перкалаб, скв. 4, гл. 6,0—232 м									
Песчаники	8	5,05	11,37	87,69	12,31	—	1,41	2,82	0,06
Алевролиты	5	6,76	15,08	80,71	19,29	—	2,01	3,50	0,02
Аргиллиты	23	3,78	8,42	72,19	27,82	—	1,97	3,74	0,18
Среднее по свите		4,48	9,98	76,82	23,18	—	1,85	3,50	0,13
ЧЕРНОГОРСКАЯ ЗОНА									
нижняя шипотская подсвита									
пл. Яблоница, скв. 33, гл. 44—320 м									
Песчаники	5	5,53	12,41	85,82	14,18	—	0,16	1,19	—
Алевролиты	8	7,13	15,87	69,16	24,61	6,25	0,10	1,03	—
Аргиллиты	17	1,62	3,58	69,06	27,18	3,76	0,67	0,99	—
Среднее по разрезу		3,74	8,30	71,88	24,33	3,19	0,43	1,03	0,19
ДУКЛЯНСКАЯ ЗОНА									
верхняя шипотская подсвита									
пл. Черноголовы, скв. 14, гл. 10—105 м									
Песчаники	4	8,33	18,63	62,34	37,66	—	1,00	4,21	—
Алевролиты	9	4,25	9,46	43,11	56,59	—	1,23	3,01	—
Аргиллиты	16	3,24	7,04	31,49	67,51	1,00	1,08	3,65	—
Мергели	1	15,83	35,61	86,55	13,45	—	0,38	2,80	—
Среднее по разрезу		4,65	10,25	40,96	58,54	0,53	0,58	3,50	—
скв. 16, гл. 15—46 м									
Песчаники	2	7,22	17,10	12,99	44,99	42,02	—	—	—
Алевролиты	4	8,46	19,15	16,23	52,82	30,95	—	0,84	—
Аргиллиты	9	6,94	15,79	12,89	54,87	32,24	—	0,86	—
Среднее по разрезу		7,39	16,85	13,79	52,99	33,22	—	0,73	—
Среднее по свите		5,56	12,45	31,90	56,70	11,43	0,36	2,58	—
СКИБОВАЯ ЗОНА									
спасская свита									
пл. Тершов, скв. 9, гл. 282—890 м									
Песчаники	4	12,47	27,69	73,19	26,20	0,61	0,46	1,47	—
Алевролиты	3	9,67	21,47	74,95	25,05	—	0,96	1,51	—
Аргиллиты	5	8,62	18,74	46,22	51,92	1,86	0,92	2,31	—
Мергели	6	15,44	35,16	61,19	26,46	12,35	0,24	0,97	—
Среднее по разрезу		12,37	26,66	61,99	33,24	4,77	0,58	1,54	—

Примечание. Анализы выполнены в проблемной геохимической лаборатории Львовского университета инженерами-химиками Зинчуком, Мончак, Дядык. Карбонаты определялись в растворимой в 5%-ной HCl части породы после нагревания на кипящей водяной бане в течение 20 мин.

В нижней шипотской подсвите увеличение количества рассеянных карбонатов происходит от аргиллитов к песчаникам, а затем к алевролитам.

Соймульская свита характеризуется большим развитием грубообломочных пород. Здесь наименьшие количества карбонатов характерны для аргиллитов, а наибольшие — для алевролитов.

Анализируя количественное и качественное распределение карбонатов по петрографическим типам пород, можно отметить, что в последних двух толщах, кроме седиментационных карбонатов, присутствуют диагенетические и эпигенетические карбонаты. Очевидно, в битуминозной толще нижней шипотской подсвиты наиболее активно в период диагенеза происходило окисление органического вещества, благодаря чему образовывались крупные доломит-кальцитовые, доломит-сидеритовые стяжения. Одновременно выделяющаяся при окислении углекислота способствовала декарбонатизации глинистых осадков, к которым приурочена основная часть рассеянного органического вещества.

Карбонаты, переведенные в гидрокарбонаты, перемещались в алевроитовые и песчаные слои и там осаждались опять, благодаря понижению парциального давления CO_2 .

Таким образом, вся битуминозная толща нижней шипотской подсвиты обогатилась в период диагенеза крупными карбонатными стяжениями за счет рассеянных седиментационных и возникших при окислении органического вещества диагенетических карбонатов, количество рассеянных карбонатов резко уменьшилось вплоть до их полного исчезновения. Во время циркуляции в той же битуминозной толще инфильтрационных вод происходило также окисление битуминозного вещества с выделением углекислоты. В песчаниках — породах, наиболее пронизываемых для растворов, часть рассеянных карбонатов растворялась и перемещалась в алевролитовые прослои, которые занимают во флишевых ритмах промежуточное положение.

В соймульских отложениях окисление органического вещества совершалось в диагенезе. Этому способствовали прибрежные условия их накопления, где в воде было много растворенного кислорода. Благодаря активному окислению органического вещества, большая часть рассеянных карбонатов в аргиллитах и отчасти в песчаниках и гравелитах растворялась и перемещалась в виде гидрокарбонатов опять в воду и частично осаждалась в алевролитовых слоях.

Остатки организмов с известковистыми ракушками и панцырями накапливались в песчаных и более крупных обломочных осадках.

Итак, в рассмотренных четырех толщах нижнемелового флиша рассеянные карбонаты отличаются своими генетическими особенностями, а также количественным и качественным распределением карбонатных минералов. Седиментационные рассеянные карбонаты наиболее развиты в породах спасской и соймульской свит, а диагенетические — в нижней шипотской подсвите и частично в породах спасской свиты. Для первых характерен кальцит, а для вторых сидерит, кальцит и доломит.

Аутигенно-минеральные формы железа также имеют свои особенности в каждом изученном разрезе. Среди аутигенно-минеральных форм железа (табл. 3) доминирует закисное легкорастворимое железо ($\text{Fe}_{\text{HCl}}^{2+}$). Однако наибольшее количество его в соймульских породах (2,24—3,07%). Порода этой свиты содержит наибольшие ко-

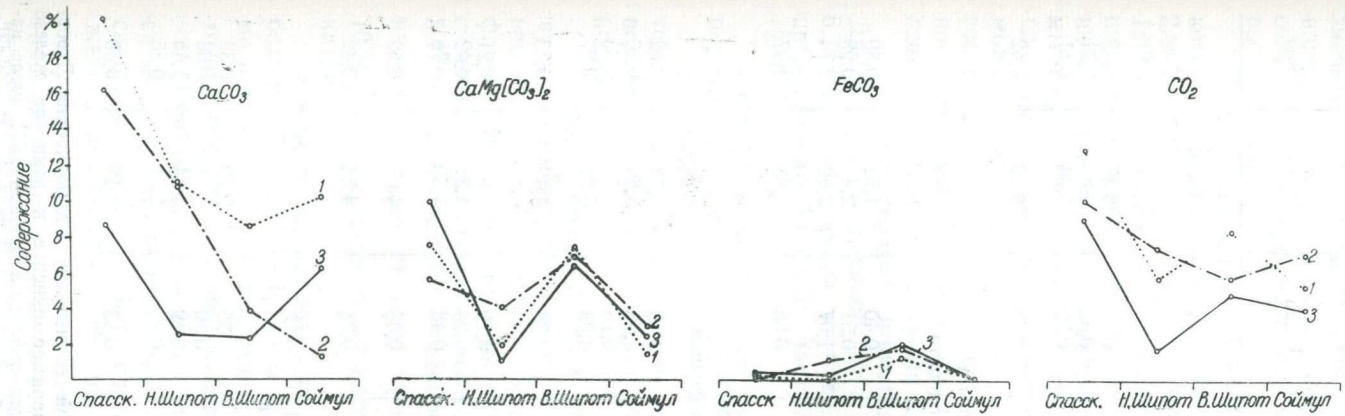


Рис. 3. Изменение средних содержаний кальцита, доломита и сидерита в отдельных свитах и подсвитах нижнемелового флиша по петрографическим типам пород:
1 — песчаники; 2 — алевролиты; 3 — аргиллиты.

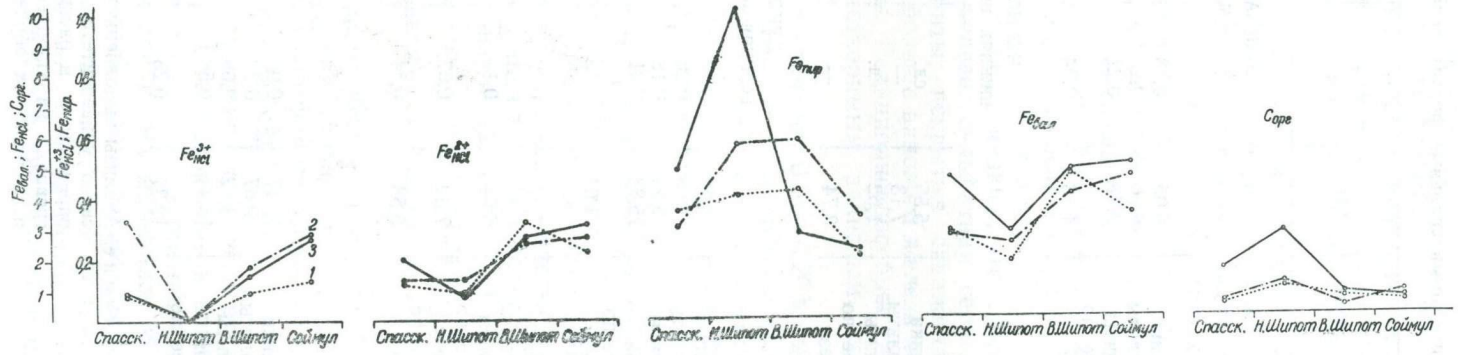


Рис. 4. Изменение средних содержаний аутигенноминеральных форм железа, С_{орг} в отдельных свитах и подсвитах нижнемелового флиша по петрографическим типам пород:
1 — песчаники; 2 — алевролиты; 3 — аргиллиты.

Аутигенно-минеральные формы железа нижнемелового флиша (в % на породе)

Тип породы	CO ₂	3+ Fe _{HCl}	2+ Fe _{HCl}	Fe _{шир}	Fe _{вал}	С _{орг}
МАРМАРОШСКАЯ ЗОНА соймульская свита						
Песчаники	5,05	0,13	2,24	0,20	3,35	0,42
Алевролиты	6,76	0,28	2,72	0,33	4,60	0,71
Аргиллиты	3,78	0,27	3,07	0,22	5,04	0,51
Среднее по свите	4,48	0,24	2,84	0,23	4,60	0,52
ЧЕРНОГОРСКАЯ ЗОНА нижняя шипотская подсвита						
Песчаники	5,55	сл.	0,92	0,40	1,82	0,89
Алевролиты	7,13	—	1,31	0,57	2,41	0,99
Аргиллиты	1,62	сл.	0,84	1,07	2,80	2,74
Среднее по разрезу	3,74	—	0,98	0,83	2,53	1,97
ДУКЛЯНСКАЯ ЗОНА верхняя шипотская подсвита						
Песчаники	8,33	0,12	3,26	0,53	4,73	0,72
Алевролиты	4,25	0,26	2,25	0,73	3,89	0,16
Аргиллиты	3,24	0,18	2,31	0,16	4,70	0,33
Мергели	15,83	0,01	2,17	0,08	6,72	0,27
Среднее по разрезу	4,64	0,19	2,50	0,38	4,49	0,33
Песчаники	7,22	0,02	3,04	0,19	4,69	0,21
Алевролиты	8,46	0,01	2,96	0,24	4,39	0,42
Аргиллиты	6,94	0,10	3,42	0,48	4,69	0,76
Среднее по разрезу	7,39	0,07	3,25	0,38	4,63	0,59
Среднее по свите	5,58	0,14	2,75	0,38	4,54	0,42
СКИБОВАЯ ЗОНА спасская свита						
Песчаники	12,47	0,08	1,15	0,35	2,79	0,39
Алевролиты	9,67	0,33	1,17	0,30	2,74	0,38
Аргиллиты	8,62	0,08	1,96	0,49	4,64	1,45
Мергели	15,44	0,56	4,24	0,22	5,47	0,36
Среднее по разрезу	12,37	0,28	2,41	0,33	4,19	0,68

Примечание. Анализы выполнены в проблемной геохимической лаборатории Львовского университета. Легкорастворимое окисное и закисное железо определялось в растворимой части породы в 5%-ной HCl после нагревания на кипящей водяной бане в течение 20 мин. Количество исследованных образцов см. таблицу 2.

личества валового железа (3,35—5,04%) и наименьшие количества железа пиритного (0,22—0,33%).

В период диагенеза в соймкульских осадках существовал окислительно-восстановительный потенциал, способствовавший восстановлению значительной части окисного железа до закисного. Редукция сульфатного иона была развита очень слабо. Основная часть закисного железа соединялась с кремнеземом, образуя железистые гидросиликаты группы хлорита.

Толща нижней шипотской подсвиты состоит из пород, в составе которых средние содержания валового железа очень низкие (1,82—2,80%). Легкорастворимое закисное железо составляет всего 0,84—1,32%, а окисное — почти отсутствует. Зато средние количества железа пиритного (0,40—1,07%), как и средние количества рассеянного органического вещества, в данных породах наибольшие (30—56% от суммы Fe_p) по сравнению с другими рассматриваемыми толщами пород. Судя по соотношению отдельных аутигенно-минеральных форм железа, можно отметить, что в период диагенеза в данных осадках существовала восстановительная и резко восстановительная обстановка. Окислительно-восстановительный потенциал был настолько низким, что восстановлению подвергалась, кроме окисного железа, сульфатная сера.

Породы верхней шипотской подсвиты, вскрытые скважинами в Дуклянской зоне, содержат в два раза больше валового железа (3,89—6,72%), чем породы нижней подсвиты. Реакционноспособное железо представлено большей частью легкорастворимым закисным железом (2,17—3,42%).

Легкорастворимое окисное железо составляет 0,01—0,26%, железо пиритное — всего 0,19—0,73%, а в мергелях — еще меньше (0,08%).

В данных осадках в период диагенеза окислительно-восстановительный потенциал был несколько большим, чем в осадках нижней подсвиты. Здесь существовала в основном восстановительная обстановка.

Породы спасской свиты содержат примерно столько же отдельных аутигенно-минеральных форм железа, как и другие (кроме толщи нижнешипотской подсвиты из Черногорской зоны) породы нижнемелового флиша. Их отличительной чертой является то, что глинистые породы содержат относительно высокие количества валового железа (4,64—5,47%), а песчаники и алевролиты — низкие (2,74—2,79%). Мергели имеют довольно высокое среднее количество Fe_{HCl}^{2+} (4,24%) и Fe_{HCl}^{3+} (0,56%) благодаря содержанию железистых карбонатов и гидросиликатов.

Кроме того, породы спасской свиты (особенно аргиллиты) имеют больше $C_{орг}$ (0,36—1,45%), чем другие рассматриваемые породы (кроме пород Черногорской зоны) нижнемелового флиша. Спасские породы отличаются также очень низким содержанием Fe_{HCl}^{2+} .

Наибольшим средним содержанием обломочного железа отличаются мергели нижнешипотской подсвиты в Дуклянской зоне и аргиллиты спасской свиты. В обоих случаях повышенные количества обломочного железа можно объяснить присутствием глинистых минералов, богатых окисным железом. При обработке растертой глинистой породы 5%-ной соляной кислотой окисное железо очень слабо переходит из кристаллической решетки в раствор. Причиной этого является меньшая относительная прочность связи [5] закисного железа с кислородом в шестер-

ной координации (0,17) по сравнению с такой связью у окисного железа (0,29).

Соотношение отдельных аутигенно-минеральных форм железа показывает, что в алевритовых и песчаных осадках спасской свиты в период диагенеза существовала слабо восстановительная обстановка, иногда переходящая в восстановительную. Глинистые осадки отличались восстановительной обстановкой, иногда переходящей в резко восстановительную.

Содержание валового железа в большинстве случаев увеличивается от песчаников к аргиллитам (рис. 4). Исключение представляет толща верхней шипотской подсвиты, где песчаники содержат больше железа, чем алевролиты, очевидно, за счет железистых гидросиликатов.

Заокисное легкорастворимое железо увеличивает свои концентрации от песчаников к аргиллитам в спасской и соймульской свитах. В породах нижнешипотской подсвиты наибольшее содержание Fe_{HCl}^{2+} имеют алевролиты и песчаники. Последнее можно объяснить большей интенсивностью геохимических процессов в период диагенеза и эпигенеза, способствовавших образованию железистых гидросиликатов и карбонатов в цементе пород. Развитию таких процессов способствовало преобразование органического вещества, количества которого в нижнешипотской подсвите и сейчас выше кларковых.

Хотя количественное распределение $Fe_{вал}$ и Fe_{HCl}^{2+} в породах нижнешипотской подсвиты неодинаковое, кривые распределения как $Fe_{вал}$, так и Fe_{HCl}^{2+} по толщам пород аналогичны (рис. 4).

Распределение пиритного железа по петрографическим типам пород несколько иное. Например, в песчаниках и аргиллитах соймульской свиты количества $Fe_{пир}$ примерно одинаковые. Наибольшее содержание $Fe_{пир}$ в этой свите приурочено алевролитам. В толще нижней шипотской подсвиты его количество увеличивается от песчаников к аргиллитам, а в толще верхней шипотской — от аргиллитов к песчаникам и алевролитам. В последнем случае, как и в породах соймульской свиты, наибольшие количества $Fe_{пир}$ содержатся в алевро-песчаных породах, что в значительной мере связано с развитием процессов пиритообразования в период эпигенеза. Кривая распределения пирита в аргиллитах изученных толщ аналогична кривой распределения органического вещества (рис. 4). По-видимому, основное количество пирита в аргиллитах образовалось в период диагенеза.

В алевро-песчаных породах изученных толщ количества пирита распределены непропорционально количествам органического вещества. И это опять может служить косвенным подтверждением того, что часть пирита в алевро-песчаных породах образовалась в период эпигенеза.

Сравнение среднего количества $Fe_{пир}$ в алевро-песчаных и глинистых породах позволяет до некоторой степени судить об эпигенетическом пиритообразовании в пористых породах. Отношение среднего количества $Fe_{пир}$ алевро-песчаных пород к среднему количеству $Fe_{пир}$ глинистых пород (коэффициент II) в спасской свите — 0,97, в нижней шипотской подсвите — 0,47, в верхней шипотской подсвите — 2,0 и в соймульской свите — 1,1. Из этих отношений видно, что только в нижней шипотской подсвите среднее количество $Fe_{пир}$ в аргиллитах резко преобладает над средним количеством $Fe_{пир}$ в алевро-песчаных породах. В остальных толщах средние количества $Fe_{пир}$ примерно

одинаковые, а в верхней шипотской подсвите доминируют в алевропесчаных породах.

Образование пирита в данных толщах в период эпигенеза происходило благодаря взаимодействию инфильтрационных вод с нефтяными углеводородами (толща верхней шипотской подсвиты, спасская свита), а также при взаимодействии глубинного сероводорода с гидрокарбонатами и сульфатами железа. Рассматриваемые районы характеризуются развитием тектонических надвигов, разрывов и т. д., к которым и сейчас нередко приурочены минеральные источники с сероводородом.

Рассеянное органическое вещество присутствует в данных породах в кларковых и выше кларковых количествах. Относительно наибольшим содержанием $C_{орг}$ отличаются породы нижней шипотской подсвиты (0,89—2,74%) и аргиллиты спасской свиты. Что же касается алевролитов и песчаников, то относительно наибольшие количества $C_{орг}$ находятся в верхней шипотской подсвите. В остальных толщах эти породы содержат значительно меньше $C_{орг}$ (0,24—0,71%).

В соймульской свите наибольшие количества $C_{орг}$ содержат алевролиты, а наименьшие — песчаники. Величина отношения среднего количества $C_{орг}$ песчаников и алевролитов к среднему количеству $C_{орг}$ глинистых пород равна: в спасской свите — 0,45; в нижнешипотской подсвите — 0,35; в верхнешипотской подсвите — 0,70; в соймульской свите — 1,0.

Рассеянные в породах битумы ($A+C$) только в нижней шипотской подсвите и в аргиллитах спасской свиты составляют 0,10—0,608%, а в породах остальных толщ — в 10 раз меньше (0,02—0,06%) (табл. 4).

В песчаниках рассматриваемых толщ, кроме спасской свиты, доминирует хлороформенный битум. В породах спасской свиты чаще доминирует битум $A_{сп.б.}$ или битум C , а в породах шипотской свиты — битум $A_{сп.б.}$. Только в соймульской свите во всех трех петрографических типах пород преобладает битум $A_{хл.}$. Величина отношения среднего количества суммарного битума ($A+C$) песчаников и алевролитов к суммарному битуму ($A+C$) глинистых пород равна: в спасской свите — 1,0; в нижнешипотской подсвите — 0,29; в верхнешипотской подсвите — 0,99; в соймульской свите — 0,35.

По петрографическим типам пород в спасской свите и нижнешипотской подсвите все три битума увеличивают свои количества от песчаников и алевролитов к аргиллитам. В верхней шипотской подсвите наибольшие количества $A_{хл.}$ и $A_{сп.б.}$ содержат песчаники, а битум C — алевролиты (рис. 5).

Поскольку содержание общего органического вещества в песчаниках меньше, чем в аргиллитах, то, очевидно, часть битумов в песчаниках является вторичной, т. е. перемещенной в пористые породы из аргиллитовых прослоек. В соймульской свите битум $A_{хл.}$ и битум C увеличивают свои концентрации от песчаников к аргиллитам, а затем к алевролитам. Битум $A_{сп.б.}$ содержится в наибольших количествах в песчаниках. По-видимому, в алевролитах и частично в песчаниках данной свиты также часть отдельных битумов является вторичной, т. е. перемещенной в них из аргиллитовых прослоек. В данных породах они подвергались окислению.

Средние содержания отдельных битумов в каждой толще пород пропорциональны среднему содержанию в них рассеянного органического

Рассеянные битумы в породах

Тип породы	К-во образцов	CO ₂ , %	Орг. в-во, %	Биту	
				A _{хл}	A _{сп.б}
МАРМАРОШСКАЯ соймульская скв.					
Песчаники	7	5,29	0,51	0,024	0,018
Алевролиты	3	3,74	0,54	0,030	0,014
Аргиллиты	5	3,20	1,98	0,025	0,016
Среднее по разрезу		4,29	1,00	0,025	0,017
ЧЕРНОГОРСКАЯ нижняя шипотская скв.					
Песчаники	3	—	0,80	0,058	0,035
Алевролиты	2	—	4,15	0,076	0,086
Аргиллиты	9	—	4,29	0,218	0,255
Среднее по разрезу			3,61	0,162	0,184
ДУКЛЯНСКАЯ верхняя шипотская скв.					
Песчаники	3	5,28	1,25	0,032	0,011
Алевролиты	4	6,14	0,19	0,009	0,009
Аргиллиты	8	3,84	0,47	0,015	0,011
Среднее по разрезу		4,75	0,55	0,017	0,012
скв.					
Песчаники	2	7,22	0,28	0,024	0,010
Алевролиты	4	8,05	0,85	0,010	0,011
Аргиллиты	5	8,59	1,00	0,011	0,012
Среднее по разрезу		8,14	0,82	0,013	0,011
Среднее по подсвите		6,18	0,66	0,015	0,012
СКИБОВАЯ спасская скв.					
Песчаники	3	12,87	0,53	0,009	0,010
Алевролиты	3	12,79	0,36	0,022	0,005
Аргиллиты	3	9,47	1,15	0,032	0,033
Среднее по разрезу		11,71	0,68	0,021	0,016

Таблица 4

нижнемелового флиша

мы, %		$\frac{A_{хл}}{A_{хл}}$	$\frac{A_{сп.б}}{A_{хл}}$	$\frac{C}{A_{хл}}$	$\frac{A_{хл} \cdot 100}{C_{орг}}$	$\frac{(A+C) \cdot 100}{C_{орг}}$
C	A+C					
ЗОНА свита 4						
0,015	0,057	1	0,75	0,62	4,71	11,18
0,017	0,061	1	0,47	0,57	5,56	11,28
0,016	0,057	1	0,64	0,64	1,26	2,88
0,016	0,058	1	0,68	0,64	2,50	5,80
ЗОНА подсвита 33						
0,051	0,144	1	0,60	0,88	7,25	18,00
0,067	0,229	1	1,13	0,89	1,83	5,52
0,135	0,608	1	1,17	0,62	5,08	14,18
0,107	0,454	1	1,13	0,66	4,49	12,58
ЗОНА подсвита 14						
0,006	0,049	1	0,34	0,19	2,48	3,92
0,037	0,055	1	1,00	4,11	4,74	29,0
0,007	0,033	1	0,73	0,45	3,19	7,02
0,014	0,043	1	0,71	0,82	3,09	7,82
ЗОНА подсвита 16						
0,003	0,038	1	0,41	0,12	8,57	13,57
0,008	0,030	1	1,10	0,80	1,18	3,53
0,018	0,041	1	1,10	1,64	1,11	4,10
0,012	0,036	1	0,84	0,96	1,59	4,40
0,013	0,040	1	0,80	0,87	2,27	6,06
ЗОНА свита 9						
0,009	0,028	1	1,11	1,00	1,70	5,29
0,014	0,041	1	0,23	0,64	6,11	11,38
0,034	0,099	1	1,03	1,03	2,78	8,26
0,021	0,058	1	0,76	1,00	3,09	8,53

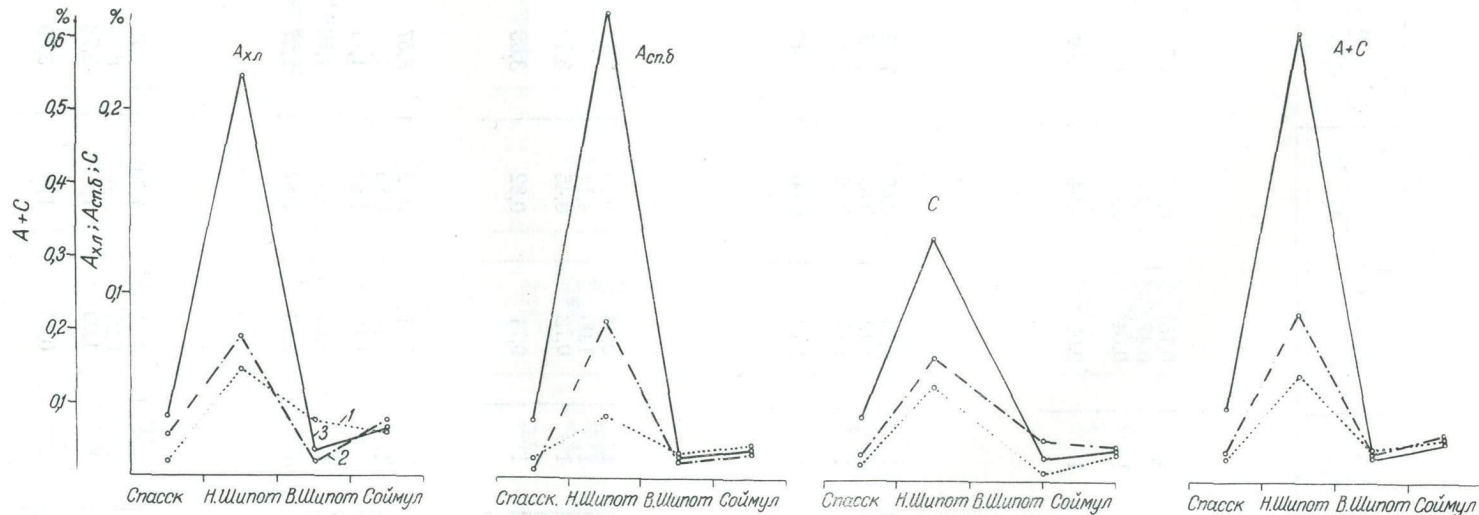


Рис. 5. Изменение средних содержаний битумов $A_{xл}$, $A_{сп.б}$, C и суммарного битума $A+C$ в отдельных свитах и подсвитах нижнемелового флиша по петрографическим типам пород:
 1 — песчаники; 2 — алевролиты; 3 — аргиллиты.

кого вещества (рис. 6). Степень битуминизации рассеянного органического вещества в нижнемеловых породах очень низкая как по хлороформенному битуму (1,11—7,25%), так и по суммарному (2,88—11,38%) и только в песчаниках нижнешипотской и алевролитах верхнешипотской подсвит степень битуминизации по суммарному битуму достигает 18—29,9%. В этих случаях повышение степени битуминизации связано с присутствием вторичных битумов, поступивших в породы из аргиллитовых прослоек.

Таким образом, судя по степени битуминизации рассеянного органического вещества можно считать, что в изученных породах большая часть этого вещества имеет буроугольный характер. Последнее под-

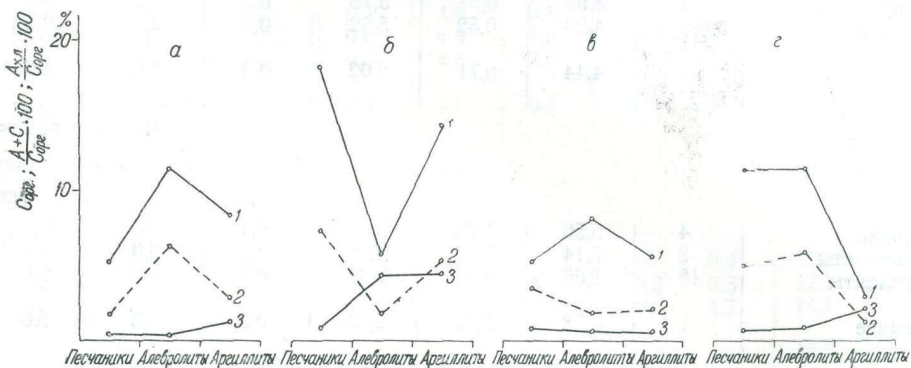


Рис. 6. Изменение среднего содержания $C_{орг}$ и степени его битуминизации по петрографическим типам пород в спасской свите (а), нижней шипотской подсвите (б), верхней шипотской подсвите (в), соймульской свите (г).

тверждается также термическими анализами, которыми устанавливается, что наиболее восстановленная часть органического вещества сгорает в интервале температур 150—450°С, а другая, более окисленная и углефицированная — в интервале 600—650°С и выше [1]. Углефицированная часть органического вещества придает породам темную окраску.

Известно, что чем больше в породах рассеянного органического вещества, тем меньше его степень битуминизации [3]. В породах данных толщ нижнемелового флиша такая закономерность выражена слабо или не выражена. Например, в спасской и соймульской свитах только в аргиллитах некоторое увеличение $C_{орг}$ сопровождается резким уменьшением степени битуминизации как по суммарному битуму, так и по хлороформенному (рис. 7). В нижней шипотской подсвите обратная зависимость между содержанием $C_{орг}$ и степенью битуминизации довольно четко выражена в песчаниках и алевролитах.

В породах верхней шипотской подсвиты не существует такой зависимости. На нарушении данной закономерности сказалась миграция битумов из аргиллитовых прослоек и других нижезалегающих толщ.

Ранее было показано [1], что в битуминозных аргиллитах нижнешипотской подсвиты в районе с. Яблоницы содержание хлороформенного битума увеличивается с глубиной. Однако в этой толще пород чаще доминируют окисленные формы битумов, что можно объяснить неглубоким (до 310 м) залеганием пород, что способствовало окислению битумов.

Редкие и рассеянные элементы, а также CO₂, Fe и C_{орг} в породах

Тип породы	К-во образцов	Вес, %			п. 10 ⁻³ , ‰		
		CO ₂	C _{орг}	Fe	Be	V	Cr
МАРМАРОШСКАЯ соймульская							
скв.							
Песчаники	9	3,32	1,03	3,61	0,2	4,2	0,7
Алевролиты	3	8,95	0,67	5,75	0,2	9,2	0,7
Аргиллиты	15	4,20	0,52	5,52	0,4	2,2	0,5
Среднее		4,44	0,71	5,02	0,3	3,6	0,6
ЧЕРНОГОРСКАЯ нижняя шипотская							
скв.							
Песчаники	4	5,56	1,23	2,08	0,1	—	0,3
Алевролиты	8	7,14	1,17	2,75	0,1	0,9	1,1
Аргиллиты	16	1,66	3,04	2,91	0,4	5,3	2,4
Среднее		3,78	2,30	2,76	0,3	3,3	1,7
ДУКЛЯНСКАЯ верхняя шипотская							
скв.							
Песчаники	4	8,33	0,88	5,80	0,4	2,5	1,3
Алевролиты	9	4,32	0,18	4,35	0,4	3,1	1,1
Аргиллиты	16	3,02	0,38	5,36	0,8	5,7	1,1
Мергели	1	15,83	0,42	10,54	0,5	—	1,0
Среднее по разрезу		4,54	0,38	5,14	0,6	4,3	1,1
скв.							
Песчаники	2	7,22	0,25	5,80	0,5	0,8	1,0
Алевролиты	4	8,33	0,51	5,38	0,5	1,8	0,9
Аргиллиты	9	7,10	0,90	5,38	0,8	7,7	1,5
Среднее по разрезу		7,45	0,72	5,54	0,7	5,2	1,3
Среднее по свите		5,51	0,48	5,27	0,6	4,6	1,2
СКИБОВАЯ спасская							
скв.							
Песчаники	5	11,06	0,44	3,23	0,2	0,2	0,7
Алевролиты	3	9,66	0,49	3,47	0,2	0,2	0,8
Аргиллиты	6	9,21	1,57	5,64	0,9	0,7	2,0
Мергели	5	19,29	0,63	10,92	0,4	0,4	0,8
Среднее по разрезу		12,42	0,86	6,15	0,5	0,4	1,1

Примечание. Спектральные анализы выполнены в проблемной геохимической

Таблица 5

нижнемелового флиша (пересчитанные на бескарбонатную часть породы)

п. 10 ⁻³ , ‰	п. 10 ⁻³ , ‰									
	Mn	Co	Ni	Cu	Zr	Ga	Sr	Y	Ba	B
ЗОНА свита										
4										
12,2	—	0,2	0,3	4,9	0,1	77,0	0,3	63,6		
10,0	0,2	0,4	0,6	4,3	1,0	92,0	2,0	13,3		
10,0	—	0,3	0,4	4,6	0,4	103,0	0,8	11,7		
10,7	0,02	0,3	0,4	4,7	0,4	93,0	0,8	29,2		
ЗОНА подсвита										
33										
10,0	—	0,4	0,3	3,1	—	—	0,4	11,2		
10,0	—	0,3	0,5	7,8	0,4	5,2	0,3	12,5		
15,0	—	1,4	1,6	3,8	0,5	0,6	1,7	14,1		
13,0	—	0,9	1,1	4,8	0,4	1,8	1,1	13,2		
ЗОНА подсвита										
14										
12,5	0,3	0,1	1,3	2,5	—	35,0	0,4	78	15,0	
17,5	—	0,2	1,1	2,6	0,3	20,0	0,5	99	17,0	
12,5	0,2	0,5	0,9	1,6	0,3	16,0	0,7	66	25,0	
15,0	—	0,1	0,5	1,0	—	100,0	—	15	20,0	
65,0	0,1	0,3	1,0	2,0	0,2	23,0	0,6	76	21,0	
16										
12,5	—	0,5	1,3	1,8	—	10,0	0,8	119	14,0	
15,0	—	0,5	0,8	1,4	—	10,0	0,8	123	16,0	
13,9	—	0,8	1,7	1,2	0,2	10,0	0,5	119	35,0	
14,0	—	0,7	1,4	1,3	0,1	10,0	0,6	120	27,0	
48,0	0,1	0,4	1,1	1,8	0,2	18,0	0,6	91	23,0	
ЗОНА свита										
9										
11,0	—	—	0,2	3,4	—	130,0	1,8	6,5	21,0	
10,0	—	0,2	0,1	2,5	—	100,0	2,0	13,3	14,0	
26,7	—	0,2	1,2	2,0	0,2	100,0	1,9	91,6	25,0	
39,0	—	0,3	0,5	1,2	0,2	91,0	0,6	8,0	37,0	
23,2	—	0,2	0,6	2,2	0,1	106,0	1,5	34,8	25,0	

лаборатории Львовского университета ст. инженером Мартыновой.

Высокая битуминозность пород, в составе которой количество хлороформенного битума резко увеличивается с глубиной, а также наличие погруженных на глубину антиклинальных структур позволяет исследованный район Черногорской зоны относить к перспективному на нефть и газ. В условиях глубокого залегания нефтегазопроизводящими могут быть битуминозные породы нижнешипотской подсвиты и спасской свиты.

Редкие и рассеянные элементы присутствуют в данных породах в кларковых и ниже кларковых количествах.

Барий и стронций в толще пород верхней шипотской подсвиты являются коррелятивными элементами. Они присутствуют в этих поро-

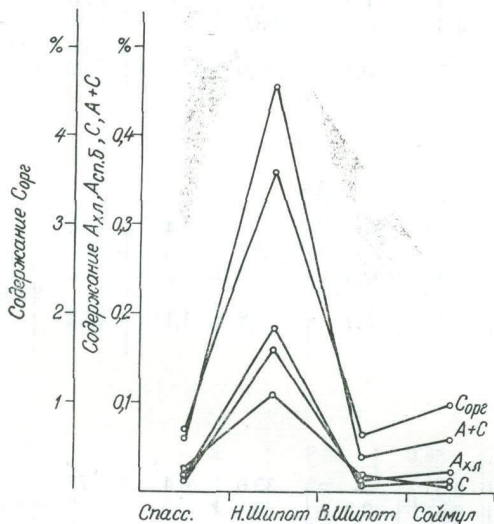


Рис. 7. Изменение средних количеств битумов $A_{хл}$, $A_{сп.б}$, C , суммарного битума $A+C$, а также $C_{орг}$ в отдельных толщах нижнемелового флиша.

дах в наибольших количествах. Средние содержания бария колеблются в пределах 0,01—0,12%, а стронция — 0,01—0,1%. В породах спасской свиты только стронций является коррелятивным элементом и составляет в них в среднем 0,10—0,13% на породу. В породах спасской свиты концентрации акцессорного иттрия на порядок больше (табл. 5). Другие редкие и рассеянные элементы в породах спасской свиты присутствуют в меньших количествах (большой частью тысячных долей процента), чем в породах шипотской и соймульской свит.

Цирконий составляет тысячные доли процента. Его наибольшие количества приурочены песчаникам и алевролитам, что можно объяснить связью с обломочным материалом. Если сравнивать средние количества циркония в отдельных рассматриваемых толщах, то наибольшее количество этого элемента содержат породы соймульской и нижнешипотской толщ.

В спасской свите распределение редких и рассеянных элементов по петрографическим типам пород пестрое, неупорядоченное (рис. 8). Только никель, бор и галлий, подобно CO_2 , Fe и Mn, увеличивают свои концентрации от песчаников к алевролитам, а затем к мергелям.

Количества хрома, меди и акцессорного бериллия увеличиваются в аргиллитах. Распределению по типам пород количества $C_{орг}$ соответствуют только содержания ванадия.

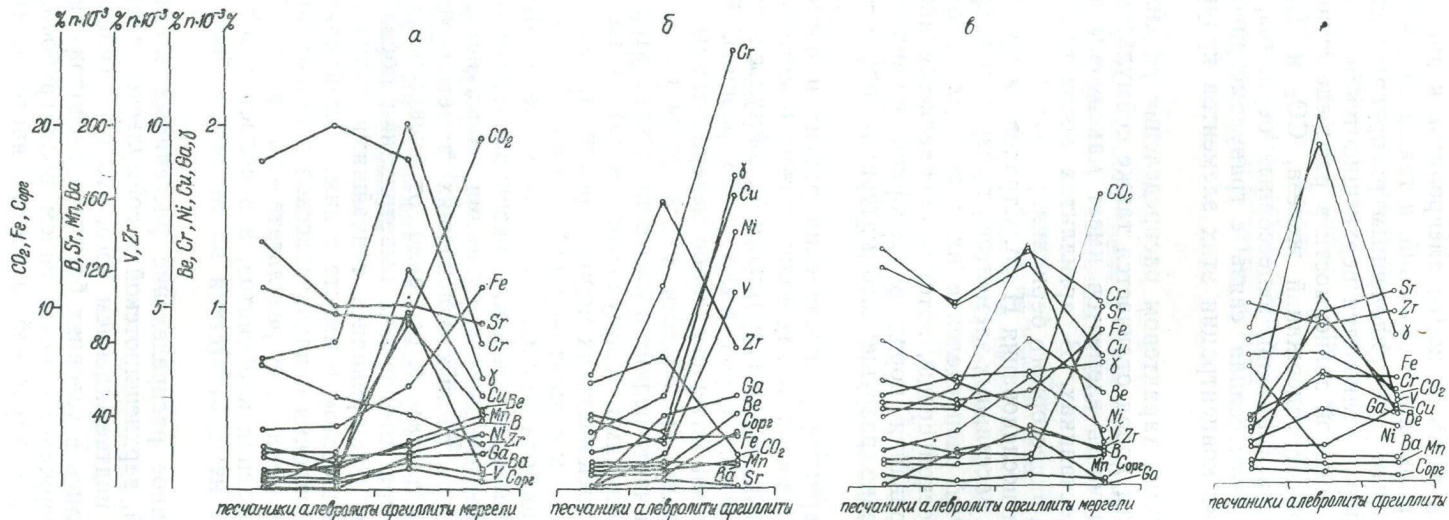


Рис. 8. Изменение средних количеств отдельных редких и рассеянных элементов, а также $C_{орг}$, CO_2 и Fe по петрографическим типам пород в спасской свите (а), нижней шипотской подсвите (б), верхней шипотской подсвите (в) и в соймульской свите (г).

В нижнешипотской подсвите распределение большинства редких и рассеянных элементов, как и $C_{орг}$, по типам пород упорядоченное, увеличиваясь часто очень резко, от алевролитов к аргиллитам. Исключения составляют цирконий и стронций, а также CO_2 и отчасти железо.

Наиболее пестрым неупорядоченным распределением по петрографическим типам пород отличается верхнешипотская подсвита. Здесь не существует почти никакой зависимости в распределении редких и рассеянных элементов от содержаний железа, CO_2 и $C_{орг}$. Только для некоторых элементов (ванадий, аксессуарный бериллий, никель, бор и галлий) имеется существенная связь с гранулометрическим составом пород. Наибольшие концентрации этих элементов приурочены к пелитовым осадкам.

Неупорядоченным характером распределения редких и рассеянных элементов по типам пород отличается также соймульская свита. Однако здесь большая часть элементов имеет максимумы концентрации в алевролитах и песчаниках. В аргиллитах возрастают концентрации только стронция и аксессуарного бериллия.

Как показали исследования Н. М. Страхова и др. [6], формы перемещения редких и рассеянных элементов от разрушающихся материнских пород к водоему и распределение их в осадках водоема зависят от физико-географической среды, которой определяется интенсивность химического выветривания пород водосборной площади, длительность переноса, сортировка разрушенного материала при переносе и осадении.

Сравнивая характер распределения редких и рассеянных элементов в породах рассматриваемых толщ, можно отметить, что в районах водосбора спасского, верхнешипотского и соймульского бассейнов химическое выветривание пород было слабо развито. В эти бассейны сносился обломочный материал, слабо переработанный процессами химического выветривания. Области сноса были расположены близко. Поэтому большая часть редких и рассеянных элементов связана с алевролитами и песчаниками (соймульская свита), а не с аргиллитами. В спасских и верхнешипотских породах редкие и рассеянные элементы также меньше связаны с пелитовыми осадками.

Площади водосбора нижнешипотского бассейна были более отдаленными, что благоприятствовало развитию процессов химического выветривания. Поэтому микросодержания большинства редких и рассеянных элементов в данных отложениях заметно увеличиваются от песчаников к аргиллитам и особенно от алевролитов к аргиллитам. Освободившиеся при химическом выветривании пород водосбора рассеянные элементы сорбировались тончайшими глинистыми частицами и органическим веществом и вместе с ними накапливались в осадке.

Во время накопления осадков спасской и шипотской свит преобладал климат сухой теплый. В результате этого в бассейне создавались условия для осаждения карбонатов, а в областях водосбора химическое выветривание из-за отсутствия влаги иногда было сведено до минимума.

Неупорядоченное распределение рассеянных элементов по типам пород в спасской, верхнешипотской и соймульской толщах может служить косвенным подтверждением того, что в бассейне осадки данных толщ формировались в условиях близкого расположения областей размыва. Это подтверждается повышением роли грубообломочного материала, особенно в соймульской и верхнешипотской толщах. Области

водосбора этих бассейнов были приподняты и относительно близко расположены по сравнению с областями размыва нижнешипотского бассейна, где рассеянные элементы наиболее упорядочены по петрографическим типам пород.

Развитие в осадках таких минералов, как пирит, доломит, сидерит, показывает, что нижнемеловой бассейн был морским, небольшой глубины, что способствовало накоплению в осадках планктонного органического вещества. Его обилие в нижнешипотских осадках способствовало развитию геохимических процессов с образованием аутигенных минералов (сульфидов, карбонатов и гидросиликатов) с закисным железом, марганцем и т. д.

ЛИТЕРАТУРА

1. Габинет М. П. Минеральный состав и условия образования битуминозных флишевых пород шипотской свиты Восточных Карпат. — «Минералогический сборник Львов. ун-та», 1965, № 19, вып. 4.
2. Габинет М. П. Литолого-геохимические особенности и битуминозность флишевых пород раховской свиты Украинских Карпат. В сб.: — «Вопросы литологии и петрографии», кн. 1, Изд-во Львов. ун-та, 1969.
3. Гуляева Л. А., Завялов В. А., Паделько Е. А. Геохимия доманиковых отложений Волго-Уральской области. М., Изд-во АН СССР, 1961.
4. Дабагян Н. В., Кульчицкий Я. О. Планктонные фораминиферы новой фацциальной разновидности мела Раховской зоны (Украинские Карпаты). — «Палеонтологический сборник Львов. ун-та», 1968, № 5, вып. 1.
5. Поваренных А. С. Кристаллохимическая классификация минеральных видов. К., «Наукова думка», 1966.
6. Страхов Н. М., Залманзон Э. С., Глаголева М. Л. Типы распределения рассеянных содержаний элементов в отложениях гумидных зон. — «Геохимия», 1956, № 6.
7. Swidziński H. Słownik stratygraficzny północnych Karpat fliszowych. Biul. P.I.G., 37, Warszawa, 1947.

Lithological and geochemical peculiarities of the lower Cretaceous Flysh of the Soviet Carpathians.

M. P. GABINET

Summary

The paper gives examples of the study of clay minerals of argillite flysh rhythm, dispersed carbonates, organic matter, autigenic and mineral forms of ferrum in all petrographic type rocks of the Shipot, Spass and Soimul suites of the lower cretaceous flysh of the Soviet Carpathians.

This lithological and geochemical data received, helped in the analysis of formation conditions of these flysh deposits.

Литология и условия образования известняков Роздольского серного месторождения

Н. М. ДАЦЕНКО, Б. В. МЕРЛИЧ

УДК 552.541

Существует несколько точек зрения на происхождение известняков Предкарпатских серных месторождений. И. И. Алексеенко [1] и Д. П. Бобровник [2, 3] считают их морскими хемогенными образованиями. А. П. Виноградов и др. [4], основываясь на облегченном изотопном составе углерода, полагают, что известняки возникли одновременно с серой в результате микробиологического восстановления ранее сформировавшихся залежей гипса. По М. В. Иванову [7], известняки и сера являются парагенными образованиями, возникли в процессе микробиологической редукции сульфатов в донных осадках тортонских лагун.

Известняки относятся к верхнему тортону и составляют горизонт, протягивающийся к югу и западу на 4—5 км за пределы месторождения. К востоку известняковый горизонт выклинивается, и восточный контур месторождения в общем повторяет границу известняков (рис. 1). В пределах месторождения известняковый горизонт подстилается гипсами, а к югу и востоку от него — нижнетортонскими и меловыми терригенными породами. Известняки несогласно перекрываются верхнетортонской глинистой толщей.

Залегание огромных масс известняков не на гипсовой толще, а на несulfатных породах трудно объяснить с позиций метасоматического образования известняков за счет микробиологической редукции гипсов, но легко может быть объяснено физико-химическими особенностями условий седиментации в лагунных бассейнах.

Известняковый горизонт представляет собой непрерывный пласт мощностью от 2—3 до 30 м, уходящий за пределы месторождения без изменения состава и строения и без резких перепадов мощности (рис. 2), известняковый пласт всегда занимает согласное положение. Контакты его резкие, ровные, реже извилистые и выклинивание по периферии с подстилающими гипсами и покрывающими глинами (не считая карстовых форм) постепенное. Такие черты характерны для морских отложений и не объяснимы с точки зрения метасоматического замещения гипсовой толщи, при котором неизбежны контрольные разрывными нарушениями, избирательность процесса замещения и, как следствие, — неправильные, прерывистые залежи известняков с секущими контактами, с гипсами и постепенными переходами между ними.

В известняковом пласте развиты карстовые пустоты размером 100 м в поперечнике, выполненные рыхлыми землистыми продуктами окисления серных руд, переотложенными глинами и обломками известняков [5]. Часто встречаются небольшие каверны, выполненные вторичным кальцитом, вторичной переотложенной серой, реже целестином и баритом. В толще известняков широко распространена сингенетичная

им глина, образующая согласные с общим напластованием пропластки и линзы мощностью от 1—2 до 20—30 см.

В известняках нет гипса ни в виде сингенетичных прослоев, ни в виде реликтов метасоматоза, как макроскопически обнаруживаемых,

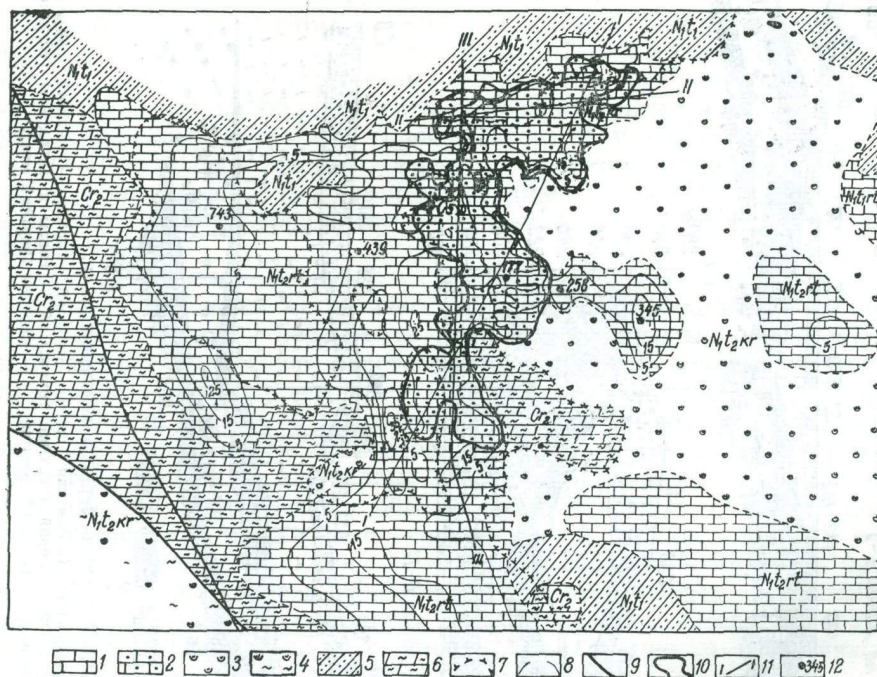


Рис. 1. Схема предкосовских отложений района Роздольского серного месторождения (по И. И. Алексенко).

1 — известняковый горизонт (верхний тортон); 2 — известняки с серой (верхний тортон); 3 — гипсы и ангидриты (верхний тортон); 4 — ангидриты глинистые, глины с гипсом (верхний тортон); 5 — песчаники, известняки литотамниевые (нижний тортон); 6 — мергели (верхний мел); 7 — контур распространения гипсов и ангидритов; 8 — изолинии мощностей (через 5 м) известнякового горизонта; 9 — разрывные нарушения; 10 — контур рудной залежи; 11 — линия разреза; 12 — скважина и ее номер.

так и рассеянных (содержание SO_3 — 0,4—0,7%). Нет и ритмичного чередования прослоев гипса и известняка (ритмолита) у контакта с гипсовой толщей, как об этом пишет Д. П. Бобровник [3]. Отсутствие реликтов гипса в известняках трудно объяснить с позиций метасоматоза, ибо невозможно представить, чтобы в неоднородном по составу и текстурам пласте гипса процесс замещения известняком прошел во всей толще равномерно и полностью.

Известняки подверглись интенсивной вторичной перекристаллизации (кальцитизации). Вторичный кальцит локализуется в виде полосок, линз, гнезд и прожилков, составляющих на отдельных участках до 50% объема известняка. Местами кальцитизация развита во всей массе известняка. Нередки в известняках и стилолиты.

Скопления серы в Роздольском месторождении сосредоточены только в нижней части известнякового горизонта. По генетическому признаку, морфолого-структурным особенностям скоплений и размерам кристаллических индивидов сера делится на первичную скрытокристалличес-

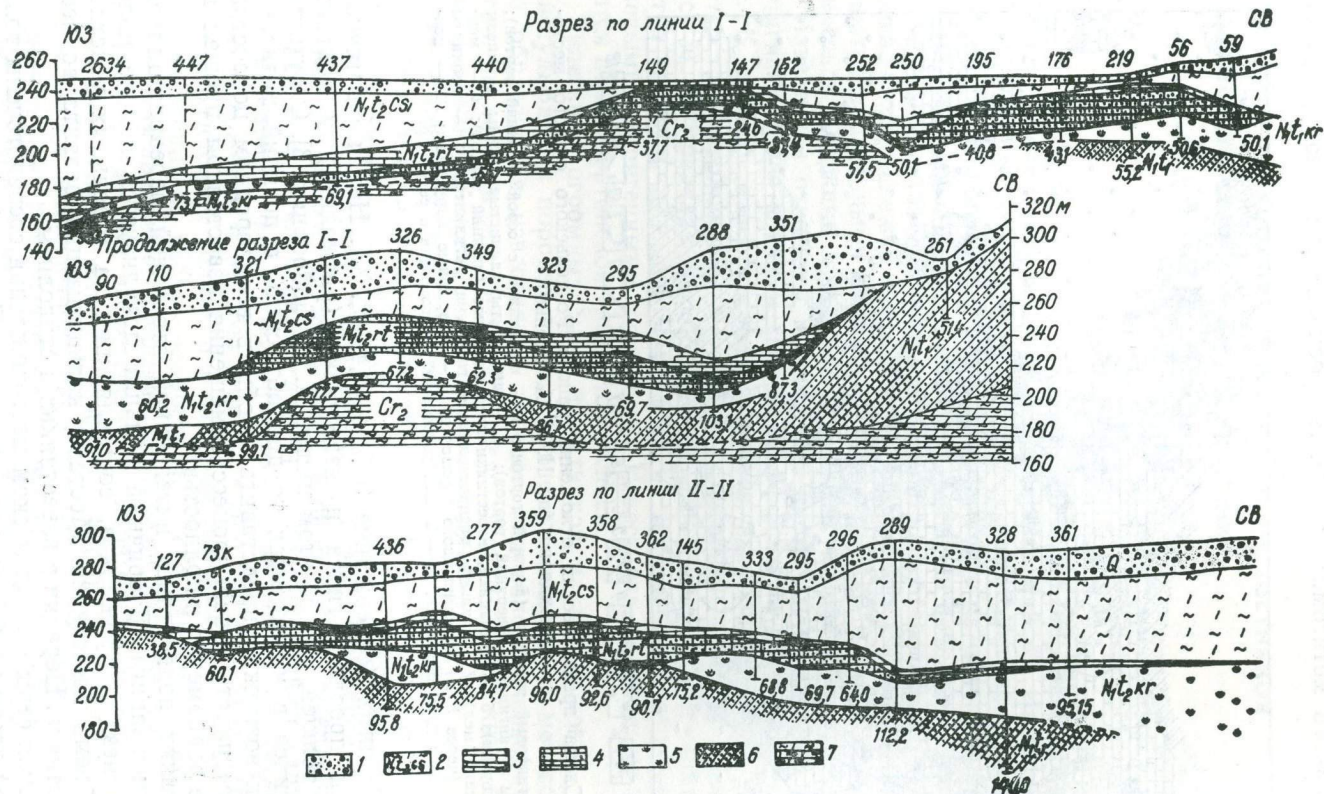


Рис. 2. Геологические разрезы Роздольского серного месторождения.

1 — четвертичные отложения; 2 — покрывающая глинистая толща (косовская свита); верхний тортон — нижний сармат; 3 — известняковый горизонт (верхний тортон); 4 — известняки с серой (верхний тортон); 5 — гипсы и ангидриты (верхний тортон); 6 — песчаники, известняки литогаммальные (нижний тортон); 7 — мергели (верхний мел).

кую (размер неделимых менее 0,01 мм — тонкорассеянная и сплошная разности) и на вторичную явнокристаллическую (крупные кристаллические выделения). Первичная сера локализуется в массе известняка, отсутствует в эпигенетических пустотах, не образует секущих скоплений и не сопровождается аутигенными минералами — вторичным кальцитом, целестином, баритом. Вторичная сера локализуется только в эпигенетических пустотах известняков, часто занимает секущее положение, сопровождается вторичным кальцитом, а также нередко целестином и баритом. Соответственно выделяются первичные серные руды, состоящие из первичной серы и пелитоморфного известняка, и вторичные руды, сложенные вторичной серой и вторичным кальцитом.

На Роздолском месторождении по условиям локализации, особенностям вещественного состава и отношению к сероотложению отчетливо выделяются три разновидности известняков: *осерненные, бессерные и ифанитовые*.

Осерненные известняки являются серной рудой. Они локализируются в нижней части известнякового горизонта непосредственно на гипсовой толще, перекрыты пачкой неосерненных известняков и представляют согласную пластообразную залежь переменной мощности (1—28 м, в среднем 11—12 м). Эти известняки контактируют с практически бессерной гипсовой толщей по резкой, волнистой линии, часто сопровождающейся прослоем глины. В контакте нет переходных разностей. Контакты осерненных известняков с верхними бессерными известняками также резкие, обычно горизонтальные. По простиранию месторождения и вкост него осерненные известняки, плавно и постепенно утончаясь, сменяются по согласным линиям бессерными известняками. Внезапных тупых выклиниваний и несогласных напластованию границ между двумя разностями известняков нет. Осернение прекращается не только в связи с уменьшением мощности известнякового горизонта, но и в мощных известняках (рис. 2).

Таким образом, осерненным известнякам (рудной залежи) присущи все черты осадочных морских образований, и они не несут признаков метасоматического происхождения.

На некоторых участках осерненные известняки залегают не на гипсах, а непосредственно на нижнетортонских и меловых породах. С позиций эпигенетического микробиологического метасоматоза это можно было бы объяснить полным замещением гипсов кальцитом и парагенной ему серой, если бы этому не противоречили согласные и плавные выклинивания на этих участках прилегающих гипсов и отсутствие секущих границ. Больше оснований объяснить отсутствие гипсов на таких участках изменением условий осадконакопления (соленость, температура, аэрация), по-видимому, связанным с поднятиями догипсового ложа, отчетливо прослеживающимися на геологических разрезах (рис. 2).

Бессерные известняки залегают в виде пачки мощностью от 0,2 до 10—15 м над осерненными известняками. Местами бессерные известняки прослеживаются в верхней части осерненных известняков в виде четко отграниченных согласных прослоев мощностью 1—1,5 м. Иногда в верхней части сероносной залежи бессерные известняки образуют согласные, клинообразные заливы в осерненных известняках (рис. 3). Помимо этого неосерненные известняки распространены за пределами месторождения, являясь непосредственным продолжением осерненных известняков и составляя с ним единый горизонт

(рис. 1, 2). В этом случае неосерненные известняки залегают либо на гипсах, либо на обломочных породах нижнего тортон и мела, причем зависимость мощности и состава известняков от состава подстилающих пород не устанавливается (рис. 2). Мощность бессерных известняков за пределами месторождений колеблется от 1 до 25 м и, следовательно, безрудными могут быть и мощные известняки. Контакты бессерных известняков с гипсами, как и с другими породами, резкие. По перифе-

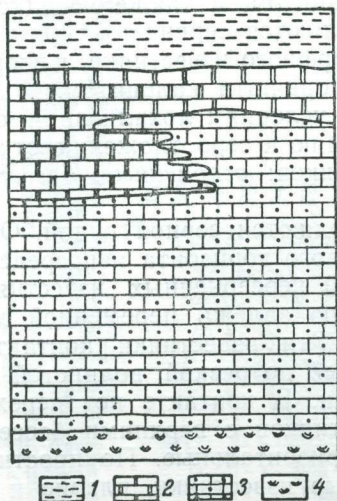


Рис. 3. Зарисовка контакта осерненного и неосерненного известняка. Западный борт Центральной траншеи.

1 — глина, покрывающая известняк; 2 — неосерненный известняк; 3 — осерненный известняк; 4 — гипс.

рии бессерные известняки постепенно и плавно выклиниваются по согласным с напластованием линиям и при смене гипсами не образуют секущих границ.

Нетрудно заметить, что и здесь налицо все признаки типичных седиментационных отложений и нет основания предполагать, что образование бессерных известняков шло за счет замещения гипсов.

Афанитовые известняки представляют собой темно-серую или коричневую монолитную крепкую роговикоподобную породу скрытокристаллической структуры, почти без каверн и видимых пор, обладающую характерным раковистым изломом. В пределах месторождения афанитовые известняки представлены согласными прослоями и линзами мощностью 0,15—1 м в верхней части бессерных известняков; за пределами месторождения они слагают маломощные (0,3—2 м) линзообразные тела, залегающие непосредственно на гипсах (рис. 1). Перекристаллизация афанитовых известняков проявлена слабо, сколько-нибудь крупных скоплений вторичного кальцита не наблюдается. Сера в этих известняках отсутствует.

Текстуры и структуры известняков. Известняки представляют собой крепкую, в основном монолитную, реже трещиноватую, кавернозную и пористую породу светло- и темно-серого цвета, с плитчатой отдельностью, ернистым и раковистым изломом. К главным первичным текстурам известняков относятся *массивная, слоистая и тонкослоистая*; к вторичным — *псевдобрекчиевая, кавернозная и друзовая*. Слоистая и тонкослоистая текстуры обусловлены либо чередованием слоев известняка с неодинаковой примесью глинистого материала, либо наличием тонких глинистых прослоев и корок в известняке. Псевдобрекчиевая текстура образуется в результате ограничения остроугольных участков

неперекристаллизованного пелитоморфного известняка линейно вытянутыми участками перекристаллизованного тонкозернистого известняка (рис. 4). Под кавернозной текстурой понимается закономерная распространенность в известняке небольших (5—20 мм) полых каверн, выстланных вторичным кальцитом. Друзовая текстура образуется в том случае, когда каверны в известняке выполнены друзами вторичной явнокристаллической серы и вторичного кальцита, реже — целестина и барита.

В осерненных известняках выделяются рудные текстуры, обусловленные особенностями морфологии скоплений серы и характером их распределения. Главнейшие рудные текстуры следующие: 1) *полосчатая*, обусловленная концентрацией серы в виде полосок в известняке

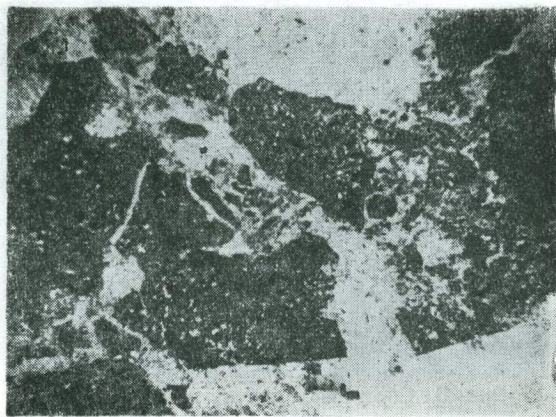


Рис. 4. Псевдобрекчиевая текстура известняка Никולי ||. $\times 20$.

(ширина полосок от 1 до 20—30 мм); 2) гнездово-вкрапленная (сера локализуется гнездами размером 5—250 мм и вкраплениями в известняке); 3) *прожилково-вкрапленная* (вторичная сера локализуется в разноориентированных прожилках, мощностью 1—30 мм, распространены серные вкрапления); *вкрапленная* и *тонковкрапленная*, обусловленные распределением серы в известняке в виде вкрапленности размером 0,5—5 мм (вкрапленная) и 0,5—0,01 мм (тонковкрапленная).

Реликтовые текстуры, которые могли бы свидетельствовать о замещении гипсов известняком, не обнаружены.

Основная масса известняка состоит из пелитоморфного кальцита (размер кристаллических индивидов 0,001—0,008 мм). Соответственно этому главной структурой известняков является первичная пелитоморфная. Процессы перекристаллизации пелитоморфного известняка привели к образованию вторичных структур: тонкокристаллической, неравномернозернистой, сгустковой, миндалевидной и крустификационной. Тонкокристаллическая структура возникает в том случае, когда в результате перекристаллизации образуется кальцитовый агрегат с размером кристаллических выделений 0,01—0,05 мм, неравномернозернистая — когда вторичные выделения кальцита имеют различные размеры (от 0,1 до 0,5 мм). Сгустковая структура обусловлена тем, что на основном фоне перекристаллизованного кальцита выступают в виде пятен (сгустков) реликты неперекристаллизованного пелитоморфного известняка (рис. 5). Миндалевидная структура обусловлена тем, что на общем фоне пелитоморфного известняка выделяются округлые или овальные миндалевидные скопления (размером от 0,3 до 1 мм) вторичного мелкокристаллического кальцита (рис. 6). Когда при перекристаллизации по трещинам и пустотам пелитоморфного известняка образуются нарастания и корки призматических и удлиненных кристаллов кальцита, возникает крустификационная структура.

Вещественный состав известняков. Как видно по результатам химических анализов (табл. 1), известняки Роздольского месторождения сравнительно чисты, и содержание минеральных примесей в них находится в пределах 2,5—7%.

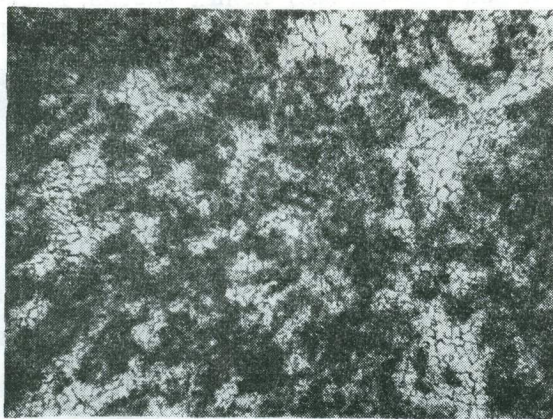


Рис. 5. Сгустковая структура известняка.
Николи II. $\times 20$.

Присутствие SiO_2 , Al_2O_3 и железа связано с примесью терригенных минералов, преимущественно глинистых. Щелочи входят в состав гидрослюд, являющихся главной частью глинистой субстанции. Состав всех разновидностей известняков в общем близок, но имеются и различия. Осерненные известняки отличаются повышенным содержанием Al_2O_3 , что связано с примесью глины, а также обогащены стронцием и барием.

Афанитовые известняки отличаются повышенным содержанием

магния и марганца. Эта особенность четко прослеживается по результатам анализа солянокислых вытяжек из известняков (табл. 2). Содержание MgO и MnO в афанитовых известняках в три-четыре раза выше, чем в обычных.

Для установления формы нахождения магния и марганца в карбонатах проведены рентгеноструктурные исследования афанитовых известняков. Исследования проведены на дифрактометре ДРОН-1. В интервале углов $2Q = 22\text{—}36^\circ$ не обнаружен пик доломита $10\bar{1}4$, но для кальцита он выражен отчетливо. Поскольку и микроскопические исследования не показали наличия доломита или магнезита, то возможно, что карбонаты магния и марганца входят изоморфно в состав кальцита. Кристаллохимические формулы кальцитов из всех разновидностей известняков по данным анализов солянокислых вытяжек представляются в следующем виде:

для осерненных известняков — $(\text{Ca}_{0,975}, \text{Mg}_{0,021}, \text{Mn}_{0,001}, \text{Fe}_{0,003}) \text{CO}_3$;

для неосерненных известняков — $(\text{Ca}_{0,979}, \text{Mg}_{0,015}, \text{Mn}_{0,004}, \text{Fe}_{0,002}) \text{CO}_3$;

для афанитовых известняков — $(\text{Ca}_{0,944}, \text{Mg}_{0,027}, \text{Mn}_{0,028}, \text{Fe}_{0,001}) \text{CO}_3$.

Минералы, входящие в состав известняков Роздольского месторождения, отличные по условиям образования, могут быть разделены на следующие комплексы:

1) Комплекс минералов, связанных общностью отложения в процессе образования пелитоморфного известняка и первичной серы в лагунных условиях. Сюда относятся аутигенные минералы — пелитоморфный кальцит и первичная скрытокристаллическая сера и аллотигенные минералы — кварц, глинистые минералы, полевые шпаты, темноцветные минералы, вулканическое стекло, халцедон, глауконит и слюды.

2) Комплекс аутигенных минералов, возникших одновременно с образованием вторичного кальцита и вторичной серы (вторичных руд) в процессе позднего диагенеза. Сюда входят вторичный кальцит, вто-

ричная явнокристаллическая сера, целестин, барит, кварцин, кварц, пирит и частично вторичный гипс.

По минеральному составу (табл. 3) разновидности известняков мало отличаются друг от друга (не считая концентрации серы в осерненных известняках). Различие между ними лишь в обогащенности глинистым материалом осерненных известняков и в особенности известняков с тонкорассеянной серой. Приводим краткую характеристику некоторых минералов, составляющих известняки.

Вторичный кальцит изучался прежде всего химически (табл. 4). Наличие кремнезема в кальците может быть объяснено как механическими примесями, так и новообразованиями кварца и кварца. Общее содержание минеральных примесей во вторичных кальцитах значительно ниже, чем в известняках.



Рис. 6. Миндалевидная структура известняка. Никколи ||. $\times 20$.

Результаты анализов солянокислых вытяжек из вторичных кальцитов (табл. 5) показывают, что содержание в них MgO и MnO такое же, как и в обычных (не афанитовых) известняках и, следовательно, вторичная кальцитизация не могла быть причиной изменения концентрации магния и марганца, как в афанитовых известняках. Поскольку вторичный кальцит заполняет трещины и пустоты, возникшие в уже литифицированных известняках, он должен быть отнесен к образованиям позднего диагенеза.

Глинистые минералы изучались в пелитовой фракции (менее 0,001 мм), выделенной из известняков. Химический состав этой фракции следующий:

Компоненты	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	SO ₃	H ₂ O	п.п.п.	Сумма
Из осерненных известняков	49.76	18.95	0.72	5.98	—	0.04	0.56	2.92	3.25	0.46	1.98	6.51	8.32	98.45
Из бессерных известняков	51.76	18.29	0.65	2.65	1.80	0.02	0.42	2.66	2.83	0.32	3.33	5.94	9.12	98.79

Показатели преломления глинистых чешуек: $n_g' = 1,568 - 1,570$; $n_p' = 1,555$. По совокупности результатов химических, оптических, термических и рентгеноструктурных определений глинистые минералы представлены в основном гидрослюдами, меньше монтмориллонитом [6].

Плагиоклаз встречается в виде таблитчатых зерен размером 0,03—0,15 мм, реже — угловатых сколков. В некоторых зернах наблюдаются полисинтетические двойники. Показатели преломления плагиоклаза: $n_g' = 1,545 - 1,553$; $n_p' = 1,538 - 1,540$, что соответствует альбит-олигоклазовому ряду.

Калишпат образует таблички размером 0,07—0,05 мм. В некоторых зернах наблюдается микроклиновое решетчатое строение. Показатели преломления: $n_g' = 1,529$; $n_p' = 1,524$.

Химический состав известняков

Компоненты	45*	Пересчет на бессерную породу	550*	419*	362*	147	47	310*	22	350	1350	3633/1	2 щ
SiO ₂	1,42	2,00	1,16	2,92	2,28	1,42	1,70	1,24	1,33	1,34	2,10	1,22	4,55
TiO ₂	0,04	0,06	0,01	0,04	0,04	0,05	0,07	Сл.	0,05	0,01	0,08	0,04	0,12
Al ₂ O ₃	1,65	2,32	0,43	1,42	0,16	0,45	0,23	0,42	0,38	0,76	0,63	0,39	1,06
Fe ₂ O ₃	0,37	0,49	0,49	0,44	0,30	0,13	0,17	0,25	0,25	0,64	0,17	0,16	0,63
FeO	—	—	—	—	0,24	—	0,12	0,16	—	—	0,28	0,14	0,37
CaO	36,90	52,00	37,35	38,22	52,60	53,55	52,62	53,48	52,68	52,48	49,99	53,36	46,15
MgO	0,68	0,95	0,97	1,03	0,86	0,68	0,70	0,65	0,58	1,86	1,19	0,52	1,59
MnO	0,04	0,06	0,04	0,02	0,53	0,08	0,19	0,25	0,34	0,65	1,70	0,66	1,92
BaO	0,20	0,29	0,10	0,16	0,14	0,14	0,22	0,10	0,57	не обн.	0,05	не обн.	не обн.
SrO	0,22	0,30	0,44	0,18	0,10	0,10	0,09	0,12	0,08	0,05	0,13	0,10	0,09
K ₂ O	0,14	0,18	0,10	0,18	0,33	0,11	0,23	0,06	0,12	0,20	0,30	0,05	0,38
Na ₂ O	0,14	0,18	0,02	0,16	0,01	—	0,30	не обн.	0,34	0,28	0,50	0,03	0,26
SO ₃	0,51	0,75	0,62	0,62	0,58	0,42	0,69	0,82	1,03	0,38	0,15	0,50	1,52
CO ₂	28,66	40,31	28,86	30,00	41,31	42,02	41,90	42,37	42,54	41,01	43,10	42,65	38,70
S	29,90	—	29,64	24,60	0,09	0,06	—	0,05	0,12	—	—	0,03	0,04
H ₂ O ⁺	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,52	1,40
H ₂ O ⁻	0,08	0,11	0,10	0,65	0,52	0,28	0,33	0,08	0,22	0,08	0,26	0,14	0,61
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,05	—
П.п.п.	—	—	—	—	0,27	—	—	0,68	—	—	—	—	—
Сумма	100,95	100,00	100,33	100,64	100,16	99,49	99,56	100,73	100,63	99,74	100,58	100,56	99,39
Н.О.	5,2	—	4,4	6,7	4,5	3,0	4,0	3,7	4,1	3,3	4,4	2,2	7,7

Примечание. Осерненные известняки: со всеми агрегатными разновидностями серы — обр. 45, 550, с тонкорассеянной серой — обр. 419; неосерненные известняки: покрывающие рудную залежь — обр. 362, 147 и 47, из линзы внутри рудной залежи — обр. 310, близ выклинивания рудной залежи — обр. 22; неосерненные афанитовые известняки: покрывающие рудную залежь — обр. 350, 1350, 3633/1, за контуром рудной залежи — обр. 2щ.

Звездочкой отмечены образцы, химические анализы которых выполнены в проблемной геохимической лаборатории Львовского университета, аналитики С. М. Цвик, О. А. Григорович, Л. А. Кулева; остальные анализы сделаны в лаборатории Одесского опытного завода ИОНХ АН УССР, аналитики Бекман и Лагутина.

Результаты анализов солянокислых вытяжек известняков

Компо- ненты	550*	511	186	362*	47*	310*	22*	1ш	350*	2ш	11ш	12— 14ш	15ш
CaO	36,87	41,55	35,75	51,50	52,14	53,46	52,46	50,09	51,00	45,81	43,85	46,90	47,60
MgO	0,57	0,47	0,50	0,75	0,65	0,65	0,58	0,44	1,90	1,54	1,21	1,51	0,87
FeO	0,12	0,20	0,14	0,24	0,12	0,16	—	—	—	0,37	—	—	—
MnO	0,04	0,07	0,04	0,30	0,19	0,20	0,32	0,20	0,57	1,91	1,79	2,27	1,19
SO ₃	0,70	0,51	0,41	0,30	0,35	0,43	0,73	0,22	0,36	0,17	0,34	0,22	0,42

Примечание. Осерненные известняки: со всеми агрегатными разновидностями серы — обр. 550, с тонкорассеянной серой — обр. 511 и 186; неосерненные известняки: покрывающие рудную залежь — обр. 362 и 47, из линзы внутри рудной залежи — обр. 310, близ выклиниваний рудной залежи — обр. 22, за пределами рудной залежи — 2ш; неосерненные афанитовые известняки: покрывающие рудную залежь — обр. 350, из маломощных прослоев за контуром рудной залежи — обр. 1ш, 12—14ш, 15ш. Звездочкой отмечены образцы, анализы которых выполнены в проблемной геохимической лаборатории Львовского университета, аналитик Л. А. Кулева, остальные анализы сделаны в лаборатории Одесского опытного завода ИОНХ АН УССР, аналитики Бекман, Пекарская.

Таблица 3

Минеральный состав известняков (в %)

Минералы	45	419	362	310	22
Кальцит	65,0	68,1	94,67	95,5	94,68
Сера	29,6	24,6	0,09	0,05	0,12
Гипс	0,50	0,44	0,74	0,85	1,00
Барит	0,30	0,24	0,21	0,15	0,86
Целестин	0,39	0,31	0,17	0,20	0,12
Кварц	0,26	—	0,35	0,35	0,30
Халцедон	0,26	0,33	0,03	0,01	0,03
Вулканическое стекло	0,26	—	0,01	Ед. зн.	Ед. зн.
Полевые шпаты	Ед. зн.	—	0,01	Ед. зн.	0,01
Глаукоцит	0,05	0,01	0,03	0,03	0,01
Гранат, циркон, рутил, пироксен, турмалин	0,01	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.
Слюды	0,02	Ед. зн.	—	—	—
Пирит	0,07	—	—	—	—
Гидроокислы железа	0,07	0,05	0,08	0,03	0,10
Глинистые минералы	3,80	5,84	3,61	2,83	2,77
	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Примечание. Осерненные известняки: со всеми агрегатными разновидностями серы — обр. 45, с тонкорассеянной серой — обр. 419; неосерненные известняки: покрывающие рудную залежь — обр. 362, из линзы внутри рудной залежи — обр. 310; близ выклинивания рудной залежи — обр. 22.

Вулканическое стекло представлено угловатыми осколками, обычно прозрачными, иногда волокнистыми. Размер зерен 0,05—0,08 мм. Показатели преломления ($1,518 \pm 0,001$) характеризуют кислый состав стекла. Мусковит образует бесцветные удлиненные чешуйки размером 0,15—0,20 мм. Показатель преломления $n_m = 1,590 \pm 0,002$.

Таблица 4

Химический состав вторичного кальция
из неосерненных известняков

Компоненты	309	77	177
SiO ₂	0,66	1,98	1,63
TiO ₂	—	—	0,04
Al ₂ O ₃	0,36	0,37	0,03
Fe ₂ O ₃	—	0,13	—
FeO	—	—	0,04
CaO	54,72	53,50	53,47
MgO	0,50	0,62	0,65
MnO	0,02	0,02	0,10
BaO	0,04	сл.	0,05
SrO	0,39	0,10	0,17
Na ₂ O	0,08	0,10	0,07
K ₂ O	—	—	0,10
CO ₂	42,56	41,8	42,57
SO ₃	0,69	0,72	0,74
H ₂ O ⁻	0,06	0,08	0,16
П.п.п.	—	—	—
Сумма	100,08	99,42	99,82
Н.о.	2,6	3,5	2,8

Примечание. Обр. 309 — кальций из полос, обр. 77 и 177 — натечный. Химические анализы обр. 309 и 77 произведены в проблемной геохимической лаборатории Львовского университета, аналитик Л. А. Кулева; обр. 177 — в лаборатории Одесского опытного завода ИОНХ АН УССР, аналитики Бекман, Лагутина.

Пироксен представлен зеленоватыми зернами размером 0,06—0,08 мм. Показатели преломления: $n_g' = 1,778 \pm 0,002$; $n_p' = 1,758 \pm 0,02$. По значению показателей преломления может быть отнесен к железистому авгиту.

Гранат — зерна изотропные, бесцветные и слабо окрашенные, с высоким рельефом, изометричные, величина их 0,05—0,07 мм.

Как показал гранулометрический анализ нерастворимого остатка осерненных известняков (табл. 6), основное место в нем занимает пелитовая фракция (<0,01 мм). Бессерные известняки отличаются повышенным содержанием псаммитового материала (фракция 0,1—1,0 мм). Подобный состав характерен для лагунных образований.

Результаты анализов солянокислых вытяжек
из вторичных кальцитов

Компо- ненты	309	77	950	951	952
CaO	54,35	53,95	16,27	19,50	11,85
MgO	0,50	0,62	0,28	0,27	0,18
FeO	—	—	—	—	—
MnO	0,05	0,05	0,01	0,02	0,01
SO ₃	0,70	0,71	2,19	1,29	1,08

Примечание. Кальцит из неосерненного известняка: из полос — обр. 309, натечный — обр. 77; из осерненного известняка: из полос — обр. 950, из гнезд — обр. 951, из прожилков — обр. 952. Анализы произведены в проблемной геохимической лаборатории Львовского университета, аналитик Л. А. Кулева.

Следует несколько подробнее остановиться на рассмотрении особенностей распределения стронция и бария в известняках Роздольского месторождения. Здесь минералом стронция является целестин, бария — барит. В осерненных известняках содержатся концентрированные скопления целестина и барита, в неосерненных известняках они встречаются значительно реже и во всех разновидностях известняков, а также в других породах образуют изоморфную примесь в кальцитах. Сочетание концентрированной и рассеянной форм локализации стронция и бария определяет особенности распределения этих элементов

Таблица 6

Гранулометрический состав (в %) нерастворимых остатков известняков

Фракции, мм	362	695	310	419
1,0 — 0,50	0,23	—	1,43	—
0,50 — 0,25	0,33	0,85	3,37	—
0,25 — 0,10	1,49	1,06	2,40	0,66
0,10 — 0,075	3,07	3,18	5,30	3,38
0,075 — 0,01	2,60	—	—	—
< 0,01	92,28	94,90	87,5	95,96
	100,00	100,00	100,00	100,00

Примечание. Неосерненный известняк: покрывающий рудную залежь — обр. 362 и 695, из линзы внутри рудной залежи — обр. 310; известняк с тонкорассеянной серой — обр. 419.

в месторождении. Концентрированные скопления целестина представлены согласными линзами и пластообразными залежами мощностью от 0,5 до 35 см, реже — гнездами, главным образом в нижней части осерненных известняков. Барит образует друзы и щетки в эпигенетических пустотах в верхней части осерненных известняков.

Прослеживается отчетливая дифференциация в концентрации стронция и бария по разновидностям известняков и по первичным и вторичным известняковым серным рудам (табл. 7). Наименьшая концентрация этих элементов в бессерных известняках и особенно за контуром месторождения. В осерненных известняках минимальное содержание стронция и бария фиксируется в первичных рудах, состоящих из первичной серы и пелитоморфного известняка; максимальная концентрация этих элементов характерна для вторичных руд, сложенных вторичными серой и кальцитом. В осерненных известняках, сложенных перемежающимися первичными и вторичными рудами, концентрация стронция и бария является средней между крайними значениями.

Таблица 7

Содержание стронция и бария в известняках, %

Разновидность известняков	SrO	BaO
Осерненные (известняковые серные руды)	$\frac{0,96 \div 0,05}{0,33}$	$\frac{4,67 \div 0,10}{0,30}$
Вторичные известняковые серные руды	$\frac{13,1 \div 0,02}{1,03}$	$\frac{16,8 \div 0,10}{0,68}$
Первичные известняковые серные руды	$\frac{0,22 \div 0,04}{0,17}$	$\frac{0,56 \div 0,01}{0,19}$
Неосерненные известняки, покрывающие рудную залежь	$\frac{0,17 \div 0,04}{0,08}$	$\frac{0,93}{0,10}$
Неосерненные известняки за контуром рудной залежи	$\frac{0,55 \div 0,01}{0,08}$	$\frac{0,10}{0,02}$

Примечание. Пределы максимальных и минимальных значений приведены в числителе, средние — в знаменателе. Для двух последних образцов минимальные содержания BaO не обнаружены. Определения выполнены в лаборатории Одесского опытного завода ИОНХ АН УССР.

Отмечается отчетливая зависимость концентрации целестина и барита в известняке от содержания вторичных кальцита и явнокристаллической серы, что может свидетельствовать об образовании этих минералов в результате одних и тех же эпигенетических процессов переотложения и перекристаллизации (водородный метаморфизм). Во вторичных рудах, состоящих только из водородных минералов — вторичных серы и кальцита, — содержание стронция и бария, связанных в целестине и барите, максимальное. В слабо затронутых процессами водородного метаморфизма первичных рудах, в которых содержание вторичных серы и кальцита незначительное, концентрация стронция и бария пониженная, приближающаяся к концентрации их в неосерненных известняках. Это свидетельствует о независимости процессов отложения первичной скрытокристаллической серы от эпигенетических процессов и эпигенетического минералообразования, представленного аутигенным рядом — вторичный кальцит, явнокристаллическая сера, целестин, барит и кварцин.

Для выяснения природы рассеянных в известняках стронция и бария нами проведены следующие работы. Путем химического анализа

на SrO и BaO исходных крупных (200—2000 г) проб известняков, удаления декарбонизацией изоморфной примеси стронция и бария, анализа на SrO и BaO нерастворимого остатка и соответствующих пересчетов установлено содержание стронция и бария, изоморфно входящих в кальцит. Приведенные в табл. 8 материалы показывают, что основная часть рассеянных в известняках стронция и бария изоморфно входит в кальцит*. Это особенно отчетливо выражено в покрывающих и законтурных бессерных известняках, слабо затронутых процессами гидрогенного метаморфизма. В известняках с первичной серой (первичные руды), также сравнительно мало испытавших гидрогенный метаморфизм, содержание изоморфных стронция и бария приближается к показателям в неосерненных известняках. В целом в осерненных известняках и особенно во вторичных рудах, интенсивно преобразованных гидрогенными процессами, доля изоморфного стронция и бария резко снижается вследствие широкого развития здесь эпигенетических гидрогенных целестина и барита.

Таблица 8

Содержание стронция и бария в изоморфной примеси в кальцитах известняков

Разновидности известняков	К-во проб	В исходной пробе (в %)		В изоморфной примеси в кальцитах			
		SrO	BaO	SrO		BaO	
				%	% к общему содержанию	%	% к общему содержанию
Осерненные известняки (известняковые серные руды)	5	0,35	0,28	0,22	63,0	0,07	25,0
Вторичные известняковые серные руды	3	1,05	0,68	0,36	33,2	0,07	10,3
Первичные известняковые серные руды	4	0,27	0,17	0,25	93,0	0,14	82,3
Неосерненные известняки, покрывающие рудную залежь	1	0,04	0,06	0,032	80,0	0,05	83,3
Неосерненные известняки за контуром рудной залежи	10	0,071	0,03	0,07	98,6	0,029	96,6

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории Одесского опытного завода ИОНХ АН УССР.

Таким образом, устанавливается, что рассеянные стронций и барий в известняках связаны с процессами седиментогенеза и не зависят от более поздних гидрогенных процессов, приведших к образованию парагенного ряда вторичных минералов — явнокристаллической серы, кальцита, целестина и барита, развитых в виде концентрированных скоплений в эпигенетических пустотах в осерненных известняках. Источником рассеянных стронция и бария в известняках явились выветривавшиеся породы области сноса, поставлявшие растворенные в незначительных концентрациях соединения этих элементов в область верхнетортонской лагунной седиментации, где стронций и барий изоморфно связывались в кальците карбонатов.

* Детальными микроскопическими и рентгеноструктурными исследованиями в известняках не установлен стронцианит, который мог бы при декарбонизации перейти в раствор.

Как показали анализы, существенных различий в распределении органического вещества и битумов в различных типах известняков не прослеживается. Содержание органического вещества в осерненных известняках колеблется от 0,013 до 0,280%; среднее 0,136%; в неосерненных известняках — от 0,085 до 0,350%, среднее 0,191%. Содержание восстановленного (хлороформенного) битума А колеблется от 0,019 до 0,059%, среднее 0,041%; связанного (спиртобензольного) битума С — от 0,018 до 0,125%, среднее 0,072%. Суммарное содержание битумов А+С для осерненных известняков варьирует от 0,044 до 0,155%, среднее — 0,09%; для бессерных известняков — от 0,029 до 0,184%, среднее 0,087%. Отношение битума С к битуму А в целом для известняков находится в пределах от 0,5 до 2,9, среднее 1,6. Степень битуминизации органического вещества находится в пределах 40—75%, среднее — 60%. По результатам спектрального анализа большого количества проб известняков сделана попытка установить особенности распределения в них элементов-примесей. Анализы проведены в одной лаборатории по единой методике (табл. 9).

Таблица 9

Распределение элементов — примесей в известняке

Элементы	Осерненные				Неосерненные			
	Количество определенных	Частота встречаемости (в %)	Содержание (в %)	Коэффициент вариации (в %)	Количество определенных	Частота встречаемости (в %)	Содержание (в %)	Коэффициент вариации (в %)
Be	115	7	Сл.	—	75	4	Сл.	—
Ga	115	11	0,0006	6	75	9	0,0007	8
Co	115	1	Сл.	—	75	3	Сл.	—
Cr	115	47	0,0023	20	75	7	0,0024	127
Cu	115	76	0,0016	363	75	100	0,0022	149
Mo	115	0	нет	—	75	—	не опр.	—
Ni	115	50	0,0007	4	75	48	0,0006	4
La	115	1	Сл.	—	75	0	не опр.	—
Pb	115	14	0,0007	73	75	11	0,0006	80
Y	115	20	0,0008	4	75	9	Сл.	—
Zr	115	19	0,0007	10	75	0	нет	—
Zn	115	0	нет	—	75	0	нет	—
Yb	115	3	Сл.	—	75	1	Сл.	—
J	115	0	нет	—	75	0	нет	—

Те элементы, которые определены химическими анализами, здесь опущены. Из двенадцати наиболее характерных элементов значение типоморфных по частоте встречаемости приобретают медь, никель, хром, свинец, ванадий и галлий. Наиболее широко распространена медь, причем наблюдается крайне высокая степень изменчивости ее содержания (коэффициенты вариации 363 и 149%), что может свидетельствовать о перераспределении меди в процессе диагенеза.

Изотопный состав углерода известняков. В последние годы в решении генетических проблем серных месторождений широко применяется изотопный анализ углерода. Работами ряда исследователей [3, 4, 9] установлено, что известняки серных месторождений обогащены легким изотопом углерода (по А. П. Виноградову [4], σC^{13} от $-3,8$ до $-6,7$, по Г. П. Мамчуру [9] σC^{13} от $-2,5$ до $-6,6$)

по сравнению с типичными морскими известняками (σC^{13} от +0,5 до -0,6). Это дало повод некоторым исследователям [4, 9] считать, что известняк и сера образовались одновременно путем микробиологического восстановления уже сформировавшихся пластов гипса.

Наши данные показывают, что осерненные и обычные бессерные известняки в одинаковой мере обогащены легким изотопом углерода, а афанитовые известняки обогащены тяжелым изотопом углерода и по изотопным соотношениям приближаются к морским известнякам (табл. 10) *. Хотя вторичный кальцит наиболее обогащен легким изотопом углерода, тем не менее нет оснований считать облегченность углерода известняков следствием вторичной кальцитизации, как утверждает Д. П. Бобровник [3], хотя этот вопрос заслуживает дальнейшего исследования. Большой разброс значений σC^{13} в известняках не может быть следствием переменного содержания в них глин с примесью морского карбона, как об этом пишет Г. П. Мамчур [9], ибо содержание глинистого материала в известняках невелико и довольно постоянно (табл. 3).

Таблица 10

Изотопный состав углерода из карбонатов

Породы	Кол-во определений	σC^{13} , ‰
Осерненные известняки	15	$-3,6 \div -5,6$ -5,0
Неосерненные известняки в контуре месторождения	26	$-1,1 \div -5,3$ -4,0
То же за контуром месторождения	15	$-4,2 \div -5,3$ -4,8
Афанитовые известняки	11	$-0,8 \div -1,9$ -1,4
Вторичные кальциты	6	$-4,4 \div -5,5$ -5,1
Покрывающие глины	11	$-0,2 \div -1,6$ -0,8

Примечание: В числителе — пределы значений, в знаменателе — среднее. Определения произведены в проблемной геохимической лаборатории Львовского университета.

Особое внимание привлекают афанитовые неосерненные известняки приближающиеся по содержанию σC^{13} к морским известнякам и карбонатам покрывающих глин, которые безусловно относятся к морским образованиям (табл. 10). Эти обстоятельства, а также положение в разрезе и своеобразии химического состава афанитовых известняков (обогащенность магнием и марганцем) дают основание отнести их к морским хемогенным образованиям, возникшим в прибрежной части

* Поскольку осерненные и бессерные известняки подвергнуты значительной вторичной кальцитизации, цифры табл. 10 отражают суммарный изотопный состав углерода известняков и вторичных кальцитов.

и в мелких заливах тортонских лагун, где, по-видимому, не было сероводородного заражения.

В заключение следует отметить, что облегченный, биогенный изотопный состав известняков (неафанитовых) Роздольского месторождения проще и доказательнее можно объяснить сингенетической гипотезой, выдвинутой М. В. Ивановым [7], чем эпигенетической гипотезой микробиологического восстановления залежей гипса [4], тем более, что последняя противоречит многим геологическим фактам (положение, морфология, строение, характер контактов и выклинивания известняков, текстуры, особенности распределения первичной серы и т. п.). По М. В. Иванову, известняк и сера являются парагенными образованиями, возникшими одновременно с осадконакоплением в донных осадках тортонских лагун в процессе микробиологического разложения сульфатных соединений. Сера образовалась за счет выделившегося при этом процессе сероводорода, а биогенный «облегченный» известняк — за счет освобожденного иона кальция и углекислоты, возникшей при микробиологическом окислении органики. Эта гипотеза объясняет и необычный для морских образований изотопный состав углерода известняков и все описанные выше особенности размещения и строения месторождения, присущие осадочным морским образованиям.

Физические свойства известняков. Приведенные ниже данные характеризуют не первичные пористость и проницаемость известняков, т. к. они существенно преобразованы процессами гидрогенного метаморфизма: перекристаллизация, вторичная кальцитизация, переотложение и перекристаллизация серы, окисление и выщелачивание.

Известняки	Пористость, %	Объемная масса	Проницае- мость, мд
Осерненные	$0,94 \div 2,78$	$2,28 \div 2,47$	0,1
	2,84	2,34	
С первичной тонкорассеянной серой	$2,2 \div 8,56$	$2,20 \div 2,44$	0,1
	5,64	2,30	
С первичной скрытокристаллической серой	$1,55 \div 8,46$	$2,04 \div 2,29$	Не опр.
	4,0	2,1	
Неосерненные	$1,47 \div 4,83$	$2,39 \div 2,69$	0,1
	2,9	2,54	
Афанитовые неосерненные	1,97	2,56	0,1

В современном виде известняки отличаются низкой пористостью и практически непроницаемы. Наименьшая пористость наблюдается у афанитовых известняков, что еще раз подчеркивает их принадлежность к особой фациальной разновидности, наибольшая пористость у известняков с первичной серой. Возможно, это явление связано с тем, что известняки с первичной серой меньше кальцитизированы, чем известняки с вторичной серой и бессерные. В общем пористость осерненных и неосерненных известняков одинакова.

ВЫВОДЫ

1. Осерненные и обычные (неафанитовые) бессерные известняки близки по минеральному и химическому составу, по составу минеральных примесей, по геохимическим чертам, по изотопному составу углерода, структурам и текстурам, физическим свойствам, что позволяет сделать вывод об общности условий их образования.

2. Осерненные и бессерные (неафанитовые) известняки по условиям залегания, морфологии и строению залежей, структурным и текстурным особенностям, характеру распределения первичной серы могут быть отнесены к лагунным образованиям, возникшим одновременно с осадконакоплением путем микробиологического разложения сульфатных соединений в донных илах, чем и объясняется необычный для морских образований «облегченный» изотопный состав углерода.

3. Афанитовые известняки по соотношению изотопов углерода, положению в разрезе и особенностям химического состава и структур могут быть отнесены к морским хемогенным образованиям мелких заливов и прибрежных частей лагун.

4. Отсутствие серы в неосерненных известняках нельзя объяснить особенностями их химического и минерального состава, структур и физических свойств, так как все эти показатели одинаковы или близки для осерненных и неосерненных известняков.

5. Проявления вторичной кальцитизации в осерненных и неосерненных известняках аналогичны, что говорит об общности процессов кальцитизации в них и о более широком развитии этих процессов, чем процессов сероотложения, в том числе первичного, что, в свою очередь, может свидетельствовать об обособленности этих процессов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексенко И. И. Сера Предкарпатья. М., «Недра», 1967.
2. Бобровник Д. П. К вопросу о генезисе надгипсовых сернистых известняков Прикарпатья. — Вестник Львов. ун-та, серия геол., вып. 2, 1964.
3. Бобровник Д. П. О надгипсовом (ратинском) известняке юго-западной окраины Русской платформы. — В кн.: Геология и геохимия серных месторождений. К., «Наукова думка», 1966.
4. Виноградов А. П., Гриненко В. А., Устинов В. И. Происхождение Предкарпатских серных месторождений по изотопному составу S^{32}/S^{34} и C^{12}/C^{13} . — «Геохимия», 1961, № 10.
5. Даченко Н. М. Вещественный состав и условия образования продуктов окисления серных руд Роздольского месторождения. — «Минерал. сборник Львов. геол. о-ва», 1963, № 17.
6. Даченко Н. М. К литологии глин Роздольского месторождения. — В сб.: Вопросы литологии и петрографии. Кн. I. Изд-во Львов. ун-та, 1969.
7. Иванов М. В. Роль микробиологических процессов в генезисе месторождений серы. М., «Наука», 1964.
8. Колтун В. И. О генезисе серных месторождений Предкарпатья по литологическим данным. — «Геология и геохимия серных месторождений Предкарпатья». К., АН УССР, 1966.
9. Мамчур Г. П., Лазаренко Е. К. Вопросы генезиса серных месторождений в связи с изучением изотопного состава серы и углерода. — «Минерал. сборник Львов. ун-та», 1968, № 22, вып. 4.
10. Соколов А. С. О генезисе месторождений самородной серы. — «Литология и полезные ископаемые», 1965, № 2.
11. Трухачева А. Г. К литологии серных руд Роздольского месторождения. — Труды ГИГХСА, вып. 2, 1955.

Lithology and origin of limestones from Rozdol sulphur deposit

N. M. DACENKO, B. V. MERLICH

Summary

As a result of chemical and mineral composition studies of limestones from the Rozdol deposit some conclusions had been made about their classification and origin.

К литологии меловых и палеогеновых отложений Северного склона и водораздельной части Восточных Карпат

Ф. П. ТЕМНЮК

УДК 552.5:551.781

Детальное изучение меловых и палеогеновых отложений позволило выделить в северной части Восточных Карпат несколько типов разрезов, отличающихся друг от друга литологическими особенностями и взаимоотношениями слагающих их свит [7].

Фундамент Восточных Карпат до сих пор слабо изучен. Судя по аналогии с разрезами Мармарошского массива, Силезских Карпат, Келецко-Сандомирского кряжа и Добруджи, а также по составу галек из флиша конгломератов, слагают фундамент породы докембрийского, кембрийского, силурийского и мезозойского возраста [4]. Меловой и палеогеновый флиш непосредственно подстилается юрскими отложениями. Очевидно, титонское море покрывало территорию всей карпатской геосинклинали.

Флишевая формация северо-западной части Украинских Карпат начинается отложениями спасской свиты, которая делится на три подсвиты: яблонскую (черные аргиллиты с прослоями мелкозернистых песчаников и линзами сферосидеритов), тершовскую (массивнослоистые желтовато-серые и слабо сцементированные песчаники), янковскую (черные аргиллиты с прослоями тонкослоистых песчаников и мергелей). Из пород яблонской подсвиты издавна известна барремская фауна моллюсков [8]. Спасская свита перекрывается отложениями головнинской свиты, которая, как и спасская, выходит на дневную поверхность только в районах Добромиля, Старого Самбора и Борислава. В разрезах свиты основное место занимают мергели, известняки и аргиллиты.

Спасская свита, очевидно, охватывает баррем, апт и низы альба; это подтверждается тем, что в основании свиты Б. Кокошинской был найден белемнит *Neohibolites minimus* List. [8].

Стрыйская свита представлена преимущественно ритмично чередующимися голубовато-серыми очень плотными, с кальцитовыми прожилками, разномзернистыми песчаниками, а также серыми, темно-серыми и зеленовато-серыми аргиллитами. Она делится на: нижне-, средне- и верхнестрыйскую подсвиты. Нижнестрыйская подсвита отличается от среднестрыйской наличием толстослоистых и массивнослоистых голубовато-серых песчаников. В добромильском типе разреза песчаники нередко замещаются гравелитами и конгломератами. Среднестрыйская подсвита представлена серым песчано-глинистым флишем. В добромильском типе разрезов она состоит из серых известняков и фукоидных мергелей. Верхняя часть подсвиты хорошо охарактеризована фауной

моллюсков (слои из Лещин польских геологов). В советской геологической литературе за этой частью разреза долгое время сохранялось наименование, данное П. И. Калугиным, — лещинский горизонт. Верхнестрыйская подсвета сложена ритмично переслаивающимися скорлуповатыми известковистыми песчаниками с прожилками кальцита и зеленовато-серыми известковистыми аргиллитами. В сколевском, бориславском и добромилльском типах в ритмичном флише верхнестрыйской подсветы нередки пачки массивно- и толстослоистых ямненскоподобных песчаников.

Возраст отдельных подсвет стрыйской свиты до настоящего времени окончательно не установлен. Очевидно, из пород нижнестрыйской свиты исследователи приводят сеноманские, туронские и нижнесенонские виды моллюсков: *Ostrea carinata* Lamск., *Ostrea incurva* Nils. и др. Верхняя часть среднестрыйской подсветы охарактеризована кампан-маастрихтской фауной моллюсков [9]. Следовательно, нижнестрыйская подсвета по возрасту, скорее всего, охватывает верхи сеномана, турон и низы сенона. Среднестрыйская относится к верхнему сенону.

И, наконец, датский возраст верхнестрыйской подсветы устанавливается по скудной фауне мелких фораминифер.

Палеогеновые отложения северного склона и водораздельной части Украинских Карпат четко отделяются от меловых по подошве яремчанского горизонта, в котором найден палеоценовый *Nummulites solitarius* de la Harre [5].

В бориславском и сколевском типах разрезов палеоцен представлен ямненской свитой, которая сложена грубо- и массивнослоистыми желтовато-серыми разнородными песчаниками. Нередко встречаются прослойки и линзы гравелитов и конгломератов. Палеоценовый возраст свиты в настоящее время не вызывает сомнения, благодаря находке в яремчанском горизонте *Nummulites solitarius* de la Harre и нижнеэоценовых *Nummulites planulatus* Lamск., *N. bolcensis* Mup.-Chalm. в вышележащей манявской свите. В горганском, верецком и подпольевском типах разрезов фациальным аналогом ямненской является лютская свита, сложенная серыми грубо- и массивнослоистыми песчаниками с тонкими прослоями аргиллитов. Фаунистически лютская свита охарактеризована лишь песчанистыми фораминиферами, аналогичными фораминиферам ямненской свиты. В добромилльском типе ямненской свиты по возрасту соответствуют пестроцветные аргиллиты с прослоями алевролитов и мелкозернистых песчаников.

Эоценовые отложения северо-западной части Украинских Карпат отличаются от меловых и палеоценовых более значительной литолого-фациальной изменчивостью. В зависимости от литолого-фациальных особенностей эоценовый флиш рассматриваемой территории в одних разрезах делится на три свиты (сколевский и горганский типы разрезов), в других — на две (бориславский тип), а в третьих — вообще не расчленяется (добротмилльский тип).

В сколевском типе (принятом за эталонный) выделяются три свиты: манявская, выгодская и быстрицкая. Манявская представлена тонкоритмичным флишем, сложенным переслаивающимися зеленовато-серыми алевролитами, песчаниками и зелеными аргиллитами. Нижнеэоценовый возраст свиты хорошо обоснован найденными нуммулитами [2]: *Nummulites planulatus* Lamск., *N. globulus* Leum. и другими, а также и мелкими фораминиферами.

В горганском и подполозьевском типах манявская свита сложена тонкоритмичным флишем, представленным тонкопереслаивающимися черными аргиллитами и темно-серыми известковистыми слюдястыми тонкослоистыми песчаниками. Эту толщу одни исследователи относили к олигоцену (Львовская геологопоисковая контора, 1953), другие — к палеоцену (Экспедиция МГРИ, 1949). Нами по потоку Петровец в этой толще найден нижнеэоценовый *Nummulites planulatus* Lamck [7].

Отложения манявской свиты в сколевском типе перекрываются породами выгодской свиты, обычно представленной в основном массивно- и грубослоистыми сахаровидными светло-серыми песчаниками. В районе с. Пасечной выгодская свита представлена так называемыми пасечнянскими слоями, а в Покутско-Буковинских Карпатах — буковинскими слоями. Из нижней части выгодской свиты повсеместно известны *Nummulites planulatus* Lamck., *N. partschi* de la Harpe и др., а из верхней — *Nummulites gallensis* Hejm, *N. laevigatus* Brüg, *N. marchisoni* Brüg, *N. distans* Desh. и др.

Нижне- и среднеэоценовый возраст выгодской свиты подтверждает также фауной моллюсков и мелких фораминифер.

В горганском и подполозьевском типах возрастным аналогом выгодской свиты являются отложения горганской свиты, представленные массивнослоистыми песчаниками, чередующимися с ритмичными пачками тонкослоистых темно-серых песчаников и черных аргиллитов.

В бориславском типе выгодская свита не выделяется. По возрасту ей соответствует ритмичный зеленый флиш, литологически подобный манявской свите. Этот разрез выделяется как тысьменицкая свита, перекрытая попельской свитой. В добромильском типе всю эоценовую толщу слагают тонкоритмичные пестроцветные породы, переслаивающиеся с пачками ритмичного чередования зеленовато-серого флиша.

Верхнеэоценовые отложения в Украинских Карпатах представлены породами быстрицкой свиты, которые фациально чрезвычайно изменчивы. В сколевском и бориславском типах разрезов быстрицкую свиту фациально замещает попельская свита, сложенная коричневатой и зеленовато-серыми мергелистыми алевролитами и песчаниками, приобретающими при выветривании пепельно-серый цвет. В попельских слоях нередко прослой экзотических валунно-галечниковых конгломератов, а также отдельные валуны и гальки. Экзотический материал чаще всего представлен штрамбергскими юрскими известняками. Верхнеэоценовый возраст быстрицкой свиты четко устанавливается по фауне нуммулитов и моллюсков. Из попельских слоев известны следующие верхнеэоценовые моллюски: *Lucina saxorum* Lamck, *Carrita* cf. *hortensis* Vin. de Regny, *Variamussium fallax* Kor. var. *dregeri* Kor., *Ostrea plicata* (Sol.) и др. В возрастном аналоге быстрицкой свиты, в окрестности с. Ясиня, К. Л. Хлопонин нашел верхнеэоценовые нуммулиты: *Nummulites chavanesi* de la Harpe, *N. fabiani* Prev. и др.

В подполозьевском типе верхний эоцен сложен пачками ярко зеленых и кирпично-красных аргиллитов и серых песчаников, переслаивающихся с черными и зеленовато-серыми аргиллитами.

Разрез эоцена по всей территории северного склона Украинских Карпат заканчивается отложениями глобигеринового горизонта, перекрытого шешорским горизонтом, который по литологическому составу очень близкий к породам менилитовой серии.

Олигоценый этап осадконакопления на всей территории Восточных Карпат начинается с отложений шешорского и нижнего кремне-

вого («роговикового») горизонтов, последний из которых во всех без исключения разрезах непосредственно перекрывается черными менилитовыми сланцами. Однако вышележащая толща в разных типах разрезов часто представлена существенно отличающимися породами.

В северных скибах отложения олигоцена представлены менилитовой и поляницкой свитами. Менилитовая делится на три подсвиты: нижнеменилитовую, лопянецкую (среднеменилитовую) и верхнеменилитовую. В Розлучской, Ужок-Дуклянской, Кросненской и южных скибах Скибовой зоны отложения менилитовой свиты по направлению к югу постепенно замещаются кросненскими породами.

Возраст менилитовых слоев с давних пор оживленно обсуждался в геологической литературе. Некоторые польские исследователи до настоящего времени причисляют к эоцену не только нижнеменилитовые сланцы, но и нижнекросненские слои. Нижнеменилитовая подсвита все же должна быть отнесена к нижнему олигоцену, так как в ее породах найдены нижнеолигоценовые виды рыб [3]. О нижнеолигоценовом ее возрасте свидетельствуют также нуммулиты, о находках которых сообщают Г. И. Немков и К. Л. Хлопонин [6].

Нижне- и частично среднеолигоценовый возраст лопянецкой подсвиты прекрасно обоснован фауной моллюсков. Верхнеменилитовая подсвита условно отнесена к среднему олигоцену, а поляницкая — к верхнему, на основании бедной фауны мелких фораминифер. Хотя в последнее время стратиграфы все настойчивее утверждают, что ее следует считать миоценовой.

В южных скибах Скибовой зоны в Розлучской и в Кросненской зонах верхам нижнеменилитовой подсвиты соответствуют низы переходных слоев с нуммулитами: *Nummulites vascus* Jolly et Leym., *N. intermedia* Agsch. и др., лопянецкой подсвите отвечают верхняя часть переходных слоев и нижняя часть нижнекросненской подсвиты. Верхнеменилитовой подсвите по возрасту соответствует, очевидно, верхняя часть нижнекросненской подсвиты и вся среднекросненская подсвита. Отложениям нижнего разреза поляницкой свиты отвечает верхнекросненская подсвита.

В верецком и подполозьевском типах разрезов олигоценовые отложения литологически резко отличаются от пород других типов. Обычно здесь над нижним кремневым горизонтом залегает лишь 5—10 м пачка типичных менилитовых пород, которые перекрываются толщей ритмично чередующихся мелкозернистых, скорлуповатых темно-серых песчаников и черных известковистых аргиллитов с богатой нижнеолигоценовой фауной моллюсков.

Нижнеолигоценовые отложения верецкого и подполозьевского типов разрезов выделяют в самостоятельную стратиграфическую единицу под наименованием ужокская свита, которую перекрывает толща, сложенная ритмично переслаивающимися мелкозернистыми серыми песчаниками, а также черными и серыми аргиллитами. Скудная фауна мелких фораминифер (*Cibicides lopjanicus* Mjatl. *Elphidium karpaticum* Mjatl. и др.) позволяет уверенно сопоставлять ее с лопянецкой подсвитой.

Карпатская интрагеосинклиналь заложилась еще в триасе. В конце верхнеюрской эпохи в карпатском бассейне возникла узкая полоса поднятий, которая разделила его на две части: южную и северную. Очевидно, это поднятие по своему положению совпадало с положением Раховско-Мармарошско-Пиенинской зон. К северу от поднятия в на-

чале мелового периода заложились флишевый трог, обрамленный с севера и юга поднятиями. С севера трог был ограничен герцинской грядой, которая, вероятно, протягивалась от Келецко-Сандомирского кряжа по направлению к Добрудже. С юга флишевый трог ограничивался кордильерой. Отделившаяся в конце верхнеюрской эпохи северная часть карпатского бассейна, непрерывно прогибаясь на всем протяжении мела и палеогена, заполнялась терригенным материалом, который поступал как с севера, так и с юга. Нет сомнения, что кроме указанных краевых гряд, терригенный материал поставляли также кордильеры и группы островов, располагавшиеся внутри карпатского флишевого бассейна. Однако основными поставщиками обломочного материала, очевидно, были все же с севера гряда герцинид, а с юга — вышеотмеченная кордильера.

Флишевая формация в Восточных Карпатах начинается мощной нижнемеловой толщей черных песчано-глинистых пород альпийского типа с моллюсковой фауной [1].

Анализ фауны моллюсков показывает, что нижнемеловой бассейн был открытым и имел непосредственное соединение с альпийским нижнемеловым бассейном.

На границе верхнего и нижнего мела происходят некоторые существенные изменения в условиях осадконакопления. Черный нижнемеловой флиш сменяется тонкоритмичным известняково-мергельным флишем головнинской серии, в основании которого прослеживается пестроцветный горизонт. Присутствие среди пород головнинской серии радиоляритов свидетельствует о более глубоководном характере бассейна.

На всем протяжении верхнемеловой эпохи в северо-западной части Восточных Карпат накапливались песчано-глинистые осадки стрыйской серии. Наличие большого количества грубообломочных пород среди отложений этой серии свидетельствует о непрерывном поднятии и омоложении краевых и внутренних кордильер. Огромная мощность верхнемелового флиша и четко выраженная ритмичность указывает на то, что дно бассейна на фоне прерывистых пульсирующих вертикальных движений непрерывно интенсивно прогибалось. В палеогене процесс осадконакопления проходил более дифференцированно, вследствие чего палеогеновый флиш от мелового отличается большей литолого-фациальной пестротой. В палеоценовую эпоху северная кордильера, интенсивно поднимаясь, размывалась и поставляла в бассейн огромное количество терригенного материала, в результате чего в Скифовой зоне отложилась мощная толща крупнозернистых песчаников и конгломератов ямненской свиты. Юго-западнее Борислава в бассейн кластический материал, очевидно, почти не поступал, вследствие чего, в отличие от других разрезов, палеоцен здесь представлен пестрыми глинистыми породами. Южная кордильера, интенсивно размываясь, давала обломочный материал для накопления грубого песчано-глинистого флиша лютской свиты.

В эоценовую эпоху общие очертания флишевого бассейна оставались те же, что и в палеоцене. Однако рельеф обрамляющих трог кордильер был, по-видимому, значительно менее расчлененным, и потому осадки эоцена более тонкозернистые, не обогащенные грубообломочным материалом. Лишь в конце нижнего и в среднем эоцене северная гряда временно омолаживается и ее интенсивный размыв приводит к формированию толщи выгодских песчаников. Грубый флиш довшин-

ской свиты, очевидно, формировался за счет размыва кордильеры, расположенной внутри флишевого бассейна.

По температурному режиму эоценовый карпатский бассейн был тепловодным. На это указывает присутствие в эоценовых породах большого количества нуммулитов и орбитоидов. О расцвете органической жизни в рассматриваемом бассейне свидетельствует огромное количество органического вещества в черных породах голятинской и горганской свит.

На границе эоцена и олигоцена в Восточных Карпатах палеогеографические условия резко изменяются. На смену известковым породам верхнего эоцена приходят кремнистые менилитовые породы с «роговиковым» горизонтом в основании. Очевидно, кремнистые разности отлагаются в нижнеолигоценовом бассейне в связи с поступлением большого количества кремния за счет вулканических процессов. При некотором похолодании, которое было вызвано соединением карпатского бассейна с северными бассейнами, в его водах начали расцветать организмы, строящие кремнистый скелет (диатомеи, радиолярии и др.). Кстати, исследования последних лет подтверждают массовое присутствие в породах олигоцена панцырей диатомовых водорослей. Эти же организмы обусловили обогащенность олигоценовых отложений (менилитовых сланцев) органическим веществом.

Флишевый трог, вероятно, почти на всем протяжении олигоцена, исключая только самую раннюю стадию, был разделен на две части подводной кордильерой, временами выступающей над уровнем моря. Только наличием такого подводного барьера можно объяснить резкое отличие олигоценовых осадков северной и южной части бассейна. Кордильеры, обрамляющие флишевый трог с юга и севера, а также внутренние острова, временами интенсивно поднимались и размывались. Об этом свидетельствуют грубообломочные породы лопянецкой и нижнекросненской подсвит и кливские песчаники в нижнеменилитовой подсвите.

В конце олигоцена карпатский бассейн, видимо, распался на ряд крупных осолоняющихся лагун. Об этом свидетельствует загипсованность пород верхней части поляницкой свиты и верхнекросненской подсвиты. На границе олигоцена и миоцена карпатская геосинклиналь замыкается и на ее месте начинает формироваться карпатская складчатая область, ограниченная с севера Предкарпатским краевым, а с юга — Закарпатским внутренним прогибами, выполненными неогеновыми молассами.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вялов О. С. Палеогеновый флиш северного склона Карпат. М., Изд-во АН УССР, 1961.
2. Голев Б. Т. Стратиграфия палеогена северного склона Карпат по фауне нуммулитов. Изд-во Львов. ун-та, 1954.
3. Данильченко П. Г., Рождественский А. К. Находка рыб в менилитовой свите Восточного Предкарпатья. «Природа», № 8, 1949.
4. Калугин П. И. Развитие карпатского флишевого бассейна в меловом периоде. — Труды совещ. по тект. альп. геосинк. обл. юга СССР. Баку, Изд-во АН АзССР, 1956.
5. Кульчицкий Я. О. Стратиграфия меловых и палеогеновых отложений юго-восточной части Восточных Карпат. — В сб.: Геол. строение и нефтегазоносн. зап. и южн. обл. Украины. К., Изд-во АН УССР, 1959.
6. Немков Г. И., Хлопонин К. Л. О возрасте нижнеменилитовой свиты Восточных Карпат. ДАН СССР, 1955, № 5.

7. Темнюк Ф. П. Літолого-фаціальні типи флішових відкладів в північно-західній частині північного схилу Українських Карпат. — ДАН УРСР, 1962, № 2.
8. K o k o s z y n s k a B. Stratygrafia dolnej kredy Północnych Karpat fliszowych. Prace Inst. Geol., t. IV, 1949.
9. Wisniewski T. O faunie lupków i wieku piaskowca brylowego. Rozp. Ak. Um., Wyd. mat.-przyr. t. XLVI, 1906.

On the lithology of Cretaceous and Paleogene Deposits of the North Slope and Eastern Carpathians watershed part

F P TEMNYUK

Summary

This article speaks about the problem of geological construction of northern slope of the north-west part of the Ukrainian Carpatians. The stratigraphic units, which are synchronal in time but are introduced by distinctive lithological varieties (facies) are distinguished.

Литологическая характеристика и коллекторские свойства карбонатно-глинисто-кремнистых пород Джанкойской структуры (Крым)

А. А. САВИЦЫНА, Л. Н. СТОЛЯР

УДК 552.54(477.9)

В районе г. Джанкоя, впервые в Крыму вскрыты своеобразные смешанные карбонатно-глинисто-кремнистые породы альбского возраста. Эти породы образуют пачку мощностью более 300 м, подстилаются аргиллитами с прослоями туффитов и перекрываются вулканическими обломочными породами, переслаивающимися с кремнистыми мергелями. Возраст подстилающих и покрывающих пород также альбский.

Карбонатно-глинисто-кремнистые породы характеризуются горизонтальной линзовидно-слоистой текстурой, обусловленной неравномерным распределением карбонатного, кремнистого, глинистого, алевроитового, песчаного и битуминозного материала, а также глауконита и пирита, с чем, в свою очередь, связана и их неравномерная окраска — от светло-серой, иногда с зеленоватым оттенком, до темно-серой. Текстуры пород связаны (по данным Е. А. Соколовой и И. В. Шумихиной [2]) с диагенетическим перераспределением исходного материала и названы седиментационно-диагенетическими текстурами. Они предопределены первичной седиментационной послойной дифференциацией веществ.

Основная масса смешанных пород состоит из тонкодисперсной смеси известково-глинисто-кремнистого вещества с примесью органического и терригенного материалов. Состав их очень изменчив. Так, содержание CaCO_3 колеблется от 1,5—2 до 20%, изредка в пределах 30—50% и выше, кремнезема (некластического) — от 24 до 32%, глинистого материала — от 32 до 44%. Содержание терригенного материала изменяется от 5 до 25%, достигая в некоторых линзах и микропрослоях 50—70%.

Терригенная примесь представлена в основном угловатыми, реже угловато-окатанными зернами кварца крупноалевритовой и мелкопесчаной фракций, подчиненным количеством полевых шпатов (кислые плагиоклазы и микроклины), чешуйками серицита и биотита. Изредка отмечается послойное скопление вулканокластического материала (кристаллокласты и обломки среднего плагиоклаза, обломки андезита).

Органогенный материал характеризуется плохой сохранностью и принадлежит спикулам губок, реже фораминиферам и обломкам призматического слоя иноцерамов. Постоянно отмечаются светло-зеленые зерна глауконита округлой, почковидной и неправильной формы размером от 0,5 до 0,15 мм. Количество глауконита колеблется в пределах 1,0—10,0% состава породы. В отдельных прослоях обильны выделения

пирита: идиоморфные мелкие кристаллы (0,05—0,1 мм), неправильные зерна и их гнездообразные скопления.

Согласно классификации Г. Н. Теодоровича [3], эти породы ближе всего стоят к алевритистым кремнистым мергелям либо кремнеаргиллитам известковистым, содержащим линзы и прослойки спонголитов, опок, гёзов, спонгиевых известняков, халцедонолитов, алевролитов, изредка песчаников и туффитов.

Спонголиты образуют тонкие (от 1 до 30 мм) линзы и прослойки, а иногда конкреции в карбонатно-глинисто-кремнистых породах и сложены из многочисленных спикул кремнистых губок, замещенных и цементированных халцедоном, иногда с примесью глинистого и карбонатного материала. Нередко спикулы губок и цементирующий их материал замещены разнозернистым, реже мелкозернистым кальцитом, образуя пятна, линзы и прослойки вторичного спонгиевого известняка разно- и мелкозернистой структур.

Алевролиты, помимо тонких линз и прослоев, нередко образуют прослойки значительной мощности среди карбонатно-глинисто-кремнистых пород. По составу кластической части они подразделяются на кварцевые и олигомиктовые разности, характеризующиеся алевритовой, псаммоалевритовой структурой и линзовидно-слоистой текстурой. Текстурные особенности пород обусловлены крайне неравномерным распределением обломочного материала и цемента. Реже отмечаются конкреционно-слоистые структуры. Конкреции округлые или овальные с резкими ограничениями, разобцены между собой. Состав конкреций соответствует спонголиту, часто преобразованному во вторичный известняк.

Обломочный материал алевролитов состоит из зерен песчано-алевритовой размерности при явном преобладании алевритовой. Редко отмечается гравийная примесь пирокластического происхождения. Кластический материал представлен кварцем (80—95%), полевыми шпатами (3—5%), слюдой (до 5%), обломками карбонатных, кремнистых и эффузивных пород (до 5%). Обилен органический материал. Минеральный состав тяжелой фракции характеризуется высоким содержанием циркона (24,6%), граната (20%), рутила (12,9%), турмалина (4,7%), барита (6,3%), из непрозрачных минералов отмечаются пирит, ильменит, лейкоксен, окислы железа. Цемент обычно порово-базального и базального типов смешанного глинисто-карбонатного, карбонатно-глинисто-кремнистого и кремнисто-глинистого состава. Встречаются пятна вторичного кальцита пойкилитового строения и кварцевый цемент разрастания (регенерационный).

Песчаники встречаются очень редко и отличаются от алевролитов только алевропсаммитовой структурой.

Туффиты кристаллокластические и литокристаллокластические, андезитовые, псаммитовой структуры, массивной текстуры. Визуально они не отличаются от песчаников.

Во всех разновидностях пород наблюдаются микростилолиты, выполненные темно-бурым, почти черным, глинисто-битуминозным материалом. Они располагаются в основном параллельно наслоению, реже диагонально или почти вертикально.

В исследуемых породах широко проявлены процессы вторичного преобразования, особенно окремнение, кальцитизация, раскристаллизация, перекристаллизация, меньше — процессы растворения и стилолитизации.

Для описываемой группы пород характерно наличие большого количества седиментационного кремнезема, который вследствие раскристаллизации часто наблюдается в виде мелкоагрегатного и радиального халцедона. Отмечается также вторичный, переотложенный халцедон. Он образует гнездовидные и линзовидные стяжения неправильной, часто лапчатой формы и выполняет поровые участки и ядра фораминифер. Вторичное окремнение развито меньше первичной кремнистости, хотя встречается часто и во всех выделенных типах пород.

Значительно развиты в породах также процессы перекристаллизации и кальцитизации, но интенсивность их проявления в различных участках и прослоях неодинакова: встречаются все переходы от слабо карбонатизированных прослоев до целиком замещенных вторичным кальцитом.

Перекристаллизация, как правило, проявилась прежде всего в седиментационном микрозернистом кальците в стадию диагенеза. В результате этого процесса на фоне микрозернистой массы образовались укрупненные зерна кальцита различной формы и величины, а также гнезда, сложенные агрегатом разнозернистого кальцита. Реже перекристаллизованный кальцит образует цемент в местах скопления терригенной примеси и фауны.

Интенсивно развитый процесс кальцитизации сопровождался замещением кремнистых спикул губок, а также зерен кварца и полевых шпатов кальцитом. Отмечаются переходы от коррозии зерен и органических остатков до полного замещения их кальцитом с образованием псевдоморфоз. Скопления кальцитизированной фауны очень часто цементируются новообразованным пойкилитовым цементом. Кальцит выполняет также поры, пустоты и тончайшие вертикальные прямолинейные трещинки.

Процессы окремнения, перекристаллизации и кальцитизации отрицательно влияли на сохранение первичной пористости, так как в результате их развития происходило запечатывание седиментационных пустот, но в то же время они способствовали образованию трещин, пустот выщелачивания и вторичной пористости в породах.

Кроме результатов указанных вторичных преобразований, в породах изредка наблюдаются микростилолитовые структуры. Микростилолиты, или сутуры, представляют собой зазубренные тонкоизвилистые короткие и более выдержанной длины прожилки, сложенные в данных породах темно-бурым глинисто-битуминозным веществом, иногда с новообразованной мелкочешуйчатой слюдой (мусковитом и биотитом).

Характер строения пород и главным образом их неоднородность обусловили невысокие коллекторские свойства, характеризующиеся межзерновой пористостью, не превышающей 10,2%, при практически нулевой проницаемости ($< 0,1$ мд). Однако благодаря наличию микротрещин в окремненных и кальцитизированных разностях на отдельных участках проницаемость пород возрастает до 19,35 мд.

Интенсивность трещиноватости зависит как от литологических особенностей пород, так и от их положения на структуре. Особенно трещиноваты более окремненные и карбонатизированные разности, а также породы, содержащие сутуро-стилолитовые образования (в крыль-свых частях Джанкойской структуры).

Все трещины в породах можно отнести к двум взаимоперпендикулярным системам, из которых одна параллельна напластованию, а другая перпендикулярна ему.

По составу выполняющего их вещества можно выделить три группы трещин: 1) открытые, преимущественно параллельные напластованию; 2) трещины, выполненные кальцитом и расположенные перпендикулярно напластованию; 3) сутуро-стилолитовые образования, расположенные в различных направлениях.

Различные направления выделенных групп трещин и характер пересечения их друг с другом дают возможность судить о последовательности образования трещин и выделить среди них три генерации. К первой генерации относятся сутуро-стилолитовые образования, возникающие на поздней стадии диагенеза и развившиеся в эпигенезе. Ко второй, более поздней генерации, принадлежат трещины, выполненные кальцитом и возникшие в стадию эпигенеза. И к третьей, самой поздней генерации относятся открытые трещины, пересекающие трещины двух предыдущих генераций или проходящие внутри них.

Основными показателями коллектирующих способностей трещин являются их пористость, проницаемость и интенсивность трещиноватости. Трещинная пористость не превышает 0,76% и в емкостной характеристике пород роли не играет. Значение трещинной проницаемости изменяется от 0,17 до 19,35 мд, интенсивность трещиноватости — от 0,13 до 1,25 см/см². Согласно классификации Г. И. Теодоровича (по трещинной проницаемости), все разности пород можно отнести к трем классам — III, IV и V, где трещинная проницаемость изменяется от 1 до 100 мд. Наибольшее количество определений попадает на IV класс с проницаемостью от 1 до 10 мд.

Таким образом, полученные трещинные параметры и данные межзерновой пористости и проницаемости дают возможность изученные породы отнести к коллектору порово-трещинного типа [1], у которых емкостью служит преимущественно вторичная и меньше первичная пористость, а фильтрация осуществляется как по поровым каналам, так и по трещинам.

ЛИТЕРАТУРА

1. Смахов Е. М. Проблема трещинных коллекторов нефти и газа и состояние ее изученности в СССР. Труды Всесоюз. совещ. по трещинным коллект. нефти и газа. М., Гостоптехиздат, 1961.
2. Соколова Е. А., Шумихина И. В. О диагенетических текстурах в породах вулканогенно-осадочных комплексов и некоторых особенностях химического состава этих образований. — «Литология и полезные ископаемые», 1966, № 4.
3. Теодорович Г. И. О коллекторах нефти Ишимбаево-Стерлитамакского района. — ДАН СССР, 1942, т. 34, № 54.
4. Теодорович Г. И. Учение об осадочных породах. М., Гостоптехиздат, 1958.

Lithological character and oil trap property
of carbonate-argillo-siliceous rocks
of Jankoi structure, the Crimea

A. A. SAVITSYNA, L. N. STOLYAR

Summary

Lithological character and oil trap property of carbonate-argillo-siliceous rocks of Albian age for the first time discovered by deephole prospecting in the Jankoi vicinity, the Crimea, are discussed.

Петрография и генезис некоторых разновидностей чудново-бердичевских пород

(северо-западная часть Украинского щита)

Г. М. ЯЦЕНКО, В. П. КИРИЛЮК, А. А. СИВОРОНОВ

УДК 549.1.613.2(477.4)

В верхнем Побужье (Украинский щит) распространены породы, названные К. М. Феофилактовым [9] *бердичевскими*, а Н. И. Безбородько [1] — *чудново-бердичевскими* гранитами. Характерно, что в их составе почти повсеместно отмечается гранат и, участками, кордиерит и силлиманит, а также резко колеблется содержание плагиоклаза и калиевого полевого шпата. Мы рассмотрим происхождение некоторых разновидностей чудново-бердичевских гранитов, связанных с процессами калишпатизации и силлиманитизации*.

Чудново-бердичевские граниты исследовались в карьере, расположенном на левом берегу Южного Буга в районе Хмельника (с. Широкая Гребля). Здесь обнажаются темно-серые, серые, иногда почти белые мелкозернистые сланцеватые породы с вкрапленниками калиевого полевого шпата, плагиоклаза и, в меньшей мере, граната. По составу, структурным и текстурным признакам их можно назвать очковыми гнейсами. Нетрудно установить, что возникли они в результате преобразования чудново-бердичевских гранитов в процессе динамометаморфизма и бластеза. Очковые гнейсы простираются в северо-западном направлении. Позднейшими тектоническими нарушениями они разделены на блоки, в которых простираются от субширотных до субмеридиональных. В очковых гнейсах отмечаются согласные тела небольшой мощности (от 5 м до 10 м), сложенные обычно мелкозернистыми биотит-гранатовыми гнейсами и амфиболитами, которые представляют собой субстрат чудново-бердичевских гранитов. По простирацию наиболее крупные из этих тел редко прослеживаются более чем на 20—30 м, а мелкие образуют линзы, которые располагаются беспорядочно, не вытягиваясь в цепочки, как будины. Кроме того, в очковых гнейсах встречаются дайкообразные светлоокрашенные тела кварц-полевошпатового состава, мощность которых не превышает 20 см. Они развиты по очковым гнейсам, и в местах их скопления породы напоминают мигматиты. Нередко очковые гнейсы прорваны дайками диабазов, наиболее крупная из которых имеет мощность около 20 м. Падения всех пород вертикальные или близкие к ним.

Среди сохранившихся реликтов субстрата преобладают биотит-гранатовые гнейсы, составляющие 60—70% объема всех суперкрупных пород. Возможно, такие же соотношения между биотит-гранатовыми

* Следуя традиции, мы называем чудново-бердичевские породы гранитами, хотя от гранитов они отличаются составом, структурой и происхождением.

гнейсами и амфиболитами были и до преобразования их в чудново-бердичевские граниты и очковые гнейсы. Характер распределения первичных метаморфических пород в очковых гнейсах, фрагменты переслаивания биотит-гранатовых гнейсов и амфиболитов свидетельствуют о слоистом строении толщи суперкристаллов пород.

Гнейсы окрашены в серый цвет, на фоне которого выделяются розовые зерна граната. Это равномернозернистые, иногда порфиروبластовые породы, размер зерен основной ткани 0,2—0,7 мм, вкрапленников — до 1 мм. Текстура сланцеватая, структура лепидогранобластовая. Наиболее распространенные биотит-гранатовые гнейсы сложены плагиоклазом (57—65%), кварцем (15—30%), биотитом (10—15%) и гранатом (1—5%). Кроме того, в них встречаются единичные зерна циркона, апатита, магнетита и пирита. Плагиоклаз представлен лабрадором № 55—59 ($n_g' = 1,555$; $n_p' = 1,563$ *). В основной ткани форма зерен неправильная, во вкрапленниках — изометрическая, иногда — таблитчатая. Биотит бурый, красно-бурый по n_g и желтый, желтовато-бурый по n_p . Его чешуйки равномерно рассеяны в основной ткани породы. Показатель преломления $n_g = 1,630—1,655$, общая железистость 34—46% [4]. Гранат характеризуется изометрической формой зерен, часто содержащих овальные включения кварца. Показатель преломления граната 1,792, железистость 65% [3].

В гнейсах отмечаются тонкие прожилки кварц-плагиоклазового состава, секущиеся сланцеватостью породы под большим углом.

Одна из разновидностей этих гнейсов содержит до 7% гиперстена, который образует относительно крупные неправильные зерна, замещающиеся плагиоклазом и биотитом. Показатель преломления биотита — 1,654, общая железистость 55%.

Гнейсы, содержащие гиперстен с гранатом, переслаиваются с безгранатовыми гнейсами, в которых вокруг прожилков кварц-микрклинового состава отмечается повышенное содержание микрклина (до 25%). В целом же для гнейсов не характерен калиевый полевой шпат. Биотит в микрклиноносительных гнейсах несколько темнее, он бурого цвета по n_g .

Амфиболиты, встречающиеся в карьере с Широкая Гребля, представлены двумя разновидностями, относящимися, по-видимому, к различным фациям метаморфизма, преимущественно эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой. Они содержат актинолит (25—81%) и плагиоклаз (10—50%), а также кварц (5—10%), биотит (до 15%) и в одном случае — гранат (3%). Акцессорные минералы представлены апатитом, магнетитом и пиритом. Породы равномернозернистые, размер зерен 0,5—1 мм. Структура нематогранобластовая, текстура неясносланцеватая. Плагиоклаз в этих амфиболитах представлен битовнитом № 80—85 ($n_g' = 1,570—1,576$; $n_p' = 1,570$). Замещается плагиоклаз кварцем и мусковитом. Иногда в плагиоклазе наблюдаются мелкие антипертитовые включения калиевого полевого шпата. Гранат образует узкую кайму вокруг зерен плагиоклаза. Биотит в амфиболитах (кроме гранатосодержащих) находится в ассоциации с актинолитом в виде чешуек краснобурого цвета по n_g и желтого по n_p . Показатель преломления $n_g' = 1,650—1,654$, общая железистость 44—45%. Актинолит представлен удлиненными неправильными зернами, окрашенными по n_g' в желтовато-зеленый цвет, по n_p' — в желтый. Показатели преломления n_g' —

* Все замеры показателей преломления выполнены А. И. Росихиной.

от 1,665 до 1,680; n_p' — от 1,650 до 1,656, что отвечает 34—35% железистости, а в одном случае зафиксирован амфибол с $n_g'=1,654$; $n_p'=1,632$. По-видимому, это различные члены актинолит-тремолитового ряда.

Своеобразны амфиболиты, в которых темноцветным минералом является буро-зеленая роговая обманка, находящаяся в ассоциации с диопсидом (салитом). Эта роговая обманка в докембрийских породах Верхнего Побужья относится к гранулитовой фации метаморфизма. Она обладает более высоким по сравнению с вышеописанным амфиболом показателем преломления, зерна ее изометричны. В редких случаях наблюдается замещение роговой обманки актинолитом.

Следовательно, в изученном районе амфиболиты гранулитовой фации метаморфизма либо подверглись диафорезу, перейдя на более низкую ступень — эпидот-амфиболитовую и низкотемпературную амфиболитовую фацию метаморфизма, либо амфиболиты гранулитовой фации с другими генетически не связаны. Низкотемпературные амфиболиты могли, например, возникнуть при прогрессивном метаморфизме даек основного состава, которыми богаты породы этого района.

Очковые гнейсы, в которых располагаются тела биотит-гранатовых гнейсов и амфиболитов, представляют собой серые мелкозернистые породы, резко выделяющиеся светлой окраской и более крупными зернами полевых шпатов во вкрапленниках, размер которых колеблется от 0,3 до 1 см, а содержание достигает 50% породы. Форма вкрапленников — овальная, вытянутая по сланцеватости, а у зерен калиевого полевого шпата иногда таблитчатая. Во вкрапленниках встречаются также изометричные зерна граната.

Структура очковых гнейсов порфиробластовая, структура основной ткани лепидогранобластовая. Плаггиоклаз составляет 15—52% породы, калиевый полевой шпат 15—60%, кварц 10—30%, биотит 5—10%, гранат 2—10%, силлиманит 1—3%. Как акцессорные отмечаются апатит, циркон, магнетит. Плаггиоклаз представлен олигоклазом. Форма его зерен во вкрапленниках овальная, в основной ткани — неправильная. Если вся порода является продуктом расланцевания и перекристаллизации чудново-бердичевских гранитов, то плаггиоклаз основной ткани, в силу его более тонкозернистого строения и иных взаимоотношений с биотитом, чем в чудново-бердичевских гранитах, следует считать новообразованным, а плаггиоклаз вкрапленников — реликтовым. Взаимоотношения плаггиоклаза с биотитом во вкрапленниках и в основной ткани различные. Биотит совместно с плаггиоклазом образует тонкозернистую лепидогранобластовую ткань, где другие минералы обычно не присутствуют. Более крупные чешуйки биотита развиваются по крупным зернам плаггиоклаза, вклиниваясь в него по трещинам. Калиевый полевой шпат образует вкрапленники и редко встречается в основной ткани. Зерна калиевого полевого шпата, представленные микроклином, более крупные и идиоморфные, чем находящиеся с ними в ассоциации зерна плаггиоклаза. Зерна вкрапленников представлены и ортоклазом, и микроклином. В небольшом количестве в них отмечаются микропертитовые включения плаггиоклаза.

Калишпатизация породы проявилась после ее дробления, в процессе бластеза. Отдельные участки породы захвачены ею в различной степени, что находит выражение в резких колебаниях содержания калиевого полевого шпата. Подвижки по ослабленной зоне продолжались и после бластеза, в результате чего частично подвергались дроб-

лению и зерна калиевого полевого шпата. В участках дробления развит фибролит, местами калиевый полевой шпат мусковитизирован. Показатели преломления ортоклаза: $n_g' = 1,526$; $n_p' = 1,519$. Кварц обычно встречается в виде линзовидных агрегатов зерен с мозаичным погасанием. Иногда наблюдается замещение кварцем биотита и полевых шпатов. Биотит в основной ткани совместно с плагиоклазом образует мономинеральные мелкочешуйчатые скопления неправильной формы и изредка — крупные чешуйки. Цвет биотита по n_g красно-бурый, по n_p желтый. Показатель преломления $n_g' = 1,647—1,652$, железистость 42—45%.

Гранат образует крупные идиоморфные зерна, часто с включениями кварца; замещается биотитом. Его показатель преломления: $N' = 1,796$, железистость 69%. Силлиманит обычно представлен фибролитом, который в виде игольчатого агрегата развивается в зонах дробления кристаллов калиевого полевого шпата, в основной ткани по биотиту и полевым шпатам. Лишь в одном случае фибролит отмечается в виде спутанного волокнистого агрегата в трещинах зерна калиевого полевого шпата; в этих же породах наблюдаются желтые изотропные массы, напоминающие продукты изменения кордиерита.

Гранито-гнейсы слагают маломощные согласные тела в очковых гнейсах и прожилки в биотитовых гнейсах. Скопления таких жил напоминают мигматиты. Гранито-гнейсы окрашены в белый цвет, лейкокрасовые по составу; они катаклазированы и частично перекристаллизованы. Сложены эти породы ортоклазом, микроклином и кварцем, в небольшом количестве встречаются плагиоклаз, гранат и силлиманит. Микроклин развит по ортоклазу в виде мелких таблитчатых зерен в основном по зонам дробления, здесь же, иногда в большом количестве, образуется игольчатый силлиманит, который изредка «наполняет» вкрапленники ортоклаза.

Метадиабазы представлены дайками, залегающими в очковых гнейсах. Встречаются два типа даек, различающихся составом и структурой, возможно, возрастом. В меньшем количестве встречаются дайки основного состава с тонкозернистой бластопорфиновой структурой, в которых вкрапленники представлены реликтовыми таблитчатыми зернами плагиоклаза, а основная масса полностью перекристаллизована. В ее состав входят новообразованный биотит бурого по n_g и желтого по n_p цвета ($n_g' = 1,672$, железистость 53%), бледно-зеленый по n_g и почти бесцветный по n_p амфибол ($n_g' = 1,698$; $n_p' = 1,672$, железистость 73%, плагиоклаз № 49 ($n_g' = 1,660$; $n_p' = 1,554$), эпидот и магнетит. Эти дайки сильнее метаморфизованы и, возможно, более древние, чем вторая группа, представленная более крупнозернистыми и менее метаморфизованными диабазами с отчетливой офитовой структурой. Основными породообразующими минералами являются плагиоклаз, представленный идиоморфными зернами, авгит (реликтовые зерна) и эпидот, выполняющий пространство между зернами плагиоклаза. В качестве новообразованных минералов отмечаются красно-бурый по n_g биотит и, в небольшом количестве, бледно-зеленый эпидот.

Сравнивая все описываемые породы, кроме метадиабазов, с чудново-бердичевскими гранитами и их субстратом, мы находим между ними не только сходство структурных признаков, минерального и химического составов, но и аналогию составов основных породообразующих минералов, выражающуюся в их показателях преломления и железистости. Как показывает сравнение химических составов (табл. 1)

чудново-бердичевских гранитов (обр. 138/2) и развившихся по ним очковых гнейсов (обр. 269, а), различия в содержании окислов между этими породами несущественны, то же можно сказать и о составах гранатовых гнейсов, образующих «ксенолиты» в тех и других (обр. 138/3, обр. 269, з).

Таблица 1

Химические составы пород

Компоненты	138/2	138/3	269, а	269, з
SiO ₂	64,31	71,16	64,42	72,88
TiO ₂	0,99	0,63	0,16	0,40
Al ₂ O ₃	15,65	13,85	16,88	12,82
Fe ₂ O ₃	3,90	2,55	5,67	1,03
FeO	2,76	3,05	0,86	3,45
MnO	сл.	0,09	0,06	0,04
CaO	2,65	2,55	2,32	3,60
MgO	2,05	1,70	2,38	1,41
K ₂ O	3,25	1,40	3,01	0,92
Na ₂ O	3,64	3,03	2,86	2,60
H ₂ O	0,17	0,12	0,30	0,04
П.п.п.	0,47	0,23	1,03	0,82
Сумма	99,84	100,36	99,95	100,01

Примечание: Чудново-бердичевские граниты (обр. 138/2) и гранатовые гнейсы (обр. 138/3) — левый берег Южного Буга, карьер в с. Кудинки (анализы выполнены в лаборатории УкрНИГРИ). Очковые гнейсы по чудново-бердичевским гранитам (обр. 269,а) и гранатовые гнейсы (обр. 269,з) — карьер на левом берегу Южного Буга, с. Широкая Гребля под Немировым (анализы выполнены в лаборатории Львовского ун-та К. А. Григорович).

Показатели преломления биотита в биотит-гранатовых гнейсах из карьера с. Широкая Гребля изменяются в несколько более широком интервале, чем соответствующих гнейсов из чудново-бердичевских гранитов, показатели преломления граната имеют сходные значения (табл. 2). Показатель преломления биотита очковых гнейсов несколько выше, чем биотита чудново-бердичевских гранитов. Показатели преломления граната из этих пород совпадают.

Общей чертой описываемых пород и чудново-бердичевских гранитов является присутствие силлиманита, но кордиерит встречается лишь в чудново-бердичевских гранитах. В очковых гнейсах достоверного кордиерита не обнаружено. Силлиманит не отмечается в биотит-гранатовых гнейсах карьера с. Широкая Гребля, в соответствующих породах субстрата чудново-бердичевских гранитов силлиманит встречается, хотя и реже, чем в самих гранитах.

Преобразование чудново-бердичевских гранитов в силлиманитсодержащие очковые гнейсы, как нам представляется, происходило следующим образом.

Показатели преломления и железистость биотита
и граната различных пород

Порода	Биотит		Гранат	
	$n' g$	общая железистость, %	n	общая железистость, %
Биотит-гранатовый гнейс из субстрата чудново-бердичевских гранитов	1.638—1.650	37—42	1.785—1.799	60—72
Биотит-гранатовый гнейс	1.630—1.656	30—46	1.792	65
Чудново-бердичевский гранит	1.640—1.645	38—40	1.782—1.799	58—72
Очковый гнейс	1.647—1.654	42—45	1.796	69

Бескалишпатовые биотит-гранат-плагиоклазовые, возможно, с кордьеритом породы вначале подверглись катаклазу и милонитизации, в результате чего от них сохранились, вероятно, только реликтовые зерна плагиоклаза и граната. Затем наступает перекристаллизация этих пород, происходившая в условиях привноса калия. На этом этапе образуется лепидогранобластовая основная ткань, происходит замещение биотитом плагиоклаза вкрапленников и возникают вкрапленники калиевого полевого шпата. В ходе этого процесса железистость граната остается без изменения, железистость же вновь возникающего биотита выше, чем в чудново-бердичевских гранитах. Субстрат в меньшей мере поддается милонитизации и бластезу. В нем минеральные ассоциации и состав минералов оказываются более консервативными. Гиперстен в биотит-гранатовых гнейсах подвергается биотитизации, а сами гнейсы возле метасоматических кварц-полевошпатовых прожилков — калишпатизации. В большей мере изменяются кристаллические сланцы основного состава и амфиболиты. В них темноцветные минералы замещаются актинолитом, но плагиоклаз не изменяет своего состава, а, возможно, становится более основным вследствие выноса натрия.

Судя по возникающим минеральным ассоциациям, преобразование пород происходило в условиях, отвечающих эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациям метаморфизма.

В дальнейшем дифференциальные движения продолжаются, но привнос калия прекращается, происходит уже вынос этого элемента. Калиевый полевой шпат, в меньшей мере биотит и плагиоклаз, обычно по зонам дробления интенсивно замещаются силлиманитом и фибролитом. При этом отмечается слабое окварцевание пород, развитие пирита и слабая мусковитизация калиевого полевого шпата. Все это напоминает описанный С. П. Кориновским [6] в нижнепротерозойских образованиях Кодаро-Удоканской зоны процесс кислотного выщелачивания, при котором в связи с кварц-силлиманитовой фацией выщелачивания фибролит вначале замещает биотит, а затем и полевые шпаты. Фибролитизация сопровождается интенсивным окварцеванием пород. В конечном счете образуется кварц-силлиманитовая порода или даже вторичный кварцит. По С. П. Кориновскому, кислотное выщелачивание следует за щелочной мигматизацией: «По химической направленности фибролитизация — типичное кислотное выщелачивание, поскольку она сопровождается выносом щелочей и сильных оснований и замещением их кремнеземом и слабым основанием — глиноземом»

(стр. 238). С этим процессом связывается образование крупных силлиманитовых месторождений. Происходит он в среднетемпературных условиях.

Д. С. Коржинский [5] связывает проявление кислотного выщелачивания с постмагматическими явлениями в приконтактных частях нижнепротерозойских гранито-гнейсов. С. П. Кориковский [6] отмечает, что вокруг архейских гранито-гнейсов «...явлений сколько-нибудь заметного выщелачивания не наблюдается...» (стр. 236).

Описанная нами фибролитизация существенно отличается от процесса кислотного выщелачивания. В Верхнем Побужье фибролитизации подвергаются не нижнепротерозойские породы, а архейские. Вряд ли можно говорить и о постмагматическом характере процесса, так как он следует за стадией щелочного метасоматоза, не обнаруживающего связи с какой-либо магмой. В описываемых породах широко проявляется фибролитизация и слабо — окварцевание. Замещению силлиманитом и фибролитом подвергаются в основном калиевые полевые шпаты. Все это не позволяет относить описанный нами процесс к стадии постмагматического кислотного выщелачивания. Можно говорить лишь о выщелачивании, связанном, по-видимому, с падением потенциала щелочей, в частности калия, в растворах, преобразующих породы, и выносе ими калия, в результате чего калиевый полевой шпат и биотит подвергаются замещению силлиманитом.

От силлиманита и фибролита следует отличать войлокообразный фибролит, развивающийся по трещинам в кордиерите чудново-бердичевских гранитов.

Сама по себе зона, в которой происходила силлиманитизация, представляет большой интерес. Это, по-видимому, долгоживущая разрывная структура, носящая в протерозое характер глубинного разлома. К ней приурочены дайки диабазы, которые также подверглись расщеплению и метаморфизму (зеленосланцевая фация). Сами дайки, по-видимому, разновозрастные. По Л. Г. Бернадской и И. С. Усенко [2], возраст их 1200—1320 млн. лет. Эта зона разлома на Тектонической карте Украинской ССР и Молдавской ССР [8] протягивается в северо-западном направлении через г. Хмельник. Возможно, выщелачивание во всех случаях связано с подобными зонами и не имеет регионального распространения. Тем не менее фибролитизация калиевых полевых шпатов в породах Украинского щита достаточно широко распространена, проявляясь как в чудново-бердичевских гранитах, так и в иных образованиях.

В калишпатизированных и катаклазированных чудново-бердичевских гранитах фибролитизация встречается в обнажениях по р. Южный Буг выше с. Березна, также недалеко от г. Хмельника. Силлиманит и фибролит развиваются здесь по зонам дробления в калиевом полевом шпате и по биотиту. Показатель преломления биотита $n_g' = 1,654$, железистость 55%.

В аналогичных условиях в пегматитах, приуроченных к зоне милонитизации по р. Гнилой Тикич, развивается силлиманит [10]. Правда, процесс силлиманитизации эти авторы объясняют иначе: «Кремниевые растворы, реагируя с полевым шпатом и гранитом мигматита получают за их счет глинозем для образования силлиманита».

Пегматиты с силлиманитом и гранатом отмечены О. И. Слензаком [8] в породах бассейна р. Мурафы (Приднестровье). Кроме того, силлиманит в ассоциации с калиевым полевым шпатом в виде иглочек,

переполняющих его кристаллы (обычно микроклин), встречен нами в жилах розового микроклинитового гранита с гранатом, секущих конгломератовидные породы, в районе г. Первомайска и по р. Большая Высь ниже с Кальниболото в пегматоидных гранито-гнейсах и гранатосодержащих гранито-гнейсах, ассоциирующих с гиперстенсодержащими породами.

Таким образом, процесс выщелачивания, выноса калия из калиевого полевого шпата и образование силлиманита достаточно широко распространен. Он проявляется в породах гранитоидного ряда, содержащих калиевый полевой шпат и гранат.

ЛИТЕРАТУРА

1. Безбородько М. И. Петрогенезис і петрогенетична карта кристалічної смуги України. — Труды ін-ту геології АН УРСР, вип. 11, 1935.
2. Бернадская Л. Г., Усенко И. С. Дайково-эффузивные формации Украины. — В сб.: Геохронология докембрия Украины. К., «Наукова думка», 1965.
3. Другова Г. М., Бугрова В. Л. Гранаты гранулитовой фации Алданского щита. — ЗВМО, 1964, ч. 93, вып. 1.
4. Другова Г. М., Глебовицкий В. А. Некоторые закономерности изменения состава граната, биотита, роговой обманки при региональном метаморфизме. — В сб.: Региональный метаморфизм докембрийских формаций СССР. М., Изд-во АН СССР, 1965.
5. Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. — В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1955.
6. Кориковский С. П. Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. М., «Наука», 1967.
7. Половинкина Ю. И. О происхождении кордиеритовых гранитов — бердичевский гранит Украины. — Труды ВСЕГЕИ, новая серия, т. 98, петрографический сборник № 5, 1963.
8. Слензак О. І. Про структуру українського докембрію. К., «Наукова думка», 1965.
9. Феофилактов К. М. О кристаллических породах губерний: Киевской, Волынской и Подольской. Труды Ком. Высш. учред. при Имп. Унив. Св. Влад. для опис. губ. Киев. уч. округа, т. 1, № 4, К., 1851.
10. Юрк Ю. Ю., Рябоконт С. М. Силіманіт у пегматитах Гнилого Тикічу. — «Геол. журнал АН УРСР», 1952, т. XII, вип. 1.

Petrography and genesis of some kinds of Chudново-Berdichevsky rocks of North-West Part of Ukrain Shield.

G. M. JATSENKO, V. P. KIRILJUK, A. A. SIVORONOV

Summary

The latest variations of Chudново-Berdichevsky rocks has been expressed in their kalishpatisation and then in the sillimanitisation in zones of tectonic disturbances. The appearance of the sillimanite is connected with the drop of an alkali potential and partial bearing-out of potassium.

Некоторые особенности литологии серных месторождений

Б. И. СРЕБРОДОЛЬСКИЙ

УДК 546.22:549.451.1

Выполненная работа ставила целью вскрыть особенности осадконакопления и аутигенного минералообразования в двух крупных сероносных районах — Прикарпатье и Средней Волге — на основе изучения вещественного состава пород и последующих их изменений. Кратко охарактеризована также литология серусодержащих пород Днепровско-Донецкой впадины (ДДв).

Разрез серусодержащих пород обычно составлен чередующимися слоями известняков, гипсов и глин. В ряде районов внутри разреза существуют крупные разрывные нарушения, которые усложняют сопоставление литолого-фациального состава сероносных комплексов. Основные закономерности распределения серусодержащих пород, а также подстилающих и перекрывающих отложений, определяются палеогеографической обстановкой в определенный отрезок времени, в частности сменой этапов оживления и затухания дифференцированных тектонических движений как в области сноса, так и в седиментационном бассейне. С ними связаны трансгрессии и регрессии морей в пределах крупных регионов.

Скопления серы на Средней Волге (Водинское месторождение) приурочены к конхиферовому горизонту казанского яруса верхней перми. Они находятся в карбонатных породах, содержащих примесь доломита и глин, на контакте их с подстилающими или перекрывающими огипсованными отложениями.

Среди серусодержащих известняков Водино выделяются две основные разности: афанитовые и комковатые. Афанитовые известняки состоят из пелитоморфного кальцита (размер зерен $< 0,01$ мм), примеси замутненных зерен доломита и глинистого вещества. В пелитоморфной основной массе отмечены участки перекристаллизованного кальцита с величиной зерен $0,3—0,5$ мм и скоплений доломита до $0,1$ мм в сечении. Комковатые известняки сложены комочками слабо просвечивающего пелитоморфного кальцита; как бы сцементированного мелкозернистым кальцитом. В отдельных участках кальцит перекристаллизован до мелкозернистого состояния, в основной массе доломитизирован. Величина зерен доломита не превышает $0,05$ мм.

Переслаивающиеся с известняками доломиты серые до буровато-серых, алевритистые и песчанистые, сложены зубчатыми, изометричными или ромбовидными частичками меньше $0,01$ мм, которые часто находятся в ассоциации с зернами кальцита примерно такой же величины. Терригенная примесь представлена обломками зерен кварца, чешуйками слюд и кубиками пирита. Чистые доломиты, как правило,

лишены серы. В раздоломиченных породах количество серы прямо пропорционально содержанию в них кальцита.

Глины, чередующиеся с известняками, доломитами, доломитизированными известняками, серые до темно-серых, аргиллитоподобные, алевроитовые, иногда содержат значительную примесь растительных остатков. Состав их гидрослюдистый (рефлексy 9,9—10,1; 4,85—4,90; 3,30—3,35; 2,0 Å). Под микроскопом глины агрегатно-чешуйчатые. Все они содержат тонкозернистый карбонат кальция, который неравномерно импрегнирует породу. Местами глины постепенно переходят в мергели.

Мергели серые, реже бурые, массивные и тонкослоистые с раковистым изломом. Сложены они чешуйчатой гидрослюдой, тонкозернистым кальцитом с примесью доломита. Карбонатность мергелей колеблется от 50 до 65%. Структура их алевропелитовая, текстура беспорядочная.

Основная масса гипсов характеризуется зубчатой, порфири- и лепидобластовой, зернистой, чешуйчатой и перепутанночешуйчатой структурами. Сложены гипсы неправильными зубчатыми зернами величиной до 0,05 мм с волнистым угасанием. Местами гипс перекристаллизован до крупнозернистых разностей. Глинистое вещество в процессе перекристаллизации концентрируется в замысловатые прослойки, зажатые между кристаллами гипса.

Изучение шлифов и иммерсионных препаратов, данные спектральных, химических, термических и рентгеновских исследований позволили выделить и изучить аутигенные минералы, а также наметить основные этапы их возникновения на Водинском месторождении.

Этапы минералобразования	Минералы и их ассоциации.
Осадконакопление и ранний диагенез	Ангидрит, гипс, кальцит. Пелитоморфный кальцит, мелкозернистый целестин, доломит, гидрослюда, пирит, глауконит.
Поздний диагенез	Крупнокристаллический кальцит, крупнокристаллическая сера, битумы. Крупнокристаллический кальцит, крупнокристаллическая сера, шпатовый гипс, целестин. Скрытокристаллическая сера, кальцит.
Зона окисления	Сера—пирит, сера—гипс, сера—гипс—базальюминит, сера—эпсомит—гексагидрит, сера—аллофан, сера—алюмогидрокальцит, сера—галлуазит—алунит.

Ограниченный объем статьи позволяет рассмотреть формы выделения и возможные условия образования только наиболее распространенных минералов.

В период седиментации доломитовое вещество находилось в смеси с известковистым осадком. Формирование большей части кальцита произошло из илового раствора в условиях повышенных значений pH и низких содержаний CO₂. Кратковременные периоды засолонения, когда в осадок выпадал почти чистый доломит, могли сменяться нормальными условиями, благоприятствующими осаждению известняков. Такие условия в районе Водино неоднократно повторялись, что выразилось в перемежаемости известковистых и доломитовых слоев. На различных стадиях диагенеза рассеянный в известковом или доломит благодаря преобразованию органического вещества перераспределялся

и концентрировался в пятна и линзы, перекристаллизовывался и образовались правильные ромбоэдрические кристаллы величиной до 0,01 мм*. Необходимый для образования доломита магний поступал прямо из воды. В этот же период образовался рассеянный в карбонатном иле сажистый пирит. Его образование происходило в нелигифицированном осадке и связано с поступлением в бассейн небольшого количества органического материала и находящихся во взвешенном состоянии гелей железа. Глауконит, находящийся в ассоциации с пиритом, осаждался из раствора в раннюю стадию диагенеза. В заключительные этапы образования карбонатной формации происходило раздоломичивание известняков. При этом высокие концентрации сульфат-иона в водах влияли на изменение растворимости доломита и кальцита. Сульфатно-кальциевые растворы, воздействуя на пелитоморфный доломитизированный известняк, переводили доломит в раствор и способствовали формированию вторичного кальцита. Новообразованный кальцит концентрировался вдоль слоистости, вокруг трещин и пор в породе. Процессами кальцитизации были охвачены доломиты и доломитизированные известняки на всей площади месторождения. Кроме таких кальцитов, отмечены вторичные кальциты, связанные постепенными переходами с мелкозернистыми седиментогенными. Редко наблюдаемая шестоватая структура минерала, по-видимому, связана с псевдоморфным его образованием по гипсу—селениту.

Постседиментационная история карбонатных пород довольно сложна. Кроме раздоломичивания и перекристаллизации, она характеризуется формированием богатого комплекса аутигенных минералов. Из последних интересен целестин. Он выделяется либо в подошве известняков или доломитов, перекрывающих гипсы, либо в кровле карбонатных пород, залегающих над гипсами. В обоих случаях целестин концентрируется в трещиноватых и пористых породах в непосредственной близости от контакта с гипсами. Наиболее вероятно, что первоначально стронций в верхнеказанских отложениях образовывал самостоятельные карбонатные и сульфатные соединения. Дальнейшее преобразование первичнорассеянных стронциевых концентраций в кристаллические агрегаты произошло при активной деятельности наиболее агрессивных к стронцию нефтяных вод.

На основе изложенного можно дать краткую палеогеографическую характеристику района Водинского месторождения.

В период отложения пород барбашинской толщи на территории месторождения был обширный водоем. Поскольку седиментогенные минералы в толще представлены в основном пластовым доломитом, а другие минералы (преимущественно кальцит) имеют подчиненное значение, среда минералоотложения, очевидно, отличалась повышенной соленостью и была слабо щелочной.

В период отложения сорокинских слоев район испытывал колебательные движения. Площадь бассейна то сокращалась, и при этом бассейн сильно засолялся и в нем отлагались гипсы, то расширялась вследствие проникновения с северо-запада морских вод, и в это время здесь отлагались доломиты и известняки. Рельеф был сглаженным (так как в осадках нет терригенных примесей), а среда бассейна — спокойной, что способствовало осаждению карбонатов и сульфатов.

* Такие доломиты Н. М. Страхов [7] предлагает называть седиментационно-диагенетическими.

Во время формирования падовских слоев во всем Поволжье установился морской режим с сильным отклонением солености от нормально морской [10]. Динамическая среда, судя по строению доломитов, оставалась слабо подвижной (доломиты имеют тонкозернистое строение без следов волнения на поверхности их напластования). Колебательные движения этого периода способствовали тому, что район попеременно превращался то в осолоненную латуну, в которой накапливались гипсы, то в обширный водоем, где отлагались доломиты. Накоплению этих пород могла способствовать смена режимов бассейна седиментации, а также климатические условия.

Конец орловского времени знаменовался появлением в осадках небольшого количества глинистого материала, приносимого реками. В это время территория месторождения выступает из-под уровня вод и превращается в предгорную долину. Сульфатная толща закарстовывается.

В период отложения дубравинских слоев район опускается, в нем восстанавливаются морские условия. Береговая линия в это время отодвигается в сторону размыва, где создает своеобразный барьер, препятствующий поступлению обломочного материала. В это время отлагаются тонкозернистые слоистые доломиты. Уменьшение площади источников сноса и общее ослабление гидрографической сети способствовало незначительному поступлению обломочного материала в бассейн седиментации.

Палеогеографические изменения во время отложения пород водинской толщи характеризуются тремя стадиями: морской, опресненного бассейна, лагунной. В стадию морского режима отлагались карбонатные осадки, преимущественно известняки. Среда была слабощелочной. Позже бассейн несколько опреснился вследствие оживления речной сети. Сносимый с водосбора материал способствовал отложению глин с примесью песчаного материала. В лагунную стадию выпадал гипс.

Время формирования верхнеказанских отложений совпало с аридизацией климата, о чем свидетельствуют толщи сульфатных осадков, доломитизированных известняков и доломитов. У нас нет минералогических данных, свидетельствующих о присутствии среди этих пород продуктов химического выветривания, хотя тектонические предпосылки для их образования были благоприятными.

Обратимся к палеогеографическим построениям Предкарпатья. К концу тирасского времени в результате глубокой регрессии море почти полностью покинуло Внутреннюю зону Предкарпатского прогиба, где возникла крупная лагуна. Жаркий сухой климат способствовал накоплению хемогенных осадков (ангидрит, каменная соль) с незначительной примесью терригенных отложений. В бассейн поступал только илистый материал. От неодинакового размаха тектонических движений зависела неравномерность осадконакопления на разных участках Внешней зоны Предкарпатского прогиба: мощность гипсо-ангидритового горизонта колеблется от 10—20 м на северо-западе зоны до 264 м в районе Коломыи. Одновременно с сульфатами осаждалась каменная соль. Так, на площади Коршев—Испас несколькими скважинами среди ангидритов вскрыты пачки соли мощностью до 20 м. В конце отложения гипсо-ангидритов воды бассейна периодически опреснялись, поэтому в кровле сульфатных отложений постепенно возрастает количество карбонатного материала. В это время в осадочном процессе значительную роль стали играть хемогенные карбонатные отложения. В специ-

фических морских условиях происходит отложение мощных толщ карбонатных пород при незначительном поступлении обломочного материала. Надгипсовые известняки в ряде случаев распространены шире, чем подстилающие их гипсы. Максимальные их мощности в пределах сероносной полосы приурочены к юго-западному контуру развития гипсов. По мере продвижения от Предкарпатского прогиба в сторону Русской платформы мощность надгипсовых известняков постепенно уменьшается и увеличивается мощность гипсов. При этом выклинивание и сокращение мощности одних обязательно компенсируется соответствующим увеличением мощности других, так что мощность сульфатно-карбонатной толщи остается неизменной (примерно 20 м). Однако обнаружение на краю платформы в окрестностях Львова (гора Ратин и с. Кривчицы) двадцатиметровой возвышенности, сложенной известняками, до последнего времени остается необъяснимым.

Надгипсовые известняки представляют собой слабо битуминозные породы от серого до темно-серого цвета преимущественно пелитоморфного строения, иногда с существенной (до 30%) примесью глинистого материала. По текстурно-структурным признакам среди них выделяются плотные, массивные и пористые (кавернозные) разновидности. Массивные известняки серые от светлых до темных, крепкие, вязкие, при ударе издают неприятный запах, излом — от зернистого до неровного, текстура массивная, неупорядоченная, иногда слоистая за счет примеси глинистого вещества. В отдельных местах известняки смятые, в результате чего имеют большое число различно ориентированных трещин. По структурным особенностям среди массивных известняков выделяются: пелитоморфные (размер зерен до 0,01 мм), кристаллическизернистые (образованные кристаллами кальцита, заметными невооруженным глазом) и стустковые, в которых на фоне тонкозернистой структуры видны участки пелитоморфного кальцита. Распространены переходные пелитоморфно-зернистые разновидности.

Пелитоморфные известняки по внешнему виду серые и темно-серые, плотные, основная их масса сложена крипто- и мелкозернистым кальцитом с величиной зерен 0,005—0,01 мм. Содержание кальцита и нерастворимого остатка в них соответственно равно 80—90 и 7—14%. Терригенная примесь состоит из зерен кварца, полевых шпатов, глаукогнита, глинистый нерастворимый остаток — из гидрослюды. Кристаллическизернистые известняки образовались в результате перекристаллизации пелитоморфных разновидностей.

В зависимости от степени перекристаллизации и особенностей размещения вторичного кальцита в известняках выделяются вкрапленная, гнездовая, прожилковая, пятнистая, полосчатая, ячеистая и петьчатая текстуры. Гнездовая текстура характеризуется вкрапленниками зернистого кальцита с четкими контурами, пятнистая обнаруживает расплывчатые очертания вкрапленников, постепенно сливающихся с основной массой. Гнездово-прожилковая текстура образована вкрапленниками зернистого кальцита, которые соединяются между собой прожилками. При большом количестве прожилков порода характеризуется прожилковой текстурой. Параллельное расположение прожилков создает полосчатую текстуру. При взаимном пересечении прожилков наблюдается петьчатая текстура. Ячеистая текстура формируется вкрапленниками мелкозернистого кальцита, разделенными тоненькими перегородками глинистого известняка. Стустковые известняки сложены участками слабо просвечивающего пелитоморфного

кальцита, как бы сцементированного мелкозернистым кальцитом, с величиной индивидов 0,3 мм. Нерастворимый остаток состоит из глинистого вещества гидрослюдистого состава, примеси кварца, полевых шпатов, глауконита и пирита.

Пористые известняки свойственны перекристаллизованным серным рудам. Поры и каверны выполнены кристаллами серы, кальцита, целестина и других минералов. Средний размер каверн равен 4—5 см. Наиболее крупные пустоты в известняках достигают величины 10—15 см. Каверны обычно имеют извилистые контуры. Пористые известняки располагаются не изолированно, а вместе с другими разностями. Структура известняков кристаллическозернистая, а там, где они соприкасаются с массивными — сгустковая. Переход пелитоморфного известняка в кристаллическозернистый четкий. Поры и каверны в первую очередь выстилаются молочно-белым кальцитом, на который нарастают сера и целестин, или сера и барит.

По своему химическому составу надгипсовые известняки неодинаковы (см. таблицу). Так, в надгипсовых известняках окрестностей Дарабаны содержится значительное количество магния.

Химический состав ратинских известняков

Компо- ненты	с. Дарабаны	Гора Ратин			с. Кривичы
		1-й слой	2-й слой	3-й слой	
SiO ₂	8,02	2,20	3,58	0,72	0,20
TiO ₂	Сл.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Al ₂ O ₃	1,42	0,72	0,92	0,76	0,22
Fe ₂ O ₃	0,48	0,54	0,19	0,16	0,14
FeO	1,14	Не обн.	0,10	0,20	Не обн.
MnO	0,06	0,03	0,06	0,05	0,04
MgO	18,00	0,16	0,28	0,22	0,32
CaO	29,00	54,00	53,50	55,02	55,48
Na ₂ O	0,16	0,16	0,16	0,10	0,16
K ₂ O	0,50	0,12	Не обн.	Не обн.	Не обн.
H ₂ O ⁻	0,08	0,10	"	0,04	"
П.п.п.	0,22	0,52	0,44	0,02	0,50
CO ₂	41,36	41,76	41,12	43,00	42,88
Сумма	100,44	100,31	100,35	100,29	99,94

Необходимо остановиться еще на одном вопросе, имеющем важное значение для известняков как основной породы-коллектора самородной серы: их пористости и проницаемости. Главные черты породы-коллектора закладываются еще в стадию седиментогенеза. Пористость и проницаемость известняков являются суммарным результатом структуры карбонатного осадка и интенсивности вторичных преобразований. В надгипсовых известняках отмечены первичные поры величиной 0,05 мм, которые возникли в стадию седиментогенеза и раннего диагенеза, и вторичные — > 0,05 мм, связанные с процессом перекристаллизации, растворением и выносом вещества из породы. Так как пористость и связанная с нею проницаемость в значительной мере присущи надгипсовым известнякам, то можно заключить, что эти факторы вместе с другими данными предопределили локализацию в этих породах скопления серы.

Гипсы, подстилающие известняки, наблюдаются в зернистых и кристаллических разностях. Зернистые гипсы темно-серые, серые, белые сахаровидные. Темная окраска связана с примесью глинистого вещества. Выше по разрезу они переходят в темно-серые, коричнево-серые и прозрачные кристаллические разности. По ним сера иногда образует неполные псевдоморфозы замещения. Трещины в зернистом и крупнокристаллическом гипсе выполнены селенитом.

В структурном отношении гипсы довольно разнообразны. Для них характерна гранобластовая, лапчатая, гетеробластовая, пойкилитобластовая и лепидобластовая структуры. Гипсы часто перемежаются со светло-серыми и молочно-белыми ангидритами. Иногда на мелкозернистом фоне ангидритов обнаруживаются радиально-волокнистые скопления более крупных кристалликов этого минерала.

Ангидриты в разрезе продуктивной толщи начинают встречаться, начиная с 70 м (Язовское месторождение). Распространены переходные гипс-ангидритовые и ангидрито-гипсовые породы. Ангидриты и гипсы довольно чистые, почти совсем лишенные терригенных примесей. В ряде случаев они залегают трансгрессивно на более древних отложениях. Между гипсами и серусодержащими известняками часто залегают гипсо-карбонатные породы, образующие в ряде случаев слоистые текстуры. Гипсо-карбонатные породы постепенно переходят в надгипсовые известняки.

В проблеме литологического исследования сероносных пород немаловажную роль играет изучение минералов глин и глинистых отложений. Минералы глин чувствительны к окружающей физико-химической обстановке. При нарушении равновесия они преобразуются в формы, стабильные в новых условиях. Поэтому принято считать, что минералы глин служат своеобразным индикатором характера и интенсивности среды минералообразования. Если к этому добавить, что в процессе отложения серы всегда участвуют минералы глин, роль которых в этом процессе еще не совсем ясна, то важность исследования станет более очевидной.

Сведения о минеральном составе глин серных месторождений немногочисленны [1, 3, 6, 8]. Наиболее изучены глины предкарпатских месторождений.

Надрудные глины Роздольского и Язовского месторождений монтмориллонитовые. Глины, образующие в осерненных известняках мало-мощные изолированные пропластки (Подорожненское месторождение), — гидрослюдисто-монтмориллонитовые и монтмориллонитовые. Гидрослюда в смешаннослойных образованиях Роздола составляет около 40%. В монтмориллонитовые глины Подорожненского месторождения гидрослюда входит в виде механической примеси (до 26%).

Проницаемость глин неодинакова. В порядке возрастания можно составить такой ряд проницаемости: монтмориллонит—смешаннослойные гидрослюдисто-монтмориллонитовые образования—механическая смесь гидрослюды и монтмориллонита. В этом же направлении изменяется и состав глин.

Возможно, причиной изменения состава являются факторы, прямо зависящие от проницаемости, например, по И. Н. Ушатинскому и Н. С. Цепелеву [9], пластовая жидкость. Этот фактор — величина переменная, так как пластовая жидкость содержит различные концентрации растворенных элементов. Так, в пластовых водах Роздола обнаружены кремний, алюминий, магний, кальций, железо, марганец,

никель, кобальт, хром, молибден, медь, свинец, серебро, сурьма, натрий, калий, бор, барий, стронций. Воды в основном нейтральные, лишь на отдельных участках слабощелочные или слабокислые, рН изменяется от 5,5 до 8,3. Газовая составляющая подземных вод характеризуется довольно высокими показателями метана, этана и других более тяжелых углеводородов.

Из содержащихся в пластовых водах элементов наиболее информативен стронций. Механизм перераспределения стронция в породах изучен недостаточно. Известно, что стронций обладает значительной миграционной способностью. Увеличение SO_4^{2-} в солевом составе вод ведет к резкому уменьшению количества Sr^{2+} , который выпадает в виде целестина. Повышенные концентрации целестина на Роздольском месторождении связаны с подтоком обогащенных стронцием (до 100 мг/л) хлоридно-натриевых вод из меловых отложений. Не исключена возможность, что часть стронция поступила с водами из нефтяных и газовых залежей*.

Необходимо учитывать, что глинистые отложения в серных месторождениях Предкарпатья находятся в условиях интенсивного водообмена. Поэтому вряд ли они могут содержать сейчас седиментационные воды, которые в процессе диагенеза осадков и уплотнения глин могли выжиматься в карбонатные отложения. На состав вод значительное влияние могли оказать процессы метаморфизма под воздействием органических веществ, захороненных в осадках и поступивших по разломам из глубины. В связи с этим важны исследования влияния углеводородов на состав пород и минералообразующие процессы, протекающие в этих породах. По существующим воззрениям, проникновение нефти в разрезы казанского яруса—нижнюю часть водинской толщи и верхнюю часть дубравинской толщи (Водинское месторождение) произошло после отложения в породах серы. Именно трещиноватые и кавернозные породы явились хорошими путями для проникновения в них углеводородов. В дальнейшем происходило экзогенное их выветривание.

И. И. Нестеров и Г.Э. Прозорович [5], ссылаясь на данные Фихтбауэра и других исследователей, заключили, что нефть практически прекращает минералообразование в пласте**. Это не противоречит нашим наблюдениям на Водино. Присутствие значительного количества углеводородов делает невозможным образование новых зародышей серы и подавляет рост формирующихся. На Гаурдакском месторождении источником углеводородов явилась кугитангская свита, причем повышенное содержание органического вещества стало основной причиной отсутствия осернения.

Таким образом, повышенное содержание углеводородов тормозит серообразование. Процессы серообразования интенсивнее в тех породах, в которые небольшие количества водорастворимых углеводородных соединений поступают, возможно, пульсационно. Это подтверждается находкой зональных кристаллов серы и кальцита на Водино. Зоны в кристаллах заметно оттенены битуминозным веществом.

* По данным А. К. Гуцало [2], такие стронциевые аномалии были обнаружены в подземных водах многих нефтяных и газовых месторождений. Они связаны с упругостью растворенных в воде углеводородных газов, способствующих растворению солей Sr.

** Это происходит вследствие вытеснения нефтью или газом поровой воды, без которой не может осуществляться процесс минералообразования.

Серусодержащие породы кепроков ДДв представлены глинами, глинистыми известняками, известняками, гипсами, ангидритами, солями.

Глины кепрока Роменского купола темные и темно-серые, неслоистые, иногда комковатые, неравномерно карбонатные. Высокодисперсная часть глины представлена гидрослюдой. В солях глинистое вещество концентрируется в виде тонких прослоев и пленок. Все глины интенсивно пиритизированы.

Глинистые известняки в кепроке Ефремовского купола пепельно-серые до синевато-черных, пиритизированы. Количество кальцита колеблется от 12 до 65%. Кроме гидрослюды и кальцита, в известняках выявлены кварц, доломит, гипс.

Известняки в кепроках Роменского и Ефремовского куполов — от темно-серых до коричнево-серых. Слагающие их зерна имеют неправильные контуры. Местами в известняках отмечены реликты пелитоморфной структуры, где вместе с пелитоморфным кальцитом (размер зерен 0,02 мм) встречаются примерно такие же зерна доломита с ровными очертаниями. Кристаллические известняки изобилуют посторонними примесями, выполняющими межзерновое пространство и образующими различного рода включения. Эти примеси затрудняют эпигенетическое преобразование карбонатных пород.

Гипсы и ангидриты залегают непосредственно на солях и включены в последние. Выделяются мелкозернистые и шпатовые разности гипса. Первые имеют неправильные ограничения, вторые представлены прозрачными пластинками величиной до 1 мм. Мелкозернистые разности, перешедшие в неизменном виде из солей, распространены в нижних частях кепроков. В гипсах наблюдаются включения зерен ангидрита игольчатой и брусковидной формы. В кепроке Роменского купола голубоватый ангидрит имеет такой химический состав в %: SiO_2 0,06; MgO 0,22; CaO 40,94; H_2O 0,32; SO_3 58,63. На Лейковском куполе (скв. 56, глуб. 267,5 м) слабофиолетовый пластинчатый ангидрид вмещает 4,8% фтора. Заметное количество пелитоморфного ангидрита обнаружено в кварц-серицитовых породах Ефремовского купола. Ангидрит в кепроке Ново-Сенжарского купола (скв. 1, глуб. 1029 м) белый и серый с легким синеватым оттенком. Среди массы ангидрита наблюдаются более темные участки, в состав которых входит кальцит. Небольшие пустоты в ангидрите выполнены хорошо ограненными кристаллами этого минерала. Под микроскопом ангидрит представляет собой мелкозернистую массу, сложенную чешуйками, волоконцами, иголочками и брусочками длиной до 1 мм.

Выделения серы во всех описанных породах имеют явно вторичный характер. Максимальное серосодержание не превышает 12%.

Анализ литературных данных по вещественному составу осерненных пород кепроков побережья Мексиканского залива позволяет заключить, что главным региональным фактором, благоприятным для формирования значительных скоплений серы в кепроках, является наличие в разрезе значительного количества гипса и ангидрита, перешедших из соли. Если соли куполов США и Мексики содержат в качестве основной примеси ангидрит (до 90% нерастворимого остатка), то в нерастворимом остатке солей Ефремовского купола количество сульфатных минералов составляет всего 5—30%, в Алексеевском — около 50%. Среднее содержание SO_3 в нерастворимом остатке солей Роменского купола, равное всего 6,3%, может дать только 2,5% серы [4].

Если же в процессе растворения соли в остатке накапливаются глинистые минералы, то и состав кепрока преимущественно глинистый, а количество SO_3 , за счет которого должен продуцироваться сероводород, незначительно. К тому же малопроницаемые породы затрудняют доступ инфильтрационных кислородсодержащих вод, окисляющих сероводород до серы. Именно такие кепроки распространены на территории Днепроовско-Донецкой впадины.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гуржий Д. В., Ненчук Н. Ф. К характеристике тортонских глин серных месторождений Приднестровья. — В сб.: Вопросы литологии и петрографии, кн. 1, Изд-во Львов. ун-та, 1969.
2. Гуцало А. К. О природе аномалий в подземных водах, контактирующих с нефтяными и газовыми залежами. — В сб.: Эволюция пластов-коллекторов месторождений нефти и газа Днепроовско-Донецкой впадины. Тезисы докл. III обл. конф. Полтава, 1967.
3. Даценко Н. М. К литологии глин Роздольского серного месторождения. — В сб.: Вопросы литологии и петрографии, кн. 1, Изд-во Львов. ун-та, 1969.
4. Иванов М. В., Лейн А. Ю., Гриненко В. А., Галимов Э. М., Ветров Ю. И. Генезис самородной серы в кепроке Роменского купола. — Литология и полезные ископаемые, 5, 1971.
5. Нестеров И. И., Прозорович Г. Э. Основные проблемы литологии и палеогеографии мезозоя. — В сб.: Проблемы геологии Зап.-Сиб. нефтегазоносной провинции, вып. 1, М., Изд-во «Недра», 1963.
6. Сребродольский Б. И., Мельник Ю. М. Вещественный состав и вопросы генезиса глин серных месторождений Прикарпатья. — В сб.: Вопросы литологии и петрографии, кн. 1, Изд-во Львов. ун-та, 1969.
7. Страхов Н. М. Факты и гипотезы в вопросе об образовании доломитовых пород. — Изв. АН СССР, серия геол., 6, 1958.
8. Грухачева А. Г. Серные руды месторождений Предкарпатского бассейна. — Тезисы докл. по геол. самородной серы. Госкомитет по химии, М., 1963.
9. Ушатинский И. Н., Цепелев Н. С. Об изучении глинистых пород. — В сб.: Проблемы геологии Зап.-Сиб. нефтегазоносной провинции, М., «Недра», 1968.
10. Форш Н. Н. Стратиграфия и фации казанского яруса Среднего Поволжья. Труды ВНИГРИ, вып. 75, М., 1971.

Some peculiarity of the lithology of sulphur deposits

B. I. SREBRODOLSKY

Summary

Are characterized some peculiarities of the lithology of Pre-Carpathians and Middle Volga sulphur deposits. Are exhibited role of the containing rocks at the localization of the accumulation of native sulphur. Are examined the questions of the autigenetic mineral-forming at the stripe of sulphur deposits.

Некоторые особенности минерального состава глин нижнемолассовых отложений Прикарпатья

П. М. БИЛОНИЖКА

УДК 552.52:549.623

Исследуемые отложения широко распространены во внутренней зоне Предкарпатского краевого прогиба. Большинство исследователей относят их к нижнему миоцену. Согласно стратиграфической схеме О. С. Вялова [5], в состав нижнемолассовой толщи входят отложения воротыщенской серии, стебникской и баличской свит. Они представлены очень сложным комплексом терригенных и аутигенных образований, среди которых наиболее распространены глины.

Исследованию минерального состава тонкодисперсной фракции глин нижнемолассовых отложений Прикарпатья посвящены работы Д. П. Бобровника, В. Г. Юрковой [2], Е. А. Яржемской [12], В. И. Колтуна [8], Д. В. Гуржия [6], П. М. Билонижки, О. Н. Вынар, В. С. Мельникова [1]. Ими установлено, что фракция $< 0,001$ мм глин этих отложений представлена главным образом гидрослюдой. В качестве примеси из слоистых силикатов одни исследователи [2, 8] отмечают присутствие монтмориллонита, другие [1, 12] — хлорита или же монтмориллонита и каолинита [6].

Вопрос о распространении каолинита, хлорита и монтмориллонита в глинах нижних моласс Предкарпатского передового прогиба в зависимости от степени осолонения бассейна, в котором они отлагались, является мало изученным. Для его выяснения исследовался минеральный состав фракций $< 0,001$ мм, выделенных из глин подсолоненных отложений, а также из глинистой соленосной брекчии нижних слоев соляных толщ стебникской, верхневоротыщенской и нижневоротыщенской свит.

Исследуемые породы подвергались механическому анализу (табл. 1). Разделение глин на фракции проводилось путем отмучивания в дистиллированной воде [4]. Во избежание растворения железистых хлоритов дезинтеграция частиц глин перед механическим анализом проводилась не обработкой их 5%-й HCl, а тщательным растиранием сильно увлажненных пород деревянным пестиком и постепенным переводом дезинтегрированных частиц в стаканы для отмачивания.

В соответствии с классификацией [7], анализируемые породы по размерности зерен силикатных минералов представлены алевритистой, алевритовой и песчанисто-алевритовой глинами, а также песчанисто-глинистым алевритом.

Минеральный состав фракций $< 0,001$ мм этих пород исследовался рентгенометрическим, химическим и термическим методами.

Механический состав глинистых пород (в %)

№ пробы	Размер фракций, мм				
	<0,001	0,001—0,01	0,01—0,1	0,1—0,25	0,25—0,5
656	10,7	52,6	36,6	0,1	—
183	19,4	48,9	27,9	3,8	—
2013	40,4	46,5	10,6	1,6	0,9
655	12,1	39,6	37,0	8,6	2,7
527	16,6	47,1	36,1	0,2	—
483	10,5	21,5	48,5	16,3	3,2

Примечание. Характеристика образцов: 656 — Рунгуры, скв. 655, глуб. 355 м, красноцветная глина из терригенного подсолонного комплекса стебнической свиты; 183 — Гольнь, квершлаг II гор., желтовато-коричневая глина, находится в виде блока в глинистой солоносной брекчии стебнической свиты; 2013 — Калуш, Хотинское поле, штр. VI гор., темно-серая глина с многочисленными зеркалами скольжения, крупный блок в глинистой солоносной брекчии стебнической свиты; 655 — Рунгуры, скв. 655, глуб. 87 м, брекчированная солоносная глина из нижней части разреза соляной толщи стебнической свиты; 527 — Стебник, скв. 527, глуб. 532 м, тонкослоистая глина из кровли подсолонного комплекса верхневоротыщенской свиты; 483 — Тустановичи (Борислав), скв. 483, глуб. 550,7 м, засолоненный алевролит из нижней части соляной толщи нижневоротыщенской свиты.

Характерной особенностью дифрактограмм фракций $<0,001$ мм* являются слабо выраженный рефлекс при 14 Å и хорошо выраженные рефлексы при 10 и 7 Å, а также рефлексы, им кратные (рис. 1). Они указывают на полиминеральный состав глинистых фракций. Отражения 10; 4,9; 3,3 Å принадлежат гидрослюде и являются базальными. Они постоянно присутствуют на всех дифрактограммах. Отражение (060) с межплоскостным расстоянием 1,49—1,50 Å указывает на диоктаэдрический характер гидрослюды. Расширение рефлекса (001) гидрослюды в сторону малых углов указывает на смешанослойный характер ее структуры. Рефлекс 14 Å может принадлежать как монтмориллониту, так и хлориту. Для выяснения этого вопроса мы воспользовались характерной особенностью монтмориллонита изменять величину базальных отражений при взаимодействии с этиленгликолем [9]. Насыщению этиленгликолем подвергались пробы 656 и 183, для которых рефлекс при 14 Å был особенно четким. Вследствие присутствия монтмориллонита первый базальный рефлекс должен переместиться до 16,9—17,1 Å. Как видно из дифрактограмм (рис. 1, № 656, а, 183, а), рефлекс не сместился. Значит, рефлекс 14 Å не относится к монтмориллониту, а является базальным отражением первого порядка хлорита.

Как известно [3], минералы типа хлорита характеризуются базальными рефлексами 14; 7,0; 4,67 и 3,50 Å. Отражение 7 Å более интен-

* Съемки предварительно ориентированных агрегатов фракций проводились на дифрактометре УРС-50 и частично на приборе ДРОН. Излучение медное отфильтрованное. Ширина аналитической щели 0,25 мм. Скорость вращения счетчика 2 град/мин. Анализы выполнили В. С. Мельников и Э. А. Янчук.

сивное, чем отражение 14 Å, что указывает на значительное содержание железа в хлорите или на присутствие еще примеси каолинита, для которого также характерны отражения при 7,0 и 3,50 Å. Для решения указанного вопроса две пробы фракции <0,001 мм прокаливались в течение 1 ч при 600° С. На дифрактограммах прокаленных проб (рис. 1, № 183, б, 2013, б) рефлексы при 14 и 7,0 Å исчезли, а расши-

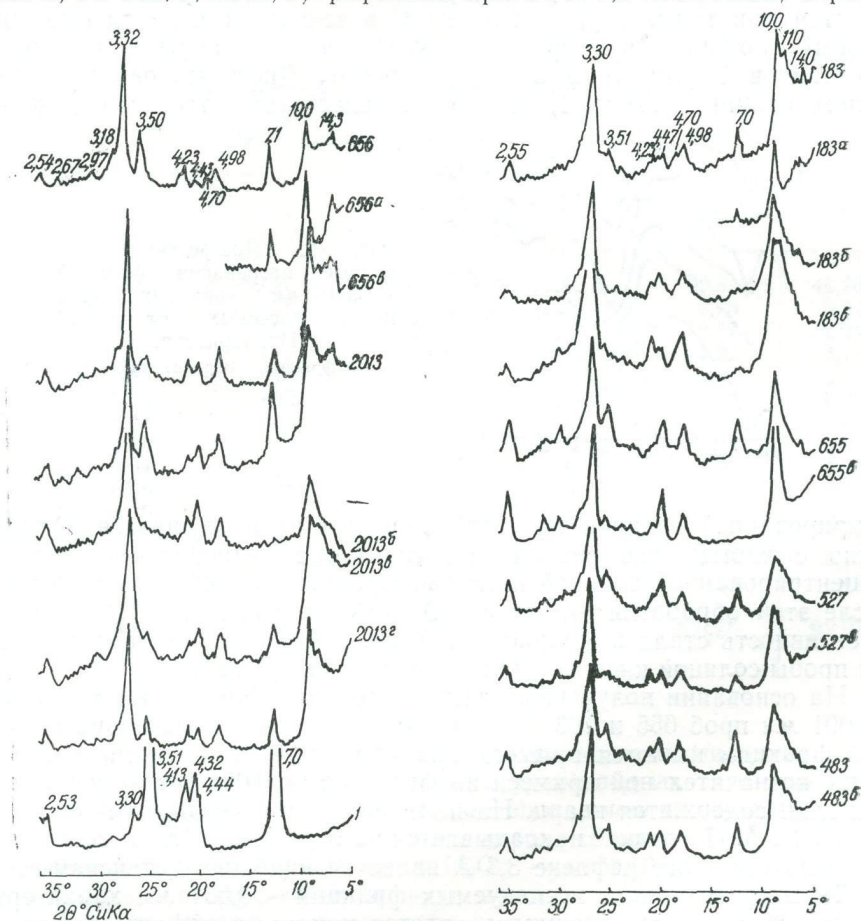


Рис. 1. Дифрактограммы фракций <0,001 мм глинистых пород нижнемолассовых отложений Прикарпатья.

a — фракция, насыщенная гликолем; *б* — прокаленная при 600° С; *в* — обработанная HCl (1:1); *г* — обработанная концентрированной HCl.

ренный в сторону малых углов первый базальный рефлекс гидрослюдь стал более симметричным. Последнее обстоятельство может быть следствием примеси монтмориллонита в структуре гидрослюдь (проба 2013). Смещение рефлекса 11,0 Å к 10 Å и более симметричное строение последнего, по-видимому, обусловлено наличием в пробе 183 смешанно-слоистых образований, состоящих из гидрослюдь и монтмориллонита. Исчезновение рефлекса 7,0 Å еще не решает однозначно вопроса, присутствует ли примесь хлорита или каолинита, так как при этих условиях разрушается не только каолинит, но и плохо окристаллизованный железистый хлорит [3]. Для окончательного выяснения вопроса фракции

$<0,001$ мм всех исследуемых проб обрабатывались соляной кислотой (1 : 1) при нагревании на водяной бане около 2 часов. На дифрактограммах обработанных проб рефлекс 7 \AA исчез полностью лишь в двух пробах (рис. 1, № 183, в, 655, в), а в остальных остался, но его интенсивность значительно понизилась. С целью проверки, не разрушает ли соляная кислота каолинит, мы обработали концентрированной соляной кислотой при температуре около 90°C в течение 1 ч почти мономинеральный каолинит (размер частиц $<0,01$ мм) из коры выветривания гранитоидов Украинского щита (Турбово). Дифрактограмма обработанного каолинита (рис. 1, № 1) свидетельствует о том, что даже кон-

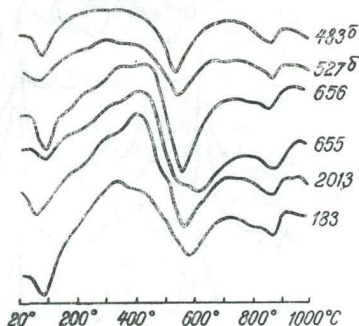


Рис. 2. Дифференциальные кривые нагрева фракций $<0,001$ мм глинистых пород нижнемалассовых отложений Прикарпатья.
б — фракции, обработанные 15% H_2O_2 .

центрированной соляной кислотой каолинит не разрушается. Одновременно с чистым каолинитом при таких же условиях обрабатывали концентрированной соляной кислотой фракцию $<0,001$ мм пробы 2013. После этой обработки рефлекс 7 \AA остался (рис. 1, № 2013, г). Его интенсивность стала примерно такой же, как и после обработки исходной пробы соляной кислотой (1 : 1) (рис. 1, № 2013, в).

На основании полученных данных можно полагать, что во фракции $<0,001$ мм проб 655 и 183 каолинит отсутствует, а в остальных пробах этой фракции имеются примеси как каолинита, так и хлорита. В качестве незначительной примеси во фракциях $<0,001$ мм всех исследуемых глин содержится кварц. На наличие кварца указывают отражения $4,23$ и $3,32 \text{ \AA}$. Последнее накладывается на отражение (003) гидрослюда. В результате этого рефлекс $3,3 \text{ \AA}$ является наиболее интенсивным.

Термограммы всех исследуемых фракций $<0,001$ мм характеризуются тремя четко выраженными эндотермическими эффектами при температурах $70-100^\circ$, $545-590^\circ$ и $860-880^\circ \text{C}$ (рис. 2), свойственными гидрослуде. Из них наиболее интенсивный второй, менее выражен первый и наименее развит третий эндотермический эффект. Экзотермические эффекты при $300-340^\circ$ и $400-440^\circ \text{C}$ вызваны окислением рассеянного органического вещества. После обработки фракций раствором перекиси водорода эти экзотермические эффекты на термограммах не проявляются (рис. 2, № 483, б, 527, б).

Полиминеральный состав фракций $<0,001$ мм глин исследуемых отложений подтверждается и химическими анализами (табл. 2). Сравнительно высокое содержание во фракциях калия ($4,04-6,36\%$ K_2O) связано с присутствием больших количеств гидрослюда. Поскольку гидрослюда диоктаэдрического типа, то вхождение в ее состав таких значительных количеств магния ($2,85-4,44\%$ MgO) и железа ($1,73-4,74\%$ FeO и $1,20-3,17\%$ Fe_2O_3) маловероятно. Их присутствие в составе

фракций обусловлено примесью магнезиально-железистого хлорида и в меньшей мере примесью монтмориллонита в структуре гидрослюдь или же смешаннослойных образований, состоящих из гидрослюдь и монтмориллонита. Очень высокое содержание Fe_2O_3 во фракциях $\angle 0,001$ мм проб 656 и 183 вызвано присутствием в них свободных окислов или гидроокислов железа. На это указывает и красноватый цвет глин.

Таблица 2

Химический состав фракций $\angle 0,001$ мм*,
выделенных из глин стебниковской,
верхне- и нижневоротыщенской свит (в %)

Компо- ненты	656	183	2013	655	527	483
SiO ₂	47,68	52,47	49,78	48,82	49,84	46,20
TiO ₂	0,85	0,46	0,84	0,88	0,76	0,82
Al ₂ O ₃	21,63	18,63	22,33	22,53	19,57	22,94
Fe ₂ O ₃	6,06	8,16	1,61	2,11	1,20	3,17
FeO	2,88	1,73	4,66	3,78	4,74	3,44
MnO	0,06	0,02	0,08	0,04	0,03	0,03
MgO	3,48	2,85	3,86	3,36	4,24	4,44
CaO	0,98	0,27	0,60	1,04	0,92	0,40
K ₂ O	4,04	4,99	5,42	6,26	6,36	4,38
Na ₂ O	0,35	0,34	0,46	0,20	0,23	0,34
H ₂ O ⁻	5,00	4,18	2,34	2,86	4,84	4,84
CO ₂	0,12	сл.	0,02	0,22	0,14	0,34
SO ₃	0,06	не обн.	0,43	0,12	0,13	0,16
П.п.п.	6,78	6,39	8,22	7,33	7,27	8,47
Сумма	99,97	100,49	100,65	99,55	100,27	99,97

* Аналитик Т. И. Мончак.

Характерной особенностью исследуемых фракций является то, что содержание в них калия и низкотемпературной воды хотя и испытывает значительные колебания, но в среднем ниже, чем в таких же фракциях глин, выделенных из калийных пород. В последних содержание K₂O колеблется от 5,90 до 7,4%, а H₂O⁻ — от 1,40 до 2,88% [1]. Причем наблюдается определенная связь между содержанием калия в исследуемых фракциях и интенсивностью проявления их первого низкотемпературного эндотермического эффекта. Так, наибольшая интенсивность этого эффекта наблюдается на термограмме пробы 656, во фракции которой установлено 4,04% K₂O, а наименьшая — на термограммах проб 655 и 527, в которых содержится 6,26 и 6,36% K₂O. На термограммах фракций $\angle 0,001$ мм, выделенных из глин калийных пород, первый низкотемпературный эндотермический эффект выражен еще слабее или вообще не проявляется. Эти фракции содержат еще больше калия [1].

Значит, с повышением содержания калия в гидрослюдистых фракциях происходит уменьшение интенсивности их низкотемпературного эндотермического эффекта. Это обусловлено тем, что одновременно с увеличением во фракции содержания калия происходит уменьшение в ней низкотемпературной воды, с которой связано проявление этого эффекта.

Судя по повышенному содержанию калия в глинистых фракциях соляных пород по сравнению с его содержанием в аналогичных фракциях из подсоленосного комплекса, можно предполагать, что концентрация калия в тонкодисперсных фракциях глин находится в прямой зависимости от солёности бассейна, в котором они отлагались, или от концентрации и состава соляных растворов, действовавших на глины в период диагенеза. Для выяснения палеосолённости бассейна, в котором отлагались глины, изучен химический (табл. 3) и рассчитан [10] солевой состав (табл. 4) их водных вытяжек. Микроскопическими исследованиями в составе глин установлены галит, гипс, ангидрит, а в пробе 2013 — даже карналлит. Небольшие скопления этих минералов наблюдаются обычно по плоскостям напластования и зеркалам скольжения глин в виде мелких зерен, реже волосовидных образований. Они хорошо видны под бинокляром. В глинах, залегающих в основании соляной толщи (№ 655 и 483), галит присутствует в большом количестве как цемент.

Таблица 3

Химический состав водных вытяжек глин* (в %)

№ пробы	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	Н.О.	Сумма
656	0,16	0,19	0,63	0,11	0,59	1,48	96,91	100,07
183	0,19	0,14	0,87	0,32	0,45	2,05	95,92	99,94
2013	0,84	0,51	0,27	0,37	1,68	2,49	92,86	99,02
483	0,99	0,06	12,59	0,50	2,62	19,87	63,68	100,31
527	0,24	0,08	1,20	0,18	0,58	2,21	95,53	100,02
655	1,91	0,21	14,10	0,23	4,61	22,60	55,84	99,50

* Аналитик Т. И. Мончак.

Таблица 4

Солевой состав водных вытяжек глин (в %)

№ пробы	CaSO ₄	MgSO ₄	CaCl ₂	MgCl ₂	KCl	NaCl	Н.О.	Сумма
656	0,54	0,26	—	0,55	0,21	1,60	96,91	100,07
183	0,64	—	—	0,55	0,61	2,22	95,92	99,94
2013	2,38	—	0,39	2,00	0,70	0,69	92,86	99,02
483	3,36	0,30	—	—	0,95	32,01	63,68	100,30
527	0,82	—	—	0,31	0,34	3,00	95,53	100,00
655	6,49	0,04	—	0,78	0,44	35,95	55,84	99,54

Полученные данные показывают, что по солевому составу глины проб 656, 183 и 527 очень близки между собой. В то же время их тонкодисперсные глинистые фракции резко отличаются содержанием калия. Так, во фракции <0,001 мм пробы 656 обнаружено 4,04% K₂O, а в аналогичной фракции пробы 527 — 6,36% K₂O.

Значит, по качественному и количественному составу хлоридов и сульфатов, присутствующих в глинах, не всегда можно выяснить палеосолёность бассейна, в котором отлагались глины, или выявить влияние на них соляных рассолов в период диагенеза. Это связано с тем, что хлориды и большинство сульфатов хорошо растворимы в воде.

В процессе диагенеза они нередко растворяются слабоминерализованными водами и выносятся из глин или, наоборот, образуются в результате воздействия на глины концентрированных соляных растворов.

Более надежным индикатором солености бассейна, в котором отлагались глины, или показателем концентрации и состава рассолов, воздействовавших на глины в период диагенеза, могут быть элементы, поглощающиеся из соляных растворов глинами и крепко удерживаемые кристаллической структурой гидрослюд. Таким элементом является бор (11,13). В этой связи в глинистых фракциях $<0,001$ мм проведено количественное определение бора* по методу трех эталонов на спектрографе ДФС-13. В них установлены следующие концентрации бора (в г/т): 404 (№ 656), 530 (№ 183), 760 (№ 2013), 1485 (№ 527) и 1800 (№ 655). Из этих данных видно, что между содержанием в глинистых фракциях калия и бора существует определенная связь. Наименьшее количество бора содержится во фракции, наиболее бедной калием (№ 656) и, наоборот, максимальное его содержание выявлено в глинистой фракции, имеющей высокую концентрацию калия (№ 655).

В связи с тем, что в глинистых фракциях подсоленосных отложений присутствует более значительное количество монтмориллонита в структуре гидрослюды или в составе смешаннослойных образований, по сравнению с аналогичной фракцией глин соляных отложений, можно предполагать, что по мере осолонения морской воды калий фиксировался монтмориллонитом. Однако не исключена возможность, что часть калия фиксировалась и гидрослюдой.

Таким образом, проведенные исследования показывают, что фракции $<0,001$ мм глин нижних моласс Предкарпатского передового прогиба представлены в основном гидрослюдой. В качестве примесей из слоистых силикатов в глинах подсоленосных отложений присутствуют хлорит, каолинит и смешаннослойные (гидрослюда + монтмориллонит) образования, а в глинах соляных толщ — лишь хлорит. Полученные данные дают основание предполагать, что по мере осолонения бассейна происходит превращение терригенного монтмориллонита и каолинита в гидрослюду и хлорит. При этом гидрослюдистые фракции обогащаются калием, бором и обедняются низкотемпературной водой.

ЛИТЕРАТУРА

1. Билонижка П. М., Вынар О. Н., Мельников В. С. О минеральном составе глин соляных пород калийных месторождений Прикарпатья. — В сб.: Вопросы минералогии осадочных образований, кн. 7. Изд-во Львов. ун-та, 1966.
2. Бобровник Д. П., Юркова В. Г. К минералогии глин воротыщенской серии Предкарпатья. — В сб.: Вопросы минералогии осадочных образований, кн. 2. Изд-во Львов. ун-та, 1955.
3. Бриндли Г. В. Хлоритовые минералы. — В кн.: Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов. М., «Мир», 1965.
4. Рикучова М. Ф. Методическое руководство по петрографо-минералогическому изучению глин. М., Госгеолтехиздат, 1957.
5. Вялов О. С. Неогеновые отложения Предкарпатского краевого прогиба. — Кн.: Геология СССР, т. 48 (Карпаты), ч. 1, М., «Недра», 1966.
6. Гуржий Д. В. К минералогии глин молассовых отложений Предкарпатья. — «Минералогический сборник Львов. ун-та», 1965, № 19, вып. 1.
7. Ершова Г. И. Вопросы номенклатуры и классификации обломочных и глинистых пород. — В кн.: Атлас текстур и структур осадочных горных пород, ч. 1, М., Госгеолтехиздат, 1962.

* Аналитик С. С. Мартынова.

8. Колтун В. И. Глинисті мінерали стебницької серії Прикарпаття. — В кн.: Деякі питання геології західних областей УРСР. К., Вид-во АН УРСР, 1958.
9. Мак-Юан Д. М. К. Монтмориллонитовые минералы. — В сб.: Рентгеновские методы изучения и структуры глинистых минералов. М., «Мир», 1965.
10. Методы анализа рассолов и солей. Труды ВНИИГа. М.—Л., «Химия», 1965 г.
11. Хардер Г. Геохимия бора. М., «Недра», 1965.
12. Яржемская Е. А. Вещественный состав галопелитов. — Труды ВНИИГа, вып. 29, 1954.
13. Harder H. Einbau von Bor in detritische Tonminerale. — «Fortschritte der mineralogie», 1961, 39, № 1.

Some peculiarities of mineral content of clay in under-mollassa sediments of Pre-Carpathians

P. M. BILONIZHKA

Summary

Are considered mineral content of thin-dispersed clay fractions in under-mollassa sediments of Pre-Carpathians.

It is supposed that under conditions of intensive salinization of marine basin take place transformation of terrigenous montmorillonite and kaolinite into hydromica and chlorite.

Некоторые особенности вещественного состава карбонатных пород чехла Мармарошского массива

В. И. ЛАШМАНОВ

УДК 552.54

В сложении большинства стратиграфических подразделений доальбского чехла советской части Мармарошского массива ведущая роль принадлежит известнякам и доломитам. Эти образования, между которыми местами установлены тесные фациальные переходы, часто слагают толщи в несколько сот метров или значительные их части. Примером может служить догорунская свита однообразных (за исключением нижних слоев) мраморизованных известняков верхней юры мощностью около 350 м [7] и кузинская свита нижнего триаса, более половины (140 м) пород которой в районе горы Соймул приходится на долю известняков и доломитов [3]. Кроме того, карбонаты часто встречаются в сланцевых толщах чехла, где картируются в виде преимущественно выдержанных по простиранию (как правило, на первые сотни метров, кое-где до 1—1,5 км) пластов и горизонтов, мощность которых варьирует от первых метров до 40—50 м. Такие горизонты, часть которых является маркирующими, выделяются на левобережье потока Белый (северные и северо-западные склоны горы Желтой), в бассейне потоков Кузя, Большой Банский и в других местах северо-западной оконечности массива, где обнажены метаморфизованные песчано-глинистые отложения карбона [2], нижнего триаса и верхней юры.

Известняки обычно представляют собою темно-серые, иногда с голубоватым оттенком, микро- и мелкозернистые породы с отчетливой тонко- и горизонтальнослоистой текстурой, обусловленной наличием прослоев алевритового, глинисто-алевритового или песчано-алевритового, местами песчаного материала. Под микроскопом часто обнаруживается их неравномерное зернистое сложение, что является следствием широко проявленного процесса перекристаллизации. Еще контрастнее такое строение выступает при наличии крупных (до 1,5 мм) зерен кальцита, неправильных или лапчатых, которые выделяются на фоне мелкозернистой массы как порфириобласты или группируются в прерывистопятнистые, линзовидные и цепочкообразные «прослойки», тяготеющие к скоплениям кластических минералов. В менее измененных образцах сохраняются участки пелитоморфного строения, которые определяют псевдообломочную текстуру известняков. Доломиты, в основном развитые в отложениях среднего триаса, отличаются брекчиевидной, реже массивной текстурой и главным образом светло-серыми или желтоватыми тонами окраски. В шлифах видно, что они сложены более или менее изометричными зернами доломита, средний размер которых не превышает 0,1 мм. Нередко крупные (до 0,3 мм) неправильные зерна этого минерала «корродируют» тонкозернистую основную массу.

При распознавании карбонатов из разновозрастных толщ чехла возникают значительные трудности, так как и известняки, и доломиты характеризуются близкими или аналогичными структурно-текстурными особенностями, однообразным минеральным составом, внешним подобием и, как правило, одинаково перекристаллизованы. Таким образом, признаки, являющиеся оправданными при разделении литологически близких образований, не могут быть применены (по крайней мере полностью) для отделения однотипных, но различных по возрасту карбонатных пород чехла. Стратификация их осложняется еще тем, что макроскопически сходные известняки и доломиты встречаются в метаморфическом комплексе фундамента. Следовательно, при геологосъемочных работах в условиях недостаточной обнаженности на многих участках и широко проявленной блоковой тектоники установление положения карбонатов (особенно их отдельных выходов) в общем разрезе представляет весьма сложную задачу. Все это требует выяснения тонких особенностей вещественного состава разновозрастных карбонатосодержащих пород и использования этих особенностей для их расчленения. Нами проведены лабораторные исследования для выяснения особенностей химического состава известняков различных толщ чехла, гранулометрического и минерального составов их нерастворимых остатков. Объектом изучения служили карбонатные породы мунцелульской, кузинской, догворунской и лежащей без перерыва на ней пестроцветной филлитовой белашевско-головатичской свит [2, 3, 7] — самых распространенных стратиграфических подразделений на территории северо-западного окончания массива, слагающих нижний структурный этаж чехла. Они отделены от фундамента угловым несогласием и сложены карбонатами и песчано-глинистыми образованиями, метаморфизованными в условиях, близких к фации зеленых сланцев.

Следует отметить, что карбонатосодержащие отложения упомянутых стратиграфических единиц выбраны объектом исследований не случайно. До последнего времени они рассматривались как составные части кристаллического комплекса фундамента, и лишь недавно благодаря находкам мезозойской фауны и микрофлоры, результатам определений абсолютного возраста, новым данным о структурном положении толщ внесены существенные коррективы в стратиграфические схемы фундамента и чехла [1—3]. Поэтому выяснение литолого-минералогических и других особенностей карбонатных пород не только дополнит существенную информацию о свитах, но будет также способствовать стратиграфическому расчленению метаморфизованных отложений чехла на основе специфичности разновозрастных карбонатов.

Для выяснения химического состава карбонатосодержащих пород нижнего триаса и верхней юры, обогащенных терригенным материалом, было отобрано 19 проб (из них 3 сильно обогащенные) из наиболее характерных разностей (см. рисунок). Часть образцов (113/13, 106/8, 106/г, 65, 62/2) внешне очень похожа на доломиты, остальные являются темноокрашенными разновидностями (кроме 62/3, 1, 113/12, 19) неравномерно мраморизованных известняков. Данные химических анализов (табл. 1) позволяют по соотношению CaO и MgO выделить два типа пород: известняки с содержанием 0,10—1,12% MgO и 20,34—49,79% CaO и доломитовые известняки с 12,97—18,46% MgO и 26,70—32,59% CaO . Кроме того, выявлена разность промежуточного состава — доломити-

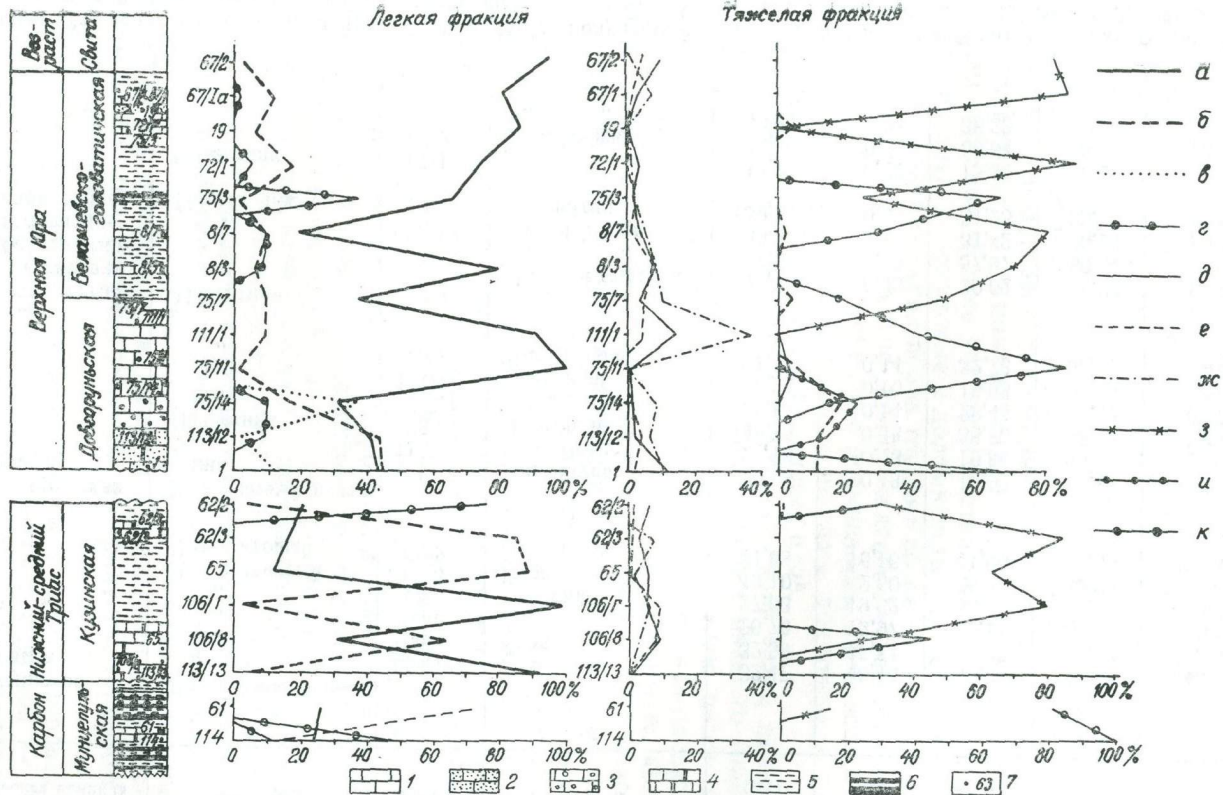


Схема вертикального распределения минералов нерастворимых остатков.

1 — известняки; 2 — песчаные известняки и известковые песчаники; 3 — известняки с галькой; 4 — доломитовые известняки; 5 — сланцы; 6 — прослои черных кварцитов; 7 — номер пробы и место ее взятия.
 Минералы: а — кварц; б — мусковит; в — серицит; г — плагиоклаз; д — циркон; е — рутил; ж — турмалин; з — пирит; и — марипозит; к — серицит-глинистый и глинисто-слюдисто-лиритовый агрегаты.

Химический состав карбонатосодержащих пород нижнего триаса и верхней юры

Возраст	Стратиграфическая единица	Разновидность породы	№ пробы	Место взятия пробы	Окислы, вес. %			CaCO ₃ , %	MgCO ₃ , %	Остаток в нерастворимой части MgO
					CaO	MgO	CO ₂			
Нижний триас	Кузинская свита	Доломитовый известняк	113/13	Бол. Розис	32,47	18,46	45,96	55,78	44,22	Нет
		"	106/8	Кузя	32,59	17,84	45,37	56,37	43,63	Нет
		"	106/ε	"	26,70	12,97	35,11	59,85	40,15	0,1
		"	65	Банский	27,63	19,62	38,85	55,98	44,02	0,1
		Доломитистый	62/3	Кузя	43,10	2,60	36,83	92,22	7,78	0,2
		Доломитовый	62/2	"	31,68	16,16	41,96	57,55	42,45	Нет
Верхняя юра	Довгорунская свита	Известковый песчаник	1	Довгорунь	20,88	0,48	18,02	96,88	3,12	Нет
		"	113/12	Бол. Розис	24,68	0,43	19,84	98,00	2,00	Нет
		Известняк	75/14	Довгорунь	45,75	0,48	36,80	98,56	1,44	0,1
		"	75/11	"	35,87	0,14	28,48	99,53	0,47	Нет
		"	111/1	Бредецьель	20,34	0,10	16,65	99,14	0,86	0,2
		"	75/7	Лихая Трава	41,37	0,14	32,78	99,60	0,40	Нет
	Пестроцветная филлитовая белашевско-головатичская свита	Известняк	8/3	Мал. Белашевский	49,79	0,43	39,62	98,89	1,11	Нет
		"	8/7		47,97	0,16	37,97	99,54	0,46	Нет
		"	75/3		39,47	1,12	31,82	96,28	3,72	Нет
		"	72/1	Лихая Трава	39,49	0,33	31,25	99,00	1,00	Нет
		Извест. песчаник	19	Головатич	17,73	0,29	15,00	97,90	2,10	Нет
		Известняк	67/1	" "	49,56	0,56	39,64	98,45	1,55	Нет
		"	67/2	Бол. Банский	46,84	0,34	36,53	99,06	0,94	0,3

Примечание. Значения весовых процентов CaO и MgO получены при общем анализе карбонатосодержащих пород, выполненных в лаборатории Львовской экспедиции треста «Киевгеология». Незначительные избытки CO₂, связанные с ошибкой при определении, при пересчетах не учитывались.

стый известняк (проба 62/3). При пересчете * CaO на CaCO_3 и MgO на MgCO_3 выясняется, что в чистых известняках MgCO_3 составляет от 0,40 до 3,72%, а в доломитовых разновидностях — от 40,15 до 44,02% [6]. Таким образом, результаты исследований дают основание говорить о значительном различии между карбонатами нижнего триаса и верхней юры. Так, известняки довгорунской свиты и пестроцветной филлитовой толщи характеризуются устойчивым соотношением окиси кальция и окиси магния и неотличимы друг от друга. Доломит-известковые осадки, вероятно, совершенно не накапливались в верхнеюрском бассейне. Встречаемые местами доломитосодержащие известняки, несомненно верхнеюрского возраста, всегда связаны с зонами разрывных нарушений и являются продуктами гидротермальной доломитизации карбоната кальция. Карбонаты кузинской свиты отличаются значительно более пестрым составом. Кроме чистых известняков и доломитов [2, 4], здесь широко развиты доломитовые и доломитистые известняки. Часто наблюдаемое чередование таких пород говорит об их седиментационном генезисе. Однако не исключено происхождение некоторых доломитовых разновидностей карбонатов (особенно с повышенным количеством аллотигенной примеси) за счет частичной, а местами, возможно, и полной диагенетической доломитизации известковых илов.

В результате механического анализа терригенной примеси известняков карбона (пробы 61, 114), верхней юры и нижнего триаса выяснено, что нерастворимые остатки их по соотношению песка, алевролита и глины (табл. 2) могут быть разделены на резко разнородные с преобладанием (более 60%) песчаной фракции, смешанные, когда соотношение песчаной и глинисто-алевритовой составляющих близко или равно (при переменных количествах глины и алевролита), и глинисто-алевритовые с небольшими (менее 40%) примесями песка. В соответствии с выделенными типами осадков породы, их содержащие, отнесены к трем группам. Карбонаты мунцелульской, а также из низов разреза кузинской и довгорунской свит принадлежат к первой, из более верхних горизонтов — к третьей, из филлитовой толщи — ко второй и третьей группам. Кроме того, по отношению всей массы принесенного материала к растворимой части породы и по преобладающей фракции выделяются известковые песчаники, алевролиты и известняки, в которых количество кластогенных компонентов не превышает 5%. На этом основании среди последних описан ряд разновидностей (табл. 2): песчано-алевритовые, алевро-песчаные, песчанистые и т. д. В распределении их по разрезам нижнего триаса и верхней юры устанавливается подобие: в низах каждого разреза развиты разности, нерастворимые остатки которых сильно обогащены песком, в верхах — преобладают известняки, терригенная часть которых характеризуется резко переменным составом, то есть различные по возрасту и отличные по химическим особенностям карбонаты не распознаются по гранулометрическому составу кластогенной примеси.

Интересные данные для распознавания, с одной стороны, разновозрастных (карбоновых, триасовых и юрских), с другой — химически однотипных (верхнеюрских) карбонатосодержащих пород получены при выяснении особенностей минерального состава их терригенной примеси.

* Пересчет химического состава карбонатов производился по содержанию CO_2 , которое определялось поотдельной навеске. Термические исследования подтвердили химический состав карбонатов, полученный аналитически.

Таблица 2

Гранулометрический состав нерастворимых остатков карбонатосодержащих пород нижнего триаса и верхней юры

№ пробы	Разновидности известняков	% раство- римо- сти	Фракции. мм												Группа
			1,00—0,85		0,85—0,5		0,5—0,25		0,25—0,1		0,1—0,01		менее 0,01		
			масса	%	масса	%	масса	%	масса	%	масса	%	масса	%	
114	Алевро-песчаный	40,95	10,50	8,90	36,20	30,60	19,60	16,60	12,50	10,60	25,00	21,20	14,30	12,10	1
61	Песчаный	53,80	1,10	1,20	2,30	24,90	2,30	24,90	2,30	24,90	9,40	10,10	12,90	14,00	1
113/13	Известняк	96,00	0,10	1,30	0,30	3,80	0,50	6,20	0,80	10,00	3,90	48,70	2,40	30,00	3
106/8	Алевро-глинистый	94,47	0,10	0,50	1,20	7,20	1,40	8,50	1,00	6,10	5,30	32,00	7,60	45,70	3
106/г	Глинисто-алевритовый	74,78	—	—	—	—	0,05	0,10	0,50	1,00	38,90	77,10	11,00	21,80	3
65	Глинисто-алевритист.	82,16	1,40	2,60	1,80	3,40	2,80	4,10	4,70	8,80	21,90	40,90	21,50	40,10	3
62/3	Алевритистый	82,25	0,05	0,50	1,00	1,80	4,80	9,00	5,80	10,80	34,10	63,80	7,60	14,10	3
62/2	Алевро-песчаный	90,84	7,30	26,60	2,60	9,60	2,10	7,60	2,10	7,60	9,10	33,00	4,30	15,60	2
1	Алевро-песчаный	33,97	21,00	16,80	15,80	12,60	16,00	12,70	19,50	15,60	39,20	31,20	14,70	11,10	1
113/12	"	45,68	18,20	9,60	16,80	9,20	32,70	18,40	54,80	31,30	43,10	24,20	13,40	7,30	1
75/14	Песчаный	82,00	8,00	26,10	3,00	9,60	6,20	19,60	4,50	14,60	3,70	12,30	5,10	17,80	1
75/11	Алевро-песчаный	64,48	2,00	2,00	1,80	1,80	7,70	7,70	29,30	29,30	36,40	36,40	22,80	22,80	3
111/1	Песчаный алевролит	36,45	5,50	4,30	28,70	14,80	17,40	13,80	9,50	7,50	53,90	42,50	21,70	17,10	3
75/7	Алевро-песчаный	74,46	9,00	9,80	13,30	14,40	23,70	25,60	16,30	17,60	20,70	22,40	9,40	10,20	1
8/3	Глинисто-алевритист.	89,90	—	—	0,10	0,50	1,10	5,40	2,60	12,90	9,50	47,10	6,90	34,10	3
8/7	"	87,13	0,30	1,20	1,90	7,40	3,30	12,80	3,20	12,50	11,70	45,50	5,30	20,60	3
75/3	Алевро-песчаный	75,00	32,00	17,00	24,10	12,70	40,10	21,10	19,60	10,30	45,40	23,90	28,60	15,00	1
72/1	Песчано-алевритовый	71,90	0,40	0,80	1,50	2,70	5,20	9,20	6,40	11,40	31,20	55,50	11,50	20,40	3
19	Алевро-песчаный	32,95	9,30	6,90	29,50	22,00	17,80	13,30	11,00	8,20	47,10	35,10	19,40	14,50	2
67/1	Песчано-алевритистый из- вестняк	89,55	0,30	1,40	1,40	6,70	5,10	24,50	3,50	16,80	6,40	30,60	4,20	20,00	2
67/2	Глинисто-алевритист.	82,05	—	—	0,10	0,30	0,30	0,80	1,90	5,30	24,30	67,90	9,30	25,70	3

Примечание. Наименование карбонатосодержащих пород с учетом их химического состава, а также географическая привязка образцов приведены в табл. 1. При пересчете весовых количеств фракций в процентные нерастворимый остаток принимался за 100%. Разделение карбонатосодержащих пород сделано согласно классификации С. Г. Вишнякова (1933).

Результаты минералогических исследований, проведенных автором совместно с В. А. Хмелевским, позволили установить, что минеральный состав всех нерастворимых остатков однообразен и немногочислен. Тяжелые фракции представлены, главным образом, цирконом, рутилом, турмалином, кое-где зеленой слюдой (возможно, марипозит, $n_g' = 1,630$), легкие — кварцем, мусковитом, плагиоклазом. Из второстепенных минералов, составляющих не более 1—2% фракции, встречаются корунд, гранат, роговая обманка, сфен, лейкоксен, пироксен, ставролит, шпинель, глауконит. Кроме того, в единичных пробах значительный процент тяжелой фракции приходится на глинисто-слюдисто-пиритовый, легкой — на серицит-глинистый агрегаты (см. рисунок). Отсутствие признаков окатанности и совершенство кристаллографической огранки зерен некоторых минералов является доказательством их аутигенного происхождения. К таким минералам относятся пирит, глауконит, частично альбит*, лейкоксен. Аллотигенные компоненты, характеризующиеся седиментационной формой зерен, резко преобладают в легкой и

Таблица 3

Содержание главных минералов (в %) в тяжелых фракциях нерастворимых карбонатосодержащих пород карбона, триаса и юры

Свита	Название породы	№ пробы	Циркон	Рутил	Турмалин	Пирит	Зеленая слюда
Кузинская	известняк	61	0,50	Сл.	—	15,00	не обн.
"	"	113/13	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	—
"	"	106/8	8,50	7,80	2,40	26,20	—
"	"	106/2	5,10	8,25	5,30	80,13	—
"	"	65	5,60	Сл.	1,40	63,40	—
"	"	62/3	3,30	1,00	7,30	85,30	—
"	"	62/2	6,25	1,25	Сл.	28,75	—
"	среднее содержание		4,79	3,50	2,73	47,30	—
Довгорунская	песчаник	1	11,80	2,20	11,10	—	Сл.
"	"	113/12	1,70	3,70	6,10	—	13,70
"	известняк	75/14	1,20	0,80	7,90	—	23,00
"	"	75/11	0,50	—	0,80	3,50	5,70
"	"	111/1	14,50	4,00	37,24	—	—
"	"	75/7	3,90	4,50	10,00	49,10	—
"	среднее содержание		5,58	2,53	12,19	8,76	7,06
Белашевско-	известняк	8/3	8,40	8,10	8,40	71,30	не обна- руж.
Головатичская	"	8/7	4,20	1,30	4,90	80,90	—
"	"	75/3	2,30	2,30	2,50	24,60	—
"	"	72/1	2,10	Сл.	1,00	91,90	—
"	песчаник	19	Сл.	—	Сл.	Сл.	—
"	известняк	67/1	3,80	2,10	7,30	86,80	—
"	"	67/2	10,50	4,40	1,80	82,60	—
"	среднее содержание		4,47	2,60	3,70	62,58	—

Примечание. Место взятия образцов и полное наименование пород указано в табл. 1 и 2. Тяжелая фракция пробы 113/13 представлена на 99% бурыми окислами железа.

* Не исключено, что некоторое количество этого минерала, имеющего четкие кристаллографические очертания, образовалось за счет разрушения альбитосодержащих сланцев фундамента.

тяжелой фракциях. Устойчивый однородный состав тяжелых минералов всех нерастворимых остатков дает основание считать, что исследованные карбонатные породы принадлежат к единой терригенно-минералогической провинции — рутил-циркон-турмалин-пиритовой, где сульфид железа, хотя и является аутигенным, выступает как корреляционный минерал. Однако тяжелые фракции разновозрастных известняков отличаются по количественному соотношению «породообразующих» минералов (табл. 3). Это позволило отнести содержащие их породы к различным терригенно-минералогическим подпровинциям, каждая из которых специфична для карбонатов определенной толщи чехла. Для карбонатов кузинской свиты характерна турмалин-циркон-пиритовая подпровинция, для довгорунской свиты — рутил-циркон-слюдисто (марипозит?)-турмалиновая, для пестроцветной филлитовой толщи — рутил-турмалин-циркон-пиритовая, муцелульской — циркон-пиритовая (?). Легкие фракции, резко обогащенные кварцем и мусковитом, обычно не содержат «руководящих» минералов. Отдельно стоят фракции мраморовидных известняков верхней юры, для которых характерны альбит или ассоциация альбита с зеленой слюдой (слои основания довгорунской свиты).

Таким образом, вполне надежные критерии для распознавания как однотипных, так и разновозрастных карбонатных пород могут быть получены при выяснении особенностей минерального состава нерастворимых остатков. Сравнительный минералогический анализ терригенной примеси можно рекомендовать для расчленения карбонатов чехла. Данные по химическому составу говорят об ограниченной возможности использования этого метода, который, однако, дает хорошие результаты при разделении макро- и микроскопически трудноотличимых пород — доломитов и доломитовых известняков.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бойко А. К. О стратиграфии домезозойского метаморфического комплекса Раховского массива Восточных Карпат. Изв. вузов «Геология и разведка», 1965, № 4.
2. Бойко А. К. Доверхнепалеозойский комплекс северо-западного окончания Мармарошского массива (Восточные Карпаты). — Изд-во Львов. ун-та, 1970.
3. Бойко А. К., Иванченко А. И., Курячий Л. К., Теплов В. П. Про вік кузинської світи Рахівського масиву. — ДАН УРСР, 1964, № 8.
4. Кривин А. Л. Геологическое строение района Кобылецкой Поляны (Раховский массив) и Полянского месторождения фосфоритов. — Геол. сборник Львов. геол. об-ва, 1961, № 7—8.
5. Ненчук М. Ф. Давні карбонатні породи Рахівського масиву. — «Геол. журнал АН УРСР», 1965, вип. 3, т. XXV.
6. Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород, II, М., Гостехиздат, 1940.
7. Славин В. И. Триасовые и юрские отложения Восточных Карпат и Паннонского срединного массива. М., Госгеолтехиздат, 1963.
8. Ткачук Л. Г., Гуржий Д. В. Раховский кристаллический массив. К., Изд-во АН УССР, 1957.

Some peculiarities of Marmarosh mass cover carbonate rock substance composition

V. I. LASHMANOV

Summary

Similar carbonate rocks of Marmarosh mass North-West edge cover participating in composing low Triassic Cusine suite, Dovgorun suite, and upper Jurassic particoloured phyllite strata differ in mineral quantity relation at heavy fractions of insoluble sediments.

Состояние изученности и геохимические особенности акцессорных рассеянных элементов в соленосных отложениях Карпатского региона

Е. П. СЛИВКО, М. М. СЛИВКО, О. И. ПЕТРИЧЕНКО

УДК 550.4:552.53(477.5)

В пределах западных областей Украины расположены крупные месторождения каменной и калийно-магнезиальных солей. Основные месторождения каменной соли находятся в Закарпатье (Солотвинское, Терембинское). В Предкарпатье, наряду с месторождениями каменной соли (районы Болехова, Долины, Дрогобыча и др.), широко развиты месторождения калийно-магнезиальных солей, главными из которых являются Калуш-Голыньское и Стебникское. Кроме того, в последнее время здесь разведаны новые калиеносные площади: Доброгостов, Нинев, Гирне, Долголука, Борислав, Самбор, Тура Великая, Тростянец, Моршин, Делятин и др.

Геохимические исследования этих месторождений начаты сравнительно недавно*. Основное внимание в этих исследованиях уделено акцессорным рассеянным элементам: литию, рубидию, цезию, бору, таллию, бромю, йоду.

Литий. Уже на первом этапе исследования рассеянных щелочных элементов в соленосных отложениях Предкарпатья и Закарпатья (А. А. Нечаева, 1955; Э. К. Барышников, 1959; Н. И. Забродин и др., 1960; М. М. Сливко, П. М. Билонижка и др., 1960; П. М. Билонижка, 1961; О. И. Петриченко, 1962; Е. П. Сливко, О. И. Петриченко, 1964) в результате обработки нескольких тысяч анализов соляных пород на литий намечались некоторые характерные закономерности в распределении этого акцессорного элемента в соленосных отложениях. Результаты анализов показали, что содержание акцессорного лития в различных по составу соляных породах зависит в основном от количества в породе нерастворимого остатка, с повышением которого содержание лития, как правило, возрастает. Такая прямая зависимость говорит о связи основной части лития с терригенным материалом соленосных отложений. Оказалось, что главным носителем лития является глинистая фракция пород, где его содержание колеблется от $13 \cdot 10^{-4}$ до $169 \cdot 10^{-4}\%$ [18], среднее содержание равно $32 \cdot 10^{-4}\%$. На основании исследований по катионному обмену выявлено, что в глинистой фракции, представленной в основном гидрослюдой, литий находится в трудно обменивае-

* С 1952 г. их проводили периодически сотрудники кафедры геохимии МГУ (М. Г. Валяшко, Т. В. Мандрыкина, Г. Н. Аношин, И. Н. Маликова). Систематическое изучение геохимии галогенных отложений Предкарпатья и Закарпатья с 1959 г. проводится сотрудниками Львовского университета (П. М. Билонижка, М. М. Сливко), Института геологии и геохимии горючих ископаемых АН УССР (Е. П. Сливко, О. И. Петриченко), МГУ (М. Г. Валяшко, И. Н. Маликова).

мом состоянии, входя в состав кристаллической решетки слоистых силикатов глин.

Среднее содержание акцессорного лития в хомогенной части соляных пород не превышает кларковой величины для литосферы и составляет $1,1 \cdot 10^{-4}\%$.

Многочисленные анализы отдельных хлоридных и сульфатных солей, а также спиртовых вытяжек из них показали, что содержание лития в соляных минералах контролируется количеством находящихся в них жидких включений. Именно в связи с этим содержание лития в минералах солей не подчинено определенным закономерностям и не зависит от их химического состава [17, 19].

Содержание лития определялось также в межкристалльных и поровых растворах каменной и калийно-магнезиальных солей и вмещающих пород. Оказалось, что они характеризуются повышенным содержанием акцессорного лития по сравнению с породами [20].

Не остались без внимания исследователей и воды соляных источников, известных в пределах Восточных Карпат [22].

Моделирование процессов солеобразования с целью проследить поведение лития и других элементов в соляном растворе в период кристаллизации солей [25] подтвердило полученные на природном материале данные о том, что литий в соленосных отложениях не входит в виде изоморфных примесей в минералы ведущих, солеобразующих элементов, то есть не входит в состав твердой фазы, а накапливается исключительно в остаточной рапе, где находится в виде гидратированного иона.

Эти две формы нахождения лития в соленосных отложениях тесно связаны с формами его миграции в гипергенных условиях. Литий, входящий в состав гидрослюдистых минералов, поступал в соленосный бассейн вместе с тонкодисперсными частицами, и его миграция, таким образом, зависела от путей перемещения глинистого материала. Литий же, который переходит в раствор при выветривании горных пород, мигрирует в водные бассейны, и дальнейшая его судьба зависит от общих геохимических закономерностей формирования соленосных толщ.

Благодаря высокой энергии гидратации ион лития в условиях галогенного осадкообразования не переходит из раствора в твердую фазу. Этот фактор имеет решающее значение для отделения лития от других металлов щелочной группы и для накопления его в остаточной рапе осолонающихся водных бассейнов.

Рубидий. Содержание рубидия в глинистой фракции соляных пород Предкарпатья в десятки раз выше среднего его содержания в растворимых солях [16, 19]. Благодаря небольшой энергии гидратации и близким к калию другим физико-химическим свойствам рубидий легко адсорбируется минералами глин. Исследования подтвердили, что существует две формы нахождения этого элемента в глинах: в кристаллической решетке слоистых силикатов (кристаллохимические узлы калия) и в сорбированном состоянии на поверхности тонкодисперсных частиц [21, 23].

В водно-растворимой части соляных пород наличие рубидия связано исключительно с калийсодержащими минералами, главным образом карналлитом, меньше шенитом, лангбейнитом, сильвином. Среднее содержание рубидия в калийно-магнезиальных породах составляет $14,6 \cdot 10^{-4}\%$, колеблясь от $2,5 \cdot 10^{-4}\%$ в сильвините до $200 \cdot 10^{-4}\%$ в карналлитовой породе.

В составе жидких включений в соляных минералах рубидий не обнаружен (чувствительность определения 0,0001 %).

В маточных рассолах соленосных отложений среднее содержание рубидия составляет 8,0 мг/л, что почти в четыре раза ниже среднего содержания лития. Сопоставляя данные по содержанию рубидия в маточных растворах и во вмещающих породах калийных отложений, можно сделать вывод, что этот элемент (в отличие от лития) не концентрируется в маточных рассолах. Лабораторные опыты по изучению поведения и форм нахождения рубидия в процессе кристаллизации солей из искусственных растворов, близких по составу к природным, показали, что практически весь рубидий уходит из раствора в твердую фазу, концентрируясь частично в шените и в основном в карналлите, изоморфно замещая калий. В эвтонических растворах, судя по результатам опытов, рубидий не накапливается [25].

И. Н. Маликова провела очень интересную работу по распределению рубидия в калийных солях Калуш-Гольинского и Стебникского месторождений [14, 15]. Ею экспериментально определена величина коэффициента распределения рубидия между растворами различного состава и твердой фазой и сделана попытка использовать рубидий-калиевое отношение в качестве нового генетического и поискового критерия.

Цезий. Этот элемент обнаружен только в единичных пробах карналлита (0,0005 %, чувствительность метода 0,0001 %). В составе растворов жидких включений цезий, как и рубидий, не установлен. В некоторых пробах маточных растворов содержание цезия равно 3,0 мг/л, в то время как во вмещающих породах этот элемент не обнаружен. Чрезвычайно низкое содержание цезия в исследованных природных объектах ограничивает возможность установления его форм нахождения. Экспериментальные исследования показали, что цезий, обладая наименьшей энергией гидратации, очень легко адсорбируется глинистыми частицами и фиксируется в качестве необменного основания в гидрослюдах [21]. В процессе кристаллизации минералов из соляных растворов цезий, как и рубидий, концентрируется только в карналлите [25].

Бром. Известно, что в накоплении брома в процессе галогенеза основную роль играет характер испарения океанической воды, в результате чего бром накапливается как в жидкой, так и в твердой фазах, хотя собственных минералов бром не образует. В виде изоморфной примеси он входит в состав хлоридов (галит, сильвин, карналлит, каинит, бишофит).

Имеется очень много данных о содержании брома в соляных и глинистых породах различных месторождений [11, 12, 29]. В соленосных глинах Предкарпатья содержание брома примерно такое же, как в сильвините (в среднем 0,025 %). В каинитовой породе содержание брома в среднем 0,042 %, в каинит-лангбейнитовой — 0,013 %, в лангбейнитовой — 0,005 %.

По данным П. М. Билонижки, детально изучившего распределение брома в соляных минералах Предкарпатья [3, 8], в галите установлено от 0,008 до 0,025 % брома, причем наибольшее содержание этого элемента отмечено в галите из сильвинита, каинитовой, лангбейнитовой и полиминеральной пород (0,014—0,025 %, при средней величине 0,02 % Br). Наиболее низким содержанием характеризуется галит, отобранный из пластов каменной соли, залегающей среди вмещающей соленосной брекчии, и галит самой брекчии (0,010—0,012 %). Сопоставление приве-

денных данных с расчетными [11] позволяет предполагать, что галит вмещающей толщи выделялся не в самую начальную стадию образования нормальной галитовой зоны, а на более поздней стадии ее формирования.

В сильвине обнаружено 0,160—0,266% брома. Отношение содержания его в галите к содержанию в сильвине для одних и тех же образцов равно в среднем 1 : 10,7. Эти результаты хорошо совпали с данными [28], согласно которым в парагенетически выделившихся хлоридах отношение брома в галите к бром в сильвине равно 1 : 10. По концентрации брома в сильвине была сделана попытка установить стадию, на которой кристаллизовался этот минерал.

Содержание брома в карналлите колеблется в пределах 0,152—0,245% [8]. Расчет коэффициентов распределения брома в карналлите и анализ литературных материалов [12, 28] свидетельствует о кристаллизации карналлита в стадию формирования нормальной карналлитовой зоны.

В каините обнаружено 0,079—0,23% брома [3]. Наиболее низкие количества брома наблюдаются в каините из сильвинит-каинитовой породы, а самые высокие — в каините из каинит-лангбейнитовой породы. Очевидно, содержание брома в каините зависит от концентрации этого элемента в соляной рапе. Значительные колебания в содержании брома указывают на различные условия кристаллизации каинита. Если кристаллизация каинита сопровождается выпадением в осадок сильвина, концентрация брома в каините занижена, поскольку сильвин увлекает с собой из растворов часть брома в виде изоморфной примеси. Если же образование каинита сопровождается выпадением в осадок сульфатных калийно-магнезиальных солей, не увлекающих с собой бром в твердую фазу, концентрация его в каините повышена.

Распределение брома в солях предкарпатских месторождений изучала И. Н. Маликова [14, 15] с целью использования его в качестве критерия генезиса калийных и калийно-магнезиальных минералов. Определение брома проведено для сопоставления бром-хлорного коэффициента с отношениями Rb/K и Tl/Rb для выяснения генезиса калийных солей (подробнее об этом сказано ниже при описании геохимии таллия).

Йод. Первые сведения о содержании йода в солях Предкарпатья и Карпат имеются в статье польского исследователя К. З. за 1910 г. [30], который отмечал, что Э. Эрдман анализировал образцы каменной соли из Косова, карналлита и каинита из Калуша и в некоторых из них обнаружил йод (в каменной соли — 0,25 мг/кг, в каините — 0,9 мг/кг).

Данные о наличии йода в каменной соли Закарпатья находим в заметке Г. П. Александрова и Т. Ф. Левченко [1], в предкарпатских калийных солях — в работе Я. Н. Шутер [27]. Я. Н. Шутер в большинстве проанализированных проб солей йода не обнаружила, но в некоторых образцах сильвинита, карналлитовой, ангидритовой и полигалитовой пород выявлено до 0,0009% этого элемента [27]. Относительно повышенная концентрация йода (до 0,01%) обнаружена в некоторых пробах галита.

По данным П. М. Билонижки [4, 6], занимавшегося изучением геохимии йода в предкарпатских солях, из 74 анализировавшихся проб только в 14 установлено от $1,5 \cdot 10^{-5}$ до $7 \cdot 10^{-5}$ % йода. Попытка обобщить полученные результаты анализов на йод показала, что по ним невоз-

можно установить какой-либо закономерности в распределении иода в солях в зависимости от их минерального состава. Однако если рассмотреть результаты определений иода в разновидностях одного и того же соляного минерала, то обращает на себя внимание следующее: наиболее бедны иодом крупнокристаллические разновидности минералов, несколько больше иода в средне- и мелкозернистых разновидностях [4].

Большой интерес представляют результаты исследований соляных рассолов, формирующихся за счет выщелачивания подземными водами засоленных песчано-глинистых нижнемиоценовых отложений Предкарпатья. По химическому составу эти рассолы хлоридно-натриевые. Путем выпаривания из них на солевых заводах получают поваренную соль. На иод анализировались исходный рассол, полученная из него соль и остаточная рапа [4]. Оказалось, что в исходном рассоле содержится от $1,3 \cdot 10^{-4}$ до $6,04 \cdot 10^{-4}\%$ иода, в остаточной после кристаллизации рапе — $3,78 \cdot 10^{-3}\%$, то есть почти в 12 раз больше, чем в исходном рассоле, а в выкристаллизовавшейся поваренной соли иода совсем не обнаружено.

Относительно формы нахождения иода в соляных минералах мнения исследователей расходятся. По мнению одних, иод не входит изоморфно в хлориды, другие полагают, что иод может изоморфно замещать ионы хлора. В результате исследований [4] удалось обнаружить в выкристаллизовавшемся галите $0,00012\%$, а в сильвине — $0,000069\%$ иода. Проводилась также многократная перекристаллизация крупных природных кристаллов галита и лангбейнита, в которых не удавалось обнаружить иода. После перекристаллизации этих минералов в остаточной рапе пробы галита было найдено $0,000069\%$ иода, а в остаточной рапе пробы лангбейнита — $0,00005\%$ иода.

На основании этих опытов можно заключить, что при испарении морской воды и кристаллизации солей иод не переходит в твердую фазу, а постепенно накапливается в рапе. Обнаружение иода в соляных минералах связано с присутствием его в составе включений маточной рапы.

Бор. В отдельных соляных минералах [5, 7] и вмещающих породах [27] отмечено низкое и неравномерное содержание бора. Установлена связь большей части бора с галопелитовой брекчией, которая вмещает до 60% нерастворимого остатка, и с нерастворимой частью каинитовой породы и сильвинита. В растворимой части соляных пород количество бора исчисляется десятитысячными и тысячными долями процента. Так, в лангбейните и шените обнаружено $1,6 \cdot 10^{-4}\%$ бора [7]. Установлено также, что в предкарпатских месторождениях калийных солей количество бора в гипсе колеблется от нуля до $4 \cdot 10^{-4}\%$, в ангидрите — в среднем $4,6 \cdot 10^{-4}\%$, в различно окрашенных образцах полигалита — от нуля до $1,7 \cdot 10^{-4}\%$. Таким образом, в исследованных сульфатах содержание бора намного ниже его кларка в осадочных породах. Поровые и межкристалльные растворы оказались несколько более обогащенными бором по сравнению с соляными породами и минералами ($8,0 \cdot 10^{-4}\%$).

В отличие от щелочных элементов бор, образующий комплексные анионы, в процессе кристаллизации соляных минералов не находит соответствующего элемента-хозяина, в минералы которого он может входить в качестве изоморфной примеси. Это касается как простейшего комплекса $(\text{BO}_3)^{-3}$, так и его производных.

Указанные предпосылки подтверждаются результатами специальных исследований форм нахождения бора в соленосных отложениях Предкарпатья, проводимых П. М. Билонижкой и М. М. Сливко. На основании этих работ можно говорить о трех формах нахождения бора в отложениях описываемой провинции:

1) в связи с тонкодисперсной (нерастворимой) глинистой частью соляных пород;

2) в виде микровключений твердых фаз боратов в соляных минералах и соляных породах в целом;

3) в составе жидких включений минералообразующих растворов.

Таллий. До последнего времени отсутствовали данные по содержанию и распределению таллия в предкарпатских соляных месторождениях. Впервые результаты изучения распределения этого элемента опубликованы в 1962 г. [14]. И. Н. Маликова установила, что содержание таллия в калийных солях колеблется от $0,6 \cdot 10^{-4}$ до $2 \cdot 10^{-4} \%$. Наибольшая концентрация этого элемента отмечается в сильвинитах (в среднем $0,5 \cdot 10^{-4} \%$). В полиминеральных соляных породах среднее количество таллия равно $0,14 \cdot 10^{-4} \%$. В лангбейните и шените химическим анализом таллий не выявлен.

Расчитаны коэффициенты распределения концентраций таллия и рубидия при кристаллизации предкарпатских солей [15]. Так, для сильвина среднее значение коэффициента распределения таллия равно $8 (I_{Tl} > 1)$, рубидия — $0,38 (I_{Rb} < 1)$. Это свидетельствует о том, что при кристаллизации сильвина концентрация рубидия в жидкой фазе возрастает, а концентрация таллия убывает, то есть происходит разделение этих двух элементов.

При кристаллизации карналлита экспериментально полученные средние коэффициенты распределения рубидия и таллия соответственно равны 11 и 6, то есть в обоих случаях больше 1 (в процессе кристаллизации карналлита рубидий и таллий накапливаются в минерале, а рапа ими обедняется).

Изучение распределения рубидия, таллия и брома по геологическим разрезам выявило тенденцию накопления рубидия и брома в процессе кристаллизации калийных полиминеральных отложений Предкарпатья и некоторое обеднение их таллием [15]. Для содержания рубидия, таллия и брома в калийных солях устанавливается связь с содержанием в них калия и хлора.

Это подчеркивает, что в процессе галогенеза основной чертой их поведения является, с одной стороны, изоморфизм калия, рубидия и таллия, а с другой, — брома и хлора.

И. Н. Маликовой сделана попытка использовать данные о содержании Rb/K, Tl/Rb, Tl/K-отношений наряду с использованием бромхлорного коэффициента для выяснения условий образования калийных отложений. Оказалось, что они являются индикаторами процесса солевого накопления, причем в ряде случаев применение Rb/K- и Tl/Rb-отношений для изучения калийных отложений и природных рассолов может быть более эффективным, чем применение Br/Cl-отношения.

Подводя итоги состоянию изученности рассеянных элементов в галогенных отложениях Карпатского региона в пределах Украины, необходимо подчеркнуть, что геохимические исследования этих своеобразных геологических объектов еще не дали желаемого научного и экономического эффекта. Продолжение этих исследований позволит решить многие неясные вопросы в расшифровке процесса галогенеза. Остаются

практически не изученными распределение и формы нахождения таких элементов, как марганец, железо, медь, цинк, никель, кобальт, стронций, барий и др. Вместе с тем большинство рассеянных в минералах галогенных отложений химических элементов в процессе переработки сырья при получении минеральных удобрений теряются (идут в отходы). С этой точки зрения необходимо активное вмешательство геохимиков в технологию переработки сырья с целью комплексного его использования при производстве минеральных удобрений, чтобы геохимия стала тем «мостом между геологией и технологией», о котором говорил академик А. Е. Ферсман.

Поэтому важнейшей задачей геохимических исследований соленосных отложений следует считать раскрытие природы взаимосвязей ведущих элементов галогенеза и рассеянных элементов-спутников, детальное изучение форм нахождения последних в породах и минералах, поведение в технологических процессах переработки минерального сырья. Одним из путей для решения этой задачи является экспериментальное моделирование процесса галогенеза.

ЛИТЕРАТУРА

1. Александров Г. П., Левченко Т. Ф. К вопросу о содержании брома и иода в каменной соли Закарпатского месторождения. — «Гигиена и санитария», 1953, № 1.
2. Билонижка П. М. Некоторые особенности геохимии лития в экзогенных условиях. — В кн.: Материалы комиссии минерал. и геохим. — т. I. (Карпато-Балканская ассоц. Международный. геол. конгресс). Изд-во Львов. ун-та, 1961.
3. Билонижка П. М. О концентрации брома в каините из калийных месторождений Прикарпатья. — «Минерал. сборник Львов. геол. об-ва», 1964, № 18, вып. 2.
4. Билонижка П. М. Про вміст, розподіл і форми знаходження йоду в калійних соляних відкладах Прикарпаття. — Тези доповідей наукової конф. Львів. ун-ту. «Геологія, мінералогія та географія». Вид-во Львів. ун-ту, 1964.
5. Билонижка П. М. Про вміст і форми знаходження акцессорного бору в соляних мінералах галогенних відкладів. — Тези доповідей XXXIX наукової конф. Львів. ун-ту. «Геологія та географія». Вид-во Львів. ун-ту, 1965.
6. Билонижка П. М. О содержании, распределении и формах нахождения иода в калийных соляных отложениях Прикарпатья. — «Минерал. сборник Львов. геол. об-ва», 1965, № 19.
7. Билонижка П. М. Распределение акцессорного бора в калийных соляных отложениях. — «Минерал. сборник Львов. геол. об-ва», 1965, вып. 3.
8. Билонижка П. М. Содержание брома в соляных минералах калийных отложений Прикарпатья. — В сб.: Вопросы минералогии осадочных образований, кн. 8, изд-во Львов. ун-та, 1970.
9. Билонижка П. М. О распределении и формах нахождения брома в соленосных глинах Прикарпатья. — Тезисы докладов симпозиума «Галогенные формации Украины и связанные с ними полезные ископаемые», К., «Наукова думка», 1971.
10. Билонижка П. М. Геохимия бора, брома и иода в калийных отложениях Прикарпатья. Автореферат дисс. Львов, 1972.
11. Валяшко М. Г., Мандрыкина Т. В. Бром в соляных отложениях как генетический поисковый признак. — Труды ВНИИГ, вып. XXIII, 1952.
12. Валяшко М. Г. Геохимия брома в процессе галогенеза и использование содержания брома в качестве генетического и поискового критерия. — «Геохимия», 1956, № 6.
13. Забродин Н. И., Нечаева А. А., Коробочкина Т. В., Айдеров Т. К. Содержание редких щелочных элементов в соляном сырье Советского Союза и перспективы их промышленного освоения. — В кн.: Редкие щелочные элементы, изд-во Сиб. отделения АН СССР, Новосибирск, 1960.
14. Ладынина И. Н. (Маликова), Аношин Г. Н. Некоторые закономерности распределения рубидия, таллия и брома в процессе формирования месторождений калийных солей. — «Геология и геофизика», 1962, № 3.
15. Маликова И. Н. Закономерности распределения рубидия, таллия и брома в отложениях калийных солей. Новосибирск, «Наука», 1967.

16. Петриченко О. И. Про форми знаходження літію і рубідію у соляних родовищах. — В кн.: Матеріали з геології та геохімії корисних копалин України. К., Вид-во АН УРСР, 1962.
17. Петриченко О. И. Геохимия аксессуарных рассеянных щелочных элементов в процессе галогенеза. Автореферат дисс. Львов, 1966.
18. Петриченко О. И., Сливко О. П. До питання про вміст і форми знаходження акцесорного літію в солоносних відкладах. — В кн.: Матеріали з геології і геохімії корисних копалин України. К., Вид-во АН УРСР, 1964.
19. Петриченко О. И., Сливко Е. П. Акцессорные щелочные элементы в минералах солоносных залежей. — «Минерал. сборник Львов. геол. об-ва», 1964, № 18, вып. 3.
20. Петриченко О. И., Сливко Е. П. Литий, рубидий и цезий в маточных растворах солоносных отложений. — В сб.: «Геология и геохимия нефтяных и газовых месторождений», К., «Наукова думка», 1965.
21. Петриченко О. И., Сливко Е. П. Акцессорные рассеянные щелочные элементы в галогенных отложениях Украины. — «Геохимия», 1967, № 4.
22. Петриченко О. И., Сливко Е. П., Чудновская Р. Я. К вопросу о происхождении лития в соляных водах Восточных Карпат. — В кн.: Геология и геохимия горючих ископаемых, 1968, № 17.
23. Сливко Е. П., Петриченко О. И. К геохимии аксессуарных щелочных элементов в галогенных отложениях Украины. — В кн.: Материалы к совещанию по геохимии гипергенеза. (Тезисы докладов). Минск, «Наука и техника», 1964.
24. Сливко Е. П., Петриченко О. И. Некоторые вопросы геохимии галогенеза. — В кн.: Материалы научной конф. выпускников геол. фак-та Львов. ун-та. Изд-во Львов. ун-та, 1966.
25. Сливко Е. П., Петриченко О. И. Опыт моделирования поведения некоторых рассеянных элементов при галогенезе. — В кн.: Исследование природного и технического минералообразования. М., «Наука», 1966.
26. Сливко Е. П., Петриченко О. И. Акцессорные литий, рубидий и цезий в солоносных отложениях Украины. К., «Наукова думка», 1967.
27. Шутер Я. М. Поширення мікроелементів у соляній товщі прикарпатських родовищ калійних солей. — Матеріали з геології та геохімії корисних копалин України. К. Вид-во АН УРСР, 1962.
28. Braitsch O., Herrmann A. Zur Geochemie des Salzlagerstätten. — «Geochemica et Cosmochemica Acta», 1963, V, 27, No 4.
29. D'Ans I. und Kühn R. Über den Bromgehalt von Salzgesteinen der Kalisalzlagertstätten. — «Kali verwandte Salze und Erdöl», 1940, Heft 4.
30. K. Z. Jod w solach wschodnio-galicyskich. — «Przegląd górniczo-hutniczy», 1910, t. VII, No 13.

Geochemical peculiarities of accessory elements in salt deposits of the Carpathians region

E. P. SLIVKO, M. M. SLIVKO, O. I. PETRICHENKO

Summary

The content, distribution and form of occurrence of accessory lithium, rubidium, cesium, bromine, iodine, boron and tellurium in saliferous deposits and saline waters of the Ukrainian Carpathians were studied.

Некоторые особенности формирования кор выветривания основных пород краевой северо-западной части Украинского щита

Ю. М. МЕЛЬНИК

УДК 550.422:551.311

Основные породы краевой северо-западной части Украинского щита образуют небольшие тела, размещение которых в плане имеет форму полос, вытянутых в северо-северо-восточном и северо-северо-западном направлении [5, 6, 8, 10]. Приурочены эти породы к осницкому и коростенскому интрузивным комплексам протерозоя.

Основные породы осницкого комплекса представлены дайками габбро-диабазов и диабазов [3, 10]. Основные породы коростенского комплекса распространены в среднем течении р. Уборть и представлены [8] целой гаммой габброидов (габбро-анортозиты, оливковые габбро, габбро-нориты, габбро-монциты и другие). От основных пород осницкого комплекса они отличаются непостоянством минерального состава, что затрудняет изучение их кор выветривания.

Развитые по основным породам коры выветривания в основном древне каолиновые с четко выраженной вертикальной зональностью. Для полного профиля коры выветривания основных пород данного района характерны следующие зоны (сверху вниз): 1) каолиновая, 2) монтмориллонит-гидрохлоритовая и 3) зона начальной дезинтеграции исходных пород. Зоны устанавливаются легко не только в профиле кор выветривания габбро-диабазов, которым свойствен более или менее постоянный состав, но также и в корах выветривания довольно изменчивых пород, расположенных в среднем течении р. Уборть (с. Юрово). Поскольку же закономерности формирования кор выветривания проявлены наиболее четко для габбро-диабазов, то следует уделить основное внимание строению их профиля. Минералогическое изучение этих пород проведено нами раньше [5], поэтому описания минералов здесь не приводим.

Каолиновая зона коры выветривания габбро-диабазов сложена каолинитом и реликтовым ильменитом, который равномерно распределен в породе. Каолинит образует веерообразные и червеподобные агрегаты определенно ориентированных чешуек. Агрегаты образуют сложные плетения, в результате чего каолин становится более плотным и хуже размокает, чем каолин из перемытой коры выветривания, где подобные сплетения отсутствуют.

Переход к нижележащей монтмориллонит-гидрохлоритовой зоне постепенный. Здесь наиболее распространены неупорядоченные смешаннослойные образования, состоящие из двухслойных (каолинитоподобных) и трехслойных (монтмориллонитоподобных) пакетов. Монтмориллонитовая составляющая представлена железистой разновидностью —

ферримонтмориллонитом, в октаэдрических позициях которого содержится заметное количество окисного железа.

В шлифе под микроскопом наряду с каолиновыми агрегатами в образцах из переходных участков обнаруживаются аналогичные по форме, но с более высокими цветами интерференции агрегаты смешаннослойных сростков.

Монтмориллонит-гидрохлоритовая зоны в верхней части сложена преимущественно монтмориллонитом. Книзу увеличивается количество гидрохлорита, который также образует сростания с ферримонтмориллонитом. В некоторых случаях гидрохлорит замещается нонтронитом (моренситом).

Зона начальной дезинтеграции исходных пород сложена слабо измененным, нередко почти свежим габбро-диабазом, который по краям блоков и по трещинам (количество их здесь больше, чем у незатронутой выветриванием породы) покрыт выветрелой коркой, в основном состоящей из гидрохлорита и ферримонтмориллонита. Гидрохлорит развит в первую очередь по пироксенам, а также заполняет трещины в плагиоклазах, где образует червеподобные агрегаты. Аналогичные корки свойственны выветрелым базальтам [3] и отсутствуют в нижних зонах кор выветривания гранитоидов. Причиной является минеральный состав этих пород. Выветрелые корки до некоторой степени предохраняют свежую породу от разрушения.

Кора выветривания основных пород с Юрово отличается от коры габбро-диабазов отсутствием последовательности изменения минерального состава по вертикали, которое заключается в полном замещении исходных пород промежуточными минералами и последних — каолинитом. В коре выветривания основных пород с Юрово полевые шпаты еще встречаются в почти наполовину каолинизированной породе, но особенно много их в коре выветривания гибридных пород. Неравномерно распределен в коре выветривания и ильменит.

Особенностью профилей кор выветривания является отсутствие гидроокислов алюминия, впервые нами установленных в перемытой коре выветривания основных пород южной части коростенского комплекса в 1962 году. Позже гидроокислы алюминия были найдены в верхних зонах элювиальной коры выветривания основных пород того же района и другими исследователями [2 и др.].

Для верхних частей каолиновых кор выветривания краевой северо-западной части щита нехарактерны зоны охр. Необходимо отметить также, что, по данным Житомирской экспедиции, выветривание основных пород по сравнению с соседними гранитоидами происходит менее интенсивно.

Особенности кор выветривания основных пород краевой северо-западной части щита обусловлены рядом факторов.

Образование каолиновой коры выветривания основных пород данного района происходило вместе с каолинизацией окружающих их гранитоидов. Однако отсутствие гидроокислов алюминия в верхних зонах кор выветривания габбро-диабазов нельзя объяснить только общим каолиновым характером выветривания, поскольку состав исходных пород вносит свои коррективы [9]*.

* Для кварцсодержащих силикатных пород алитная кора выветривания не характерна, тогда как для гранитоидов каолиновое выветривание — явление обычное.

Основным условием образования алитной коры выветривания в процессе выветривания алюминиевых содержащих пород является беспрепятственное удаление из системы кремнекислоты, а также отсутствие в исходной породе свободного кремнезема, способного пополнять раствор кремнекислотой. В связи с этим кварцсодержащие породы в редких случаях [7] выветриваются с образованием гидроокислов алюминия. Обычно же образуется каолинит.

Основные породы — наиболее подходящие исходные породы при образовании алитных кор выветривания. Они богаты глиноземом и не содержат свободных окислов кремния. Поэтому в случае образования каолинита на кислых породах при одинаковом выносе кремнекислоты из этих пород и находящихся с ними в контакте основных пород в процессе выветривания последних возникает дефицит кремнекислоты и совместно с каолинитом образуются гидроокислы алюминия. В зависимости от интенсивности промывания исходных пород в процессе выветривания преобладают каолинит или гидроокислы алюминия, которые должны развиваться непосредственно по минералам исходной породы [9] или по промежуточным, бедным кремнеземом минералам (гидрохлоритам). Образование гидроокислов алюминия по плохо окристаллизованному каолиниту, свойственное корам выветривания основных пород, имеет ничтожное значение потому, что связь между атомами внутри пакета плохо окристаллизованного каолинита не менее прочная, чем у хорошо окристаллизованного каолинита из коры выветривания гранитоидов. Гидроокислы алюминия не могут образоваться в обводненной коре выветривания [1], поскольку грунтовые воды всегда содержат количество кремнекислоты, способное обеспечить при медленном протекании процесса образование каолинита.

Монтмориллонит хотя и содержит повышенное по сравнению с гидрохлоритом количество кремнекислоты, но, будучи минералом неустойчивым сравнительно легко разлагается, и по нему могут образоваться гидроокислы алюминия. Однако при интенсивном промывании основных пород до образования монтмориллонита процесс не доходит. Вследствие неодинакового промывания пород может возникнуть зональность. При хорошем промывании выше уровня подземных вод образуется алитная кора, в условиях хорошего промывания обводненных пород — каолиновая зона и, наконец, плохо промываемые породы превращаются в монтмориллонит.

Отсутствие гидроокислов алюминия в корам выветривания основных пород краевой северо-западной части Украинского щита можно объяснять по-разному. Алитная часть коры выветривания могла быть смыта. Возможно она и не образовалась, вследствие обводнения выветривающейся породы краевой части щита.

Что касается возможности исчезновения гидроокислов алюминия вследствие их ресилификации, то этот процесс в кислых условиях выветривания маловероятен. Доказательством может служить перекрытая верхнеюрскими кремнистыми образованиями кора выветривания основных пород на юге коростенского комплекса, перекрытая часть которой содержит до 20% гидроокислов алюминия. Изобилие кремнезема и продолжительности времени, достаточного для полной ресилификации гидроокислов алюминия, в данном случае остались не реализованными.

Изучение отдельных разрезов кор выветривания основных пород, а также взаимоотношения минералов в отдельных зонах дает основание считать, что здесь происходило каолиновое выветривание.

Промежуточная зона кор выветривания дайковых пород осницкого комплекса слабо выражена. Ее мощность не превышает полметра. Смешаннослойные каолинит-монтмориллонитовые и гидрохлорит-монтмориллонитовые образования возникли синтетически, а не вследствие преобразования одного из составляющих сростки пакетов. При каолинизации слоистых силикатов образуются механические смеси. Сделанные выводы основаны на микроскопических наблюдениях с рентгеновской диагностикой.

Несколько по-другому происходило формирование кор выветривания среднего течения р. Уборть. Здесь нередко полевые шпаты замещаются непосредственно каолинитом, который возникает одновременно как по промежуточным, так и по исходным минералам.

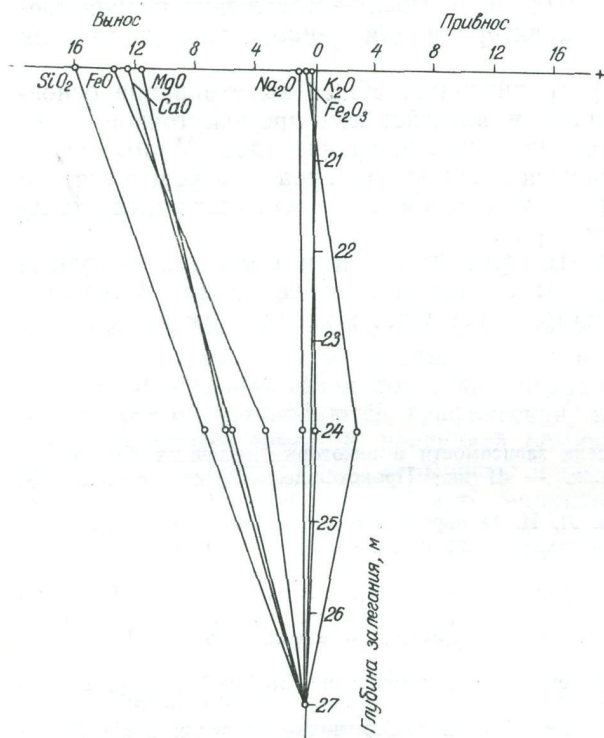
Судя по минеральному составу зон, процесс выветривания происходил с образованием силикатов, содержащих различное количество кремнекислоты и других компонентов. С целью выяснения их миграционных свойств выполнены пересчеты химических анализов образцов, отобранных из различных зон коры выветривания габбро-диабазов. Абсолютную миграцию элементов высчитать невозможно, поскольку первичный объем породы в процессе выветривания изменяется, что не позволяет проводить пересчеты на основе постоянства объемов породы в процессе выветривания. Поэтому при пересчетах использовался метод, в основу которого положено постоянство (инертность) в процессе выветривания глинозема. Рассчитанная по этому методу относительная миграция компонентов в процессе выветривания для случая, когда отсутствуют скопления сульфидов, окисление которых приводит к перемещению алюминия в виде сульфатов, дает вполне надежные результаты. Из построенного по данным расчетов графика (рисунок) следует, что в процессе каолинового выветривания идет последовательный вынос почти всех компонентов. Приблизительно одинаково мигрируют кальций и магний, но по-разному ведут себя окисное и закисное железо. Количество FeO в промежуточных зонах уменьшается по сравнению с магнием примерно на столько, на сколько возрастает количество Fe_2O_3 . Поэтому можно допустить, что кажущееся увеличение окиси железа в средней зоне связано с окислением закисного железа. В процессе каолинизации происходит интенсивный вынос окисного железа, которое в промежуточной зоне входит в состав силикатов. В результате выноса самая верхняя зона почти лишена железа.

Некоторые различия наблюдаются в поведении щелочей. Натрий особенно интенсивно выносится при каолинизации, в то время как в промежуточной зоне его вынос сравнительно небольшой. Калий из промежуточных зон не выносится и удаляется только в процессе каолинизации. Калий и натрий в промежуточной зоне входят в состав монтмориллонита. Незначительная часть щелочей, возможно, связана с реликтовыми полевыми шпатами.

Вынос кремнезема идет почти по прямой линии. Образование в промежуточной зоне сравнительно богатых кремнеземом трехслойных силикатов (ферримонтмориллонита, нонtronита) сопровождается не привносом кремнезема, а распределением его между содержащими кремний минералами.

Таким образом, наряду с последовательным преобразованием, в результате которого происходит замещение ранее возникшего минерала более поздним (гидрохлорит-ферримонтмориллонит-каолинит), происходит и совместное образование этих минералов.

Наличие маломощной промежуточной зоны свидетельствует о том, что химический процесс изменения первичной породы был достаточно интенсивным. Необходимо также учитывать современное выветривание, которое для заболоченной, перекрытой маломощными четвертичными кварцевыми песками краевой северо-западной части Украинского щита играет немаловажную роль. Это подтверждает анализы трещинных вод из карьеров основных пород. В связи с тем, что обводнены в основ-



Баланс вещества (в %) в процессе каолинового выветривания.

ном свежие и слабо выветрелые породы (зона начальной дезинтеграции), то главным образом идет увеличение промежуточной и нижней зон.

Таким образом, возникновение древних кор выветривания основных пород краевой северо-западной части Украинского щита происходило в условиях активного химического воздействия на породу. Подобные условия, обеспечивающие каолиновое выветривание основных пород, возможны только при хорошем дренаже и сравнительно высоком уровне химически активных трещинных вод. При плохом и слабом промывании породы увеличивается мощность промежуточной и нижней зон коры выветривания основных пород. Поэтому современное выветривание ведет к увеличению этих зон. Итак, формирование древних каолиновых кор выветривания основных пород краевой северо-западной части Украинского щита произошло в условиях обводнения исходных пород. В результате воздействия циркулирующих по трещинам химически активных вод наиболее развитой оказалась каолиновая зона коры выветривания.

В процессе формирования кор выветривания основных пород наряду с последовательным замещением гидрохлорита монтмориллонитом

и последнего — каолинитом происходит совместное возникновение гидрохлорита с монтмориллонитом и монтмориллонита с минералами каолиновой группы. Возникновение этих парагенетических ассоциаций обусловлено соотношением компонентов во время образования минералов. Отсутствие в верхних зонах кор выветривания основных пород гидроокислов алюминия обусловлено наличием кремнекислоты в трещинных водах. В условиях непрерывного выноса кремнекислоты в процессе выветривания основных пород (низкое положение уровня трещинных вод) образуется нехарактерная для данного района алитная кора выветривания.

Более медленное, чем у гранитоидов, общее выветривание основных пород обусловлено защитным воздействием промежуточной зоны, которая отсутствует в корах выветривания гранитоидов. Малоустойчивые минералы, которыми сложены основные породы, замещаются довольно плотными вторичными образованиями, замедляющими дальнейшее разложение исходных пород.

Находящиеся под четвертичными песками и болотами исходные породы продолжают выветриваться и в настоящее время. В отличие от древнего, современное выветривание ведет к увеличению нижних зон коры выветривания.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аллен Б. Т. Петрографические зависимости в некоторых типичных бокситовых и диаспоровых месторождениях. — В кн.: Происхождение бокситов. М., ИЛ, 1959.
2. Газенко А. С., Шпилюк Л. И. О перспективах бокситоносности северо-западной части Украинского кристаллического щита. — «Советская геология», 1966, № 12.
3. Лазаренко Е. К. та ін. Мінералогія вивержених комплексів Західної Волині. Вид-во Львів. ун-ту, 1960.
4. Личак І. Л. Дайкові породи західної Волині. — «Геол. журнал АН УРСР», 1954, т. 14, вип. 1.
5. Мельник Ю. М. До мінералогії кори вивітрювання Західної Волині. Вид-во Львів. ун-ту, 1960.
6. Мельник Ю. М. Деякі особливості кори вивітрювання основних порід Західної Волині. — Вісник Львів. ун-ту, серія геол., 1962, № 1.
7. Милло Ж. Геология глин. Л., «Недра», 1968.
8. Орса В. І. Основні породи басейну середньої течії р. Уборті. — У зб.: Матеріали з петрографії і мінералогії Українського кристалічного щита. К., Вид-во АН УРСР, 1963.
9. Разумова В. Н. Кору выветривания латеритного и каолинового типа основных пород. М., «Наука», 1967.
10. Ткачук Л. Г. Петрографія північно-західної частини Українського кристалічного масиву (Ровенська область). Львів, 1948.

Some specifications of formation of weathering crusts of basic rocks of the north-western bordered areas of the Ukrainian shield

U. M. MELNIK

Summary

In the article are discussed the problems of formation kaolinitic weathering crusts of basic rocks and the influence of later process on formation some zones of present weathering crusts.

О метасоматических преобразованиях в пегматитах Воьны

К. М. КАЛЮЖНАЯ, Ф. В. МУЖАНОВСКИЙ, Т. В. СОЛОВЬЕВА

УДК 553:061.13+064:549.651.21

Занорышевые пегматиты Воьны сингенетичны вмещающим рапаквивидным гранитам. Они расположены в сравнительно узкой полосе, вытянутой почти в меридиональном направлении вдоль эндоконтакта гранитов с габбро-лабрадоритами.

Форма пегматитовых тел близка к изометричной, размещение групповое. Степень дифференциации пегматитовых тел различна, но в целом они имеют сравнительно полно выраженное зональное строение. Внешняя, аплитовая зона, как правило, отсутствует. От периферии к центру наблюдаются графическая, пегматоидная, полевошпатовая и кварцевая зоны. К последней обычно приурочена занорышевая область. Зоны пегматита прерывисты и нередко выклиниваются. Закономерное расположение зон часто нарушается и затушевывается последующими постмагматическими изменениями.

Характерной особенностью пегматитов является их метасоматическое преобразование*. По интенсивности проявления метасоматических изменений все пегматитовые тела условно можно разделить на две группы: со слабым и с интенсивным развитием метасоматоза.

Пегматитовые тела первой группы расположены главным образом в восточной части эндоконтакта зоны концентрации пегматитов. Это большие, обычно полнодифференцированные образования, нередко содержащие несколько кварцевых обособлений и занорышей. Метасоматические изменения в них проявились в перекристаллизации и сегрегации, что привело к образованию апографических пород с различным структурным рисунком, а также средне- и крупнозернистых пегматоидных выделений. Преобразование пород нередко сопровождалось увеличением содержания кварца и частичным замещением полевых шпатов биотитом. Перераспределение и укрупнение минералов пегматитовых тел, особенно кварца и калишпата в графических породах, ведет к образованию зоны смешанных структур, широко распространенных в пегматитах Воьны.

Явление перекристаллизации без изменения минерального состава В. С. Соболев [11] относит к ранним этапам метасоматоза, когда высокотемпературные постмагматические растворы находятся в полном

* Впервые метасоматические преобразования в пегматитах Воьны отметил А. А. Денисевич [6]. Позднее появился ряд статей, посвященных отдельным вопросам замещения. Перекристаллизация и поспайное замещение калишпата описаны Л. А. Приказчиковым [10]. В работах Г. М. Гигашвили [4] детально освещены вопросы грейзенизации и окварцевания.

равновесии с породой. С понижением температуры равновесие постремагматических растворов с материнской породой нарушается.

Вторая группа пегматитовых тел, сосредоточенная в центральной части эндоконтактной зоны, характеризуется интенсивным проявлением метасоматических изменений с образованием новых минералов. Если ранний этап метасоматоза, проявившийся в процессах перекристаллизации, захватывает большую часть пегматитового тела, то метасоматоз вследствие реакции замещения имеет локальное распространение. Он захватил, главным образом, нижние части пегматитового тела под занорышевой областью и в гранитах, подстилающих пегматит. Здесь в процессе преобразования пород происходит вынос не только элементов, освобожденных при реакции замещения, но и неизмененного первичного минерала (SiO_2), что способствует образованию пород с повышенной пористостью и низкой объемной массой. Мощность зоны метасоматоза различна и для отдельных пегматитовых тел достигает 20 м. Строгой закономерности в пространственном размещении изменений не наблюдается, но отмечается определенная тенденция процессов замещения в подзанорышевой области в ослабленной зоне, то есть по трещинам. Форма метасоматической зоны неправильная с заливообразными и жилообразными ответвлениями в структурные зоны пегматита.

Структура породы кристаллическизернистая, идиоморфнобластическая, друзоподобная. Степень идиоморфности индивидов определяется условиями перекристаллизации. В свободных участках, то есть в порах породы, минералы обладают хорошей кристаллографической огранкой. В участках пониженной пористости форма их определяется соприкосновением с соседними зернами. По мере удаления от зоны интенсивной переработки пород процессы замещения постепенно затухают.

Снизу вверх по ходу продвижения растворов хорошо прослеживается метасоматическая зональность. Для одних пегматитовых тел она выражается в смене парагенезисов: альбит→кварц+альбит→кварц, для других — калишпат→кварц+калишпат→кварц.

Минеральный состав пород зависит от состава растворов, взаимодействующих с твердой фазой. Растворы, пересыщенные калием, ведут к образованию калишпатита, пересыщенные натрием — альбитита, поэтому все пегматитовые тела второй группы делятся на две основные разновидности: альбититовые, когда в нижней части метасоматической колонки развиты довольно мощные проявления альбититов, и калишпатитовые, когда нижняя часть метасоматической колонки сложена калишпатитами. Между двумя крайними разновидностями имеются проявления промежуточного характера. Но как показало изучение фактического материала, каждое из изученных тел тяготеет к одной из основных разновидностей, хотя и имеет свои особенности.

Альбититовые (альбитизированные) пегматиты*. Альбитизация как результат натриевого метасоматоза, наложенного на более

* Хотя альбит — минерал распространенный и встречается во всех пегматитовых образованиях, термин *альбитизированный пегматит* в литературе встречается редко, поскольку большинство исследователей, не отрицая роли альбитизации, считает более вероятным образование альбитовых зон вследствие раскристаллизации расплава—раствора, обогащенного натрием [8, 12, 13], или предполагает независимое поведение альбитовых скоплений и зон в пегматитовых телах вследствие расщепления пегматитового вещества на калиевую и натриевую составляющие [9]. Поэтому пегматиты, содержащие значительные количества альбита, относятся к *альби-*

ранние кварц-калишпатовые образования, широко распространена в пределах исследуемого пегматитового поля. Характер наложенной зональности, которая интенсивно проявилась в графической и пегматоидной зонах под занорышевой областью, а также газово-жидкие включения в альбите указывают на существенно водную среду минералообразования [7].

Интенсивность процесса альбитизации в разных пегматитовых телах была различной. На одних пегматитах она проявилась в частичном замещении калишпата и выделении альбита вдоль трещин, а на других — в образовании мономинеральных альбитовых выделений.

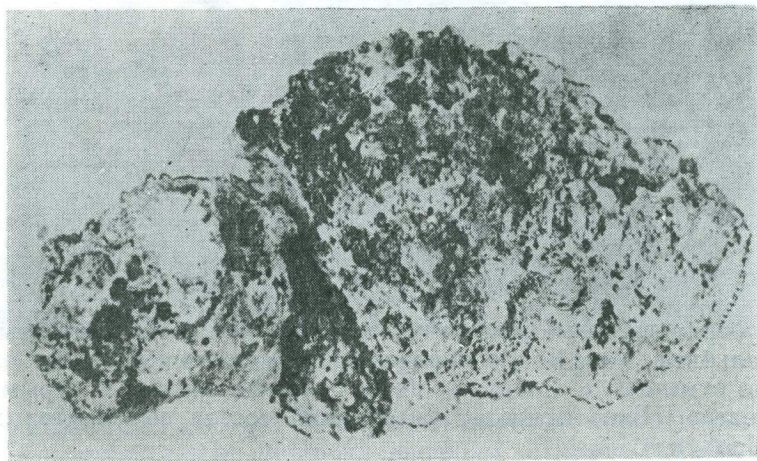


Рис. 1. Тонкопористая мономинеральная альбитовая порода (альбит).

Пегматитовые тела, в которых натриевый метасоматоз приводит к полному замещению более ранних минералов с образованием альбититов, относятся к *альбититовым пегматитам*. Процесс альбитизации в таких пегматитах проявился неодинаково в разных структурных зонах. Над занорышевой областью отмечается частичное разрастание пертитов альбита; в подзанорышевой области возникли мощные толщи измененных пород с отчетливым проявлением метасоматической зональности. Низы зоны сложены альбититами, которые по направлению к занорышу сменяются кварц-полевошпатовыми породами, переходящими в мономинеральные кварцевые образования.

Выделения альбититов довольно мощные (5—15 м) и резко контактируют с кварцсодержащими породами. Среди альбититов выделяются тонкопористые, мелкосферолитовые, средне- и груботаблитчатые структурно-текстурные разновидности. Отдельные таблитчатые индивидуальности альбита размером от 2 до 25 см серые, белые, розовые, красные, причем переходы между ними постепенные (рис. 1). Мелкосферолитовые радиальные ноздреватые выделения альбита содержат редкие реликтовые участки калишпата. Промежутки между шаровыми выделениями альбита выполнены его таблитчатыми кристаллами размером

товым пегматитам [12]. Другая группа исследователей, придавая большее значение натриевому метасоматозу, выделяет *мусковит-альбитовый замещающий комплекс* [1] или *альбитизированный и грейзенизированный пегматит* [5].

до $0,5 \times 0,8$ см. Местами порода распадается на отдельные шаровые выделения альбита размером от 1,5 до 6—7 см в диаметре. Более мелкие из них образуют сростки или имеют неправильную эллипсоидную форму. Крупные сферолиты альбита по форме близки к шару (рис. 2) и состоят из радиальных образований альбита, сходящихся в центре. Каждый луч неоднороден, полисинтетически сдвойникован, содержит редкие полости, стенки которых покрыты опалом и окислами железа.

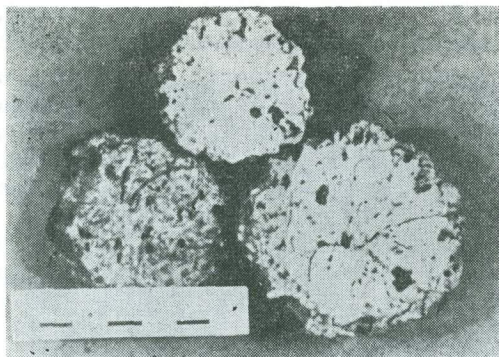


Рис. 2. Шаровые выделения альбита.

По периферии шаровые выделения покрыты чехлом таблитчатых кристаллов альбита. Какой-либо определенной ориентировки в их расположении не отмечается. Снаружи шары покрыты опалом и бурыми окислами железа. Ниже приведен химический состав сферолитовых образований альбита.

Окислы	Весовой %	Количество атомов с пересчетом на 32
SiO ₂	68,2	12,0
Al ₂ O ₃	19,1	4,01
Fe ₂ O ₃	0,82	0,1
CaO	0,63	0,12
K ₂ O	0,49	0,1
Na ₂ O	10,1	3,4
Сумма	100,24	

Примечание. $z=16,1$; $x=3,62$.

Их молекулярный состав (в %): альбит 94,17; микроклин 2,5; анортит 3,33. Альбититы бедны более поздней минерализацией. В кристаллически-зернистых и таблитчатых разностях их в полостях на грани индивидов альбита нарастают мелкие кристаллы сидерита. В пористых альбититах стенки полостей покрыты опалом и пиритом.

Кварц-полевошпатовая порода представляет собой разности альбитизированной с последующим окварцеванием графики. Она состоит из радиальных кварц-альбитовых выделений, которые сцементированы морионом, содержащим вrostки таблитчатых кристаллов альбита (рис. 3), причем явно выражена тенденция к уменьшению содержания альбита и сферолитовых выделений и до полного их исчезновения по направлению к занорышевой области. Переход от альбита в кварцсодержащие породы определяется окварцеванием графических пород. Развивающийся в зоне окварцевания морион образует друзовый

агрегат в виде петельчатых прожилков, пронизывающих графика. Ближе к занорышевой области мощность их увеличивается и возникает сплошной среднекристаллический (размер кристаллов 2—2,5 см) друзовый агрегат мориона, переходящий в кристаллы кварца, развитые в полости занорыша (рис. 4).

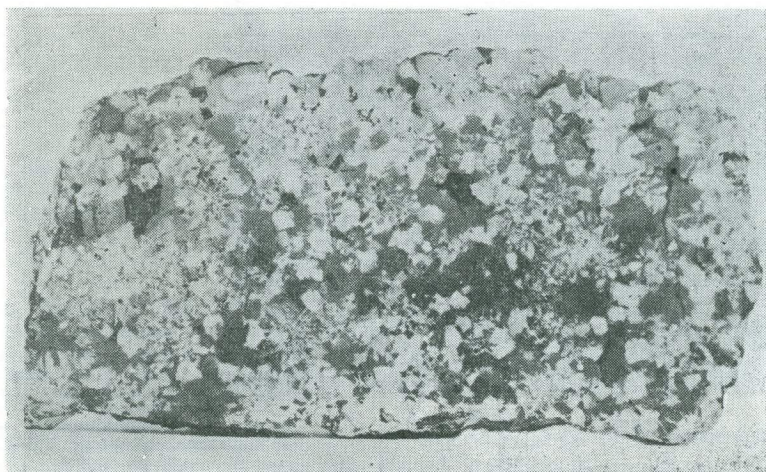


Рис. 3. Окварцованная радиальная графика.

Калишпатитовые (микроклинизированные) пегматиты. Процесс калишпатизации (микроклинизации) особенно интенсивно проявлен в нижних частях пегматита в подзанорышевой области. Здесь калиевый метасоматоз в графических и пегматоидных зонах приводит

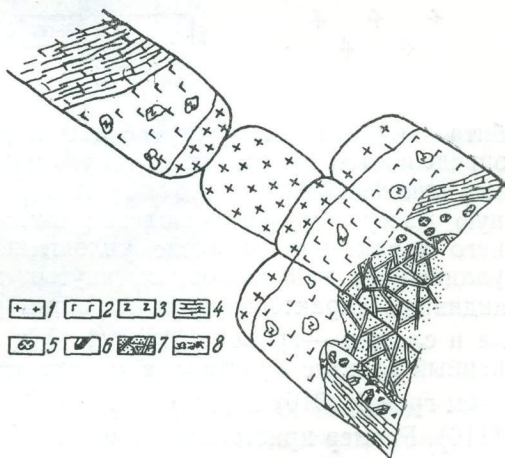


Рис. 4. Схематическая зарисовка штрэка альбититового пегматита.

1 — зеленовато-серые рапакизвидные граниты; 2 — микрографика; 3 — пегматоид; 4 — серый блоковый кварц; 5 — радиальная графика; 6 — занорыш с кристаллами и обломками мориона; 7 — альбитит; 8 — зона окварцевания радиальной графики под занорышем. Масштаб 1:50.

к образованию грубозернистых калишпатитов мощностью до 5—15 м. Зоны, расположенные выше занорышевой области, нередко сохраняют свой первоначальный состав, хотя и тут выделяются участки наложенного метасоматоза, что устанавливается при детальном изучении степени упорядоченности полевого шпата [7].

Типичным представителем калишпатитовых пегматитов можно считать объект В (рис. 5). Здесь биотит-роговообманковые метасоматиче-

ские (меланократовые) породы непосредственно сменяются среднезернистым плотным калишпатитом, переходящим в друзоподобный грубозернистый калишпатит.

Кристаллическизернистый друзоподобный пористый калишпатит (рис. 6) состоит из идиоморфных кристаллов калишпата (90%) и аль-

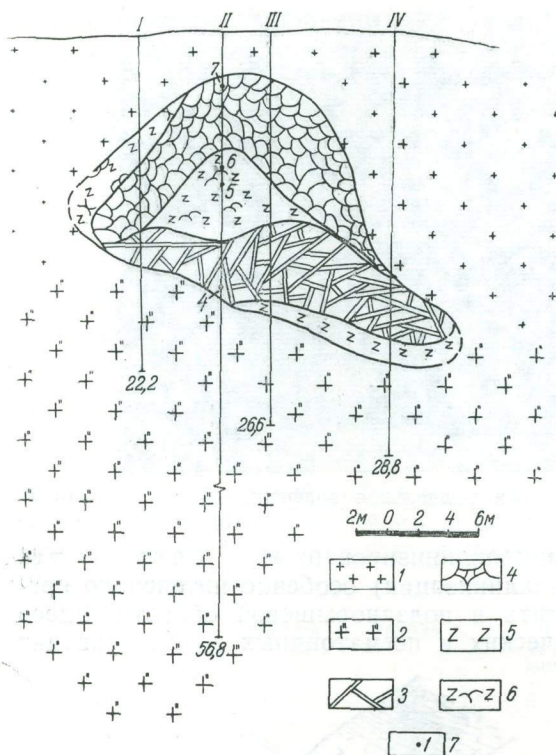


Рис. 5. Геологический разрез пегматитового тела.

1 — зеленовато-серые рапакивидные граниты; 2 — меланократовые крупнозернистые породы; 3 — калишпатиты; 4 — серый кварц; 5 — пегматоид; 6 — окварцованная графика; 7 — точка отбора пробы.

бита (10%). Поры распределены неравномерно. Форма и размеры их определяются пространством между идиоморфными кристаллами полевых шпатов. Благодаря наличию пор порода имеет заниженную объемную массу. Калиевый полевой шпат представлен микроклином. Для него характерно развитие уплощеннотаблитчатых или призматически удлиненных кристаллов, вытянутых по (100). Уплощеннотаблитчатые индивиды характеризуются хорошим развитием граней второго пинакоида и слабым — граней (110), ($\bar{1}\bar{1}0$) и (001), ($\bar{1}01$). Призматическиудлиненный габитус кристаллов определяется примерно одинаковым развитием граней (010) и (001), слабо развитыми гранями ($\bar{1}01$), (101), (110), ($\bar{1}\bar{1}0$). Размер кристаллов по оси c 0,5—2,5 см, по оси a и b — до 0,75 см.

Поры и полости калишпатитов выполнены флюоритом, сидеритом, рутилом, альбитом, анкеритом, гетитом (рис. 7). Калишпатиты, в которых калишпат представлен бумажно-белыми призматическиудлиненными кристаллами калишпата, поры выполнены зональной слюдкой в парагенезисе с сидеритом.

Бескварцевые существенно полевошпатовые породы сменяются кварц-полевошпатовыми, появление которых связано с процессами окварцевания пегматоидной и графической зон. Они состоят из крупных

(3×2 см и более) массивных обособлений кварца и мелкозернистого полевошпатового агрегата. Кварц-полевошпатовые породы вверх по разрезу сменяются серым сливным кварцем, содержащим реликтовые участки ноздреватого калишпата.

Рис. 6. Пористый друзо-подобный агрегат калишпата (калишпатит).



Серый сливной кварц переходит в молочно-белый, который контактирует с мелкозернистой окварцованной графикой, переходящей в плотный окварцованный гранит (объект В) или в мономинеральные кварцевые обособления, контактирующие с кристаллами кварца полостей.

С целью выяснения петрохимических особенностей наложенных метасоматических зон были отобраны образцы измененных пород из раз-

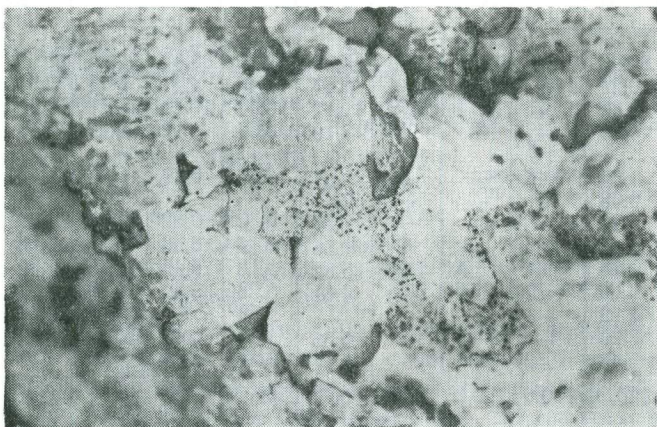


Рис. 7. Анкерит-флюоритальбитовый агрегат в порах калишпатита.

личных типов пегматитов. В средне- и мелкозернистых породах содержание окислов определялось путем химического анализа, в грубозернистых породах (№ 5—7) — подсчетом количественного соотношения минералов в породе, после чего по специальным таблицам [3] вычислялись содержания окислов (см. таблицу).

Результаты химических анализов были пересчитаны по объемно-атомному методу [2] с учетом пористости анализируемых пород. Состав пород записан в виде формул, где содержание элементов дано в атомных количествах в стандартном геометрическом объеме породы, равной 1000 Å. Результаты пересчета изображены графически (рис. 8.).

1. $\text{Si}_{142}\text{Ti}_{\text{сл}}\text{Al}_{42}\text{Fe}_1^{3+}\text{F}_1\text{Ca}_2\text{Mg}_{0,1}\text{K}_{1,4}\text{Na}_{28}$.
2. $\text{Si}_{200}\text{Ti}_{\text{сл}}\text{Al}_{40}\text{Fe}^{3+}\text{Ca}_{1,05}\text{Mg}_{0,5}\text{K}_{10}\text{Na}_{24}$.
3. $\text{Si}_{137}\text{Ti}_{\text{сл}}\text{Al}_{50}\text{Fe}_1^{3+}\text{Fe}_{6,2}^{2+}\text{Mg}_2\text{Ca}_{1,7}\text{K}_7\text{Na}_{27}\text{CO}_{2,5}$.
4. $\text{Si}_{129}\text{Ti}_{\text{сл}}\text{Al}_{46}\text{Fe}_{1,4}^{3+}\text{Fe}_{5,5}^{2+}\text{Mg}_1\text{Ca}_{2,7}\text{K}_{17,8}\text{Na}_{15}\text{CO}_{2,4}$.
5. $\text{Si}_{194,6}\text{Al}_{33}\text{Fe}_1^{3+}\text{K}_{14}\text{Na}_{8,5}\text{CO}_{2,1,6}$.
6. $\text{Si}_{225,7}\text{Al}_{11,7}\text{K}_{8,8}\text{Na}_{3,2}$.
7. $\text{Si}_{244,7}\text{Al}_{8,3}\text{K}_{6,5}\text{Na}_{1,8}$.
8. $\text{Si}_{144,3}\text{Ti}_{\text{сл}}\text{Al}_{53}\text{Fe}_{1,6}^{3+}\text{Fe}_{2,5}^{2+}\text{Mg}_2\text{Ca}_1\text{K}_{19}\text{Na}_{20}\text{CO}_{2,1,5}$.
9. $\text{Si}_{162}\text{Ti}_{\text{сл}}\text{Al}_{44}\text{Fe}_1^{3+}\text{Fe}_{1,2}^{2+}\text{Mg}_{1,3}\text{Ca}_{1,5}\text{K}_{15,5}\text{Na}_{23,6}\text{CO}_{2,0,9}$.
10. $\text{Si}_{133}\text{Al}_{47,5}\text{Fe}_{1,7}^{3+}\text{Fe}_{0,4}^{2+}\text{Mg}_2\text{Ca}_{1,3}\text{K}_{14}\text{Na}_{22,9}\text{CO}_{2,0,2}$.
11. $\text{Si}_{204}\text{Ti}_{\text{сл}}\text{Al}_{51}\text{Fe}_1^{3+}\text{Fe}_{0,6}^{2+}\text{Mg}_{1,7}\text{Ca}_{2,3}\text{K}_{15,3}\text{Na}_{25,8}$.

Из альбититовых пегматитов анализировались образцы объекта А и Б. В зоне интенсивной альбитизации (альбитит, обр. 1) отмечается максимальное содержание натрия и минимальное — калия, наличие которого определяется реликтовыми участками калишпата. По направлению к занорышу альбитит сменяется окварцованной графиткой (обр. 2), наблюдается увеличение содержания SiO_2 и частично калия при уменьшении количества натрия. Альбититы объекта Б (обр. 3) по содержанию основных петрогенных элементов (Na, Al, K, Si) не отличается от альбититов А.

Химический состав метасоматитов (вес. %)

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO_2	72,23	76,92	62,92	62,90	79,47	93,16	94,83	62,82	70,16	65,52	72,98	48,56
TiO_2	сл.	сл.	0,17	0,21	—	—	—	0,23	0,10	сл.	0,12	0,33
Al_2O_3	16,82	13,24	19,72	18,82	11,15	3,71	2,79	19,81	16,42	19,98	15,48	16,30
Fe_2O_3	0,69	0,41	0,83	0,83	—	—	—	2,79	0,67	1,12	0,12	0,48
		He										
FeO	0,22	опр.	3,13	1,84	0,48	—	—	1,34	0,55	0,29	0,29	2,53
MnO	сл.	сл.	0,06	0,03	—	—	—	0,04	—	—	—	0,09
CaO	0,63	0,40	0,59	1,26	—	—	—	0,38	0,62	0,62	0,76	12,72
MgO	0,06	0,10	0,70	0,41	—	—	—	0,56	0,44	0,56	0,28	1,20
K_2O	0,57	3,82	2,69	3,74	6,61	2,54	2,03	6,82	3,18	5,45	4,25	5,88
Na_2O	6,46	5,05	6,44	6,66	1,77	0,59	0,35	4,61	5,28	5,81	4,84	4,03
H_2O	0,73	0,23	—	1,72	—	—	—	—	1,70	—	—	0,06
П.п.п.	1,30	0,51	0,87	0,70	—	—	—	0,65	1,30	0,41	0,43	3,32
CO_2	—	—	1,72	1,48	0,52	—	—	0,54	0,32	0,06	—	4,00
Сумма	99,71	100,68	99,84	100,20	100,00	100,00	100,00	100,74	100,74	99,82	99,91	100,0
Объемный вес			2,12	2,45	2,45	2,54	2,6	2,3	2,4	2,05	2,62	

В качестве пегматита калишпатитового типа изучены объекты В (рис. 5), Г и калишпатит, подсеченный скважиной 1. На объекте В анализировались образцы по разрезу снизу вверх по направлению пегматитового тела: калишпатит с глубины 17 м (обр. 4) и образцы из зоны окварцованного пегматоида с глубины 10,0 м (обр. 5); 9,6 м (обр. 6); 3,8 м (обр. 7). Следует отметить изменение содержания главнейших породообразующих окислов снизу вверх в зоне метасоматических пород. Так, уменьшается содержание алюминия, калия и натрия от калишпати-

та (максимальные значения) вверх, по направлению пегматитового тела (минимальные значения). В том же направлении увеличивается содержание SiO_2 (рис. 5, в). Калишпатиты, подсеченные скважиной I (обр. 7), по содержанию алюминия, калия и натрия практически не отличаются от описанных из объекта В. Относительно высокое содержание натрия обусловлено присутствием альбита в породе. В основном он фиксируется в пертитовых вростках калишпата, реже образует самостоятельные кристаллы альбита. В калишпатитах объекта Г (обр. 10) натрий преобладает над калием, что обусловлено альбитизацией, проявившейся в разрастании пертитовых вростков и развитии корок альбита вокруг кристаллов калишпата.

Сравнивая содержание главных окислов альбититового и калишпатитового пегматитов, следует подчеркнуть одинаковую направленность процесса, выражающуюся в увеличении содержания кремнезема по направлению к занорышевой области с одновременным уменьшением количества щелочей и алюминия. Для альбититов характерно высокое содержание натрия, в калишпатитах калий преобладает над натрием.

Вынос кремнезема с нижних частей пегматита к занорышу сопряжен с более сложным геохимическим процессом. Наряду с колебаниями содержания основных щелочных элементов — натрия и калия —

наблюдаются значительные изменения фиксации кальция. В присутствии фтора при увеличении содержания в растворах кальция в пустотках зоны выщелачивания на месте кварца образуется флюорит. Так как среди газовых компонентов в пегматитах постоянно имеется CO_2 , то при наличии железа образуется сидерит. При его недостатке в некоторых пегматитах может образоваться кальцит.

Таким образом, калишпатиты и альбититы содержат в себе наиболее частые акцессорные минералы — флюорит, сидерит и кальцит. Спектральные анализы калишпатитов показывают преобладание в них Ca, Be, Ba, Sr, а в альбититах Li, Be, Zr, Y, Nb, Rb и Cs в количествах, не превышающих акцессорные. Если еще учесть, что в калишпатитах с флюоритом содержится повышенное количество кальция, то напрашивается вывод о большей способности их накапливать щелочноземельные элементы.

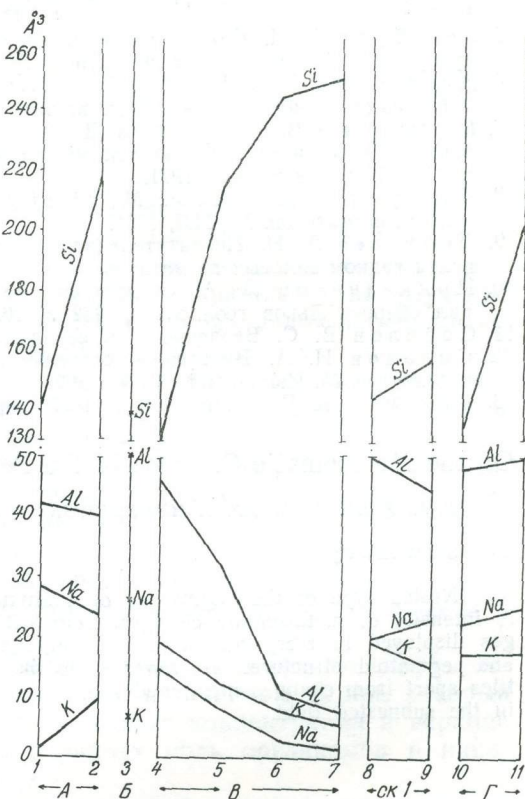


Рис. 8. Диаграмма изменения химического состава пород.

ЛИТЕРАТУРА

1. Беус А. А. О зональности гранитных пегматитов. М. Изд-во АН СССР, 1953.
2. Боголепов В. Г. Пересчет химических анализов горных пород при изучении метасоматических процессов. Сер. геол. № 1, Изд-во АН СССР, 1962.
3. Висьневский Я. С. Универсальные таблицы для пересчета состава горных пород. Ташкент, 1965.
4. Гигашвили Г. М. К механизму замещения каллевого полевого шпата кварцем «решетчатой» структуры. «Минерал. сборник Львов. ун-та», № 22, вып. 3, 1968.
5. Гинзбург А. И. Геохимические особенности пегматитового процесса. — Междунар. геол. конгр., XXI сессия. Докл. сов. геол., № 17. М., 1960.
6. Денисевич А. А. Про брекцію в пегматитових тілах Волині та мозаїку граней кристалів моріона. — «Геол. журнал АН УССР», 1960, т. 20, вып. 5.
7. Калюжный В. А., Возняк Д. К., Гигашвили Г. М. и др. Минералоутворючі флюїди та парагенезиси мінералів пегматитів заноришевого типу України. К., «Наукова думка», 1971.
8. Камерон Е., Жанс Р., Мак-Нейр, Пейдж В. Внутреннее строение гранитных пегматитов. М., ИЛ, 1951.
9. Леонтьев А. Н. Пегматитолокализирующие структуры и зональность одного из полей редкометалльных пегматитов.
10. Приказчиков Л. А. О поспайном замещении полевого шпата. — «Минерал. сборник Львов. геол. о-ва», 1962, № 16.
11. Соболев В. С. Введение в минералогию силикатов. Львов, 1962.
12. Солодов Н. А. Внутреннее строение и геохимия редкометалльных гранитных пегматитов. М. Изд-во АН СССР, 1962.
13. Ферсман А. Е. Пегматиты, т. 1. Изд-во АН СССР, 1940.

On the Metasomatic Changes of the Pegmatites of Volhyn

К. М. КАЛИУЖНАЯ, F. V. MUJHANOVSKYI, T. V. SOLOVIOVA

Summary

Nested type of the pegmatites of Volhyn are divided into two groups according to intensity of metasomatic changes. Pegmatite bodies subjected to metasomatic changes displayed in recrystallization and segregation resulted in formation intergrground and pegmatoid structures, are regarded to the first group. The second group of pegmatites apart from changes mentioned above has intensively developed metasomatic zoning in the subnested field.

Барий и стронций в марганцевых рудах Бурштынского месторождения

В. А. ХМЕЛЕВСКИЙ

УДК 549.761.3:553.32(477.86)

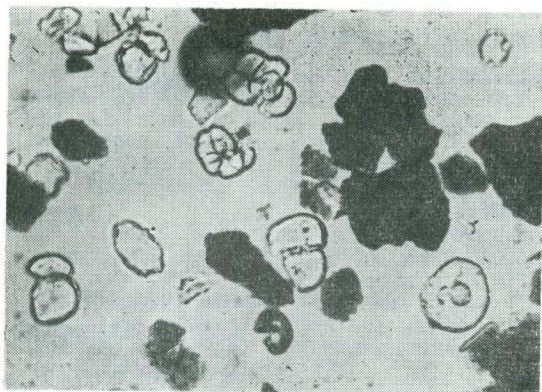
Вопросам минералогии и закономерностям распределения бария и стронция в тортонских отложениях юго-западной окраины Русской платформы уделяется в последнее время значительное внимание [1, 2, 3, 7, 10, 12 и др.]. Основное внимание обращается на изучение геохимии и минералогии этих элементов в серных рудах Предкарпатской сероносной провинции [3, 7, 12]. Для неосерненных пород эти вопросы изучены менее тщательно, а для марганцевистых толщ верхнего тортона почти совсем не освещены. Лишь в работах Д. П. Бобровника [1, 2] описан барит из туфов и марганцевистых мергелей верхнего тортона. Д. П. Бобровник считает барит в туфах и мергелях эпигенетическим образованием, а источником бария — более древние осадочные породы, содержащие туфогенный материал. Растворы, обогащенные SO_4^{-2} , образовались при окислении пирита, а также поднимались из гипсо-ангидритовой толщи. При взаимодействии бариеносных и сернокислых растворов и возникали баритовые выделения по трещинам и в полостях раковинок.

В работе Я. Т. Роскоша [10] высказывается мнение, что марганцевистые породы верхнего тортона являются источником бария, который выщелачивается из них и образует баритовые концентрации в верхней части сероносных пластов. Автор отрицает роль организмов в накоплении бария в тортонских осадках.

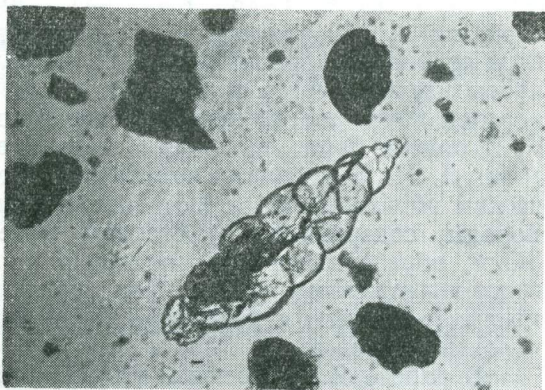
На основании новых данных о поведении бария и стронция в марганцевых рудах Бурштынского месторождения происхождение барита и роль марганцевых пород в снабжении барием нижележащих толщ и некоторые другие особенности геохимии стронция и бария следует трактовать несколько иначе.

Объектом исследования послужили карбонатные и окисленные марганцевые руды из вербовецких отложений Ополя. В этих породах постоянно встречается барит. Стронциевые минералы в этих отложениях не обнаружены.

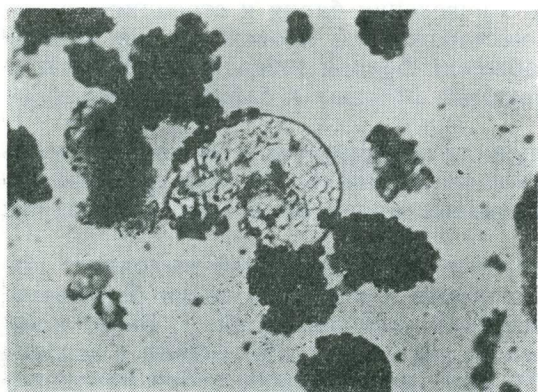
Барит в марганцевистых мергелях почти постоянно выполняет полости раковинок микрофауны. По форме и строению среди баритовых образований можно выделить несколько разновидностей: 1. Барит ядер раковин фораминифер, выполняющий раковины глобигеринид и особенно часто булиминид (рис. 1, а, б). Ядра представляют собой монокристаллы с отрицательным удлинением (для вытянутых форм). Барит содержит значительное количество непрозрачных включений, из-за чего выглядит иногда как бы выветрелым. Размеры выделений барита достигают 0,2 мм по удлинению.



a



b



v

Рис. 1. Баритовые ядра раковин микрофауны:
a — глобигерин; *b* — булиминиды; *v* — спириалиса.
Иммерсионный препарат без анализатора. $\times 200$.

2. Баритовые ядра из раковинок спириалисов (рис. 1, в). Они также имеют иногда монокристаллическое, но чаще всего радиально-волокнистое строение. В этом случае ядро представляет собой сферолит барита. Очень редко раковины выполнены друзами различно ориентированных пластинчатых кристаллов барита. Кроме хорошо сохранившихся ядер, постоянно встречаются их обломки различной формы.

3. В нерастворимых остатках карбонатных руд отмечаются таблитчатые кристаллы барита размером до $0,03 \times 0,06$ мм. Иногда на них заметна огранка, чаще зерна имеют округленные окончания. Очень редки друзы с радиальной ориентировкой кристаллов. Вероятно, что это обломки и части описанных друз барита из полостей раковин.

4. Изредка встречаются баритовые слепки раковин мелких пелеципод (хламисов), имеющие монокристаллическое строение.

5. Очень редко наблюдаются гребневидные радиальные друзы удлинненных и слегка изогнутых пластинчатых кристаллов барита.

Барит бесцветен и прозрачен, содержит включения. Показатели преломления постоянны: $n_g' = 1,646 \pm 0,001$; $n_p' = 1,636 \pm 0,001$. Рентгенограмма ядра глобигерины (табл. 1) подтверждает его баритовую природу. Параметры ячейки барита, рассчитанные по дебаеграмме, равны:

$$a_0 = 5,45 \pm 0,01; \quad b_0 = 7,15 \pm 0,05; \quad c_0 = 8,85 \pm 0,02 \text{ \AA}.$$

Баритовые ядра иногда бывают полыми и содержат в полостях друзы кристалликов цеолита (шабазит?).

Содержание барита в тяжелых фракциях нерастворимого остатка карбонатных руд изменяется от единичных знаков до 25—30%.

Таблица 1

Результаты рентгенометрического исследования баритового ядра из раковины глобигерины.

№ линии	<i>hkl</i>	<i>I</i>	d_α	№ линии	<i>hkl</i>	<i>I</i>	d_α
1	111	3	3,96	21	006	2	1,471
2	020	1	3,57	22		1	1,451
3	102	6	3,42	23	035	5	1,423
4	021	5	3,31	24	400	2	1,360
5	112	7	3,08	25	126	2	1,320
6	121	5	2,81	26	340	2ш	1,299
7	200	5	2,71	27	421; 235	6	1,259
8	122	1	2,46	28	226	2ш	1,220
9	201	6	2,32	29	325	2ш	1,195
10	212	4	2,20	30	062	2ш	1,162
11	131; 221	10	2,10	31	306	4	1,145
12	104	3	2,05	32	305	3ш	1,125
13	213	2	1,928	33	263	6ш	1,095
14	033	4	1,851	34		1	1,076
15	041; 223	3	1,752	35		2ш	1,058
16		1	1,712	36		3ш	1,048
17	232	4	1,673				
18	042	2	1,637				
19	142	2	1,592				
20	322	5	1,530				

Условия съемки: Мо-антикатод; $D_k = 114,6$ мм; снято для микроколичества минерала.

Для выяснения закономерностей распределения бария и стронция в рудах были выполнены приближенные количественные спектральные анализы. Карбонатные руды Мп в Бурштыгском месторождении имеют ритмичное строение и слагаются из богатых марганцем карбонатных прослоев светлой окраски и более глинистых, бедных марганцем прослоев темной окраски [5, 13]. Поэтому отдельно анализировались светлые и темные прослои, а также глинистые (мельче 0,001 мм) фракции нерастворимых в HCl остатков тех же руд.

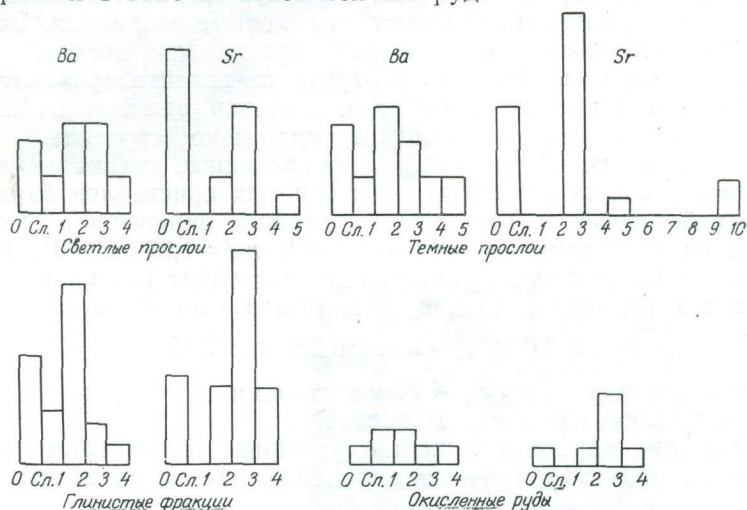


Рис. 2. Гистограммы распределения бария и стронция в различных частях карбонатных руд и окисленных рудах ($1 \cdot 10^{-2}\%$).

Для выяснения геохимии бария и стронция при окислительных процессах выполнены анализы вторичных окисленных руд. Полученные данные подвергнуты статистической обработке.

Установлено, что марганцевые руды весьма бедны барием и стронцием. Распределение бария в светлых и темных прослоях, показанные на гистограммах, почти идентичны (рис. 2) и имеют сходные параметры: $\bar{x}_{Ba} = 0,0202\%$, $s = 0,012$ для светлых прослоев и $\bar{x}_{Ba} = 0,0211\%$, $s = 0,016$ для темных прослоев (табл. 2). Барий распределен по нормальному закону и в светлых и в темных прослоях. Глинистые фракции в этих прослоях по минеральному составу не отличаются друг от друга. Поэтому для анализа отбирались глинистые части, выделенные из средних проб руд, без расчленения их на прослои. Распределение бария в глинистой фракции также подчиняется нормальному закону и определяется такими параметрами: $\bar{x}_{Ba} = 0,0153\%$, $s = 0,011$ (рис. 2, табл. 2).

Следовательно, глинистые минералы не являются концентратором основной массы бария в породе, так как количество глинистых компонентов в наиболее глинистых образцах темных прослоев не превышает 70—75%. В подавляющем же большинстве образцов содержание глины ниже 50%.

Несомненно, что основная масса бария — в барите ядер микрофауны. Этот барит выделяется при гранулометрическом анализе в алевритовую фракцию нерастворимого остатка породы. Он аутигенного происхождения и источники его происхождения разнообразны. Ба-

рий мог приноситься в осадок в марганцовистых взвесах, в глинистых минералах, в составе аутигенного карбоната кальция (хемо- и биогенного), а также в мягких тканях микроорганизмов.

Рассмотрение всех этих возможностей приводит к следующим заключениям.

Таблица 2

Параметры распределения стронция и бария в прослоях марганцовистых ритмолитов, глинистых фракциях их нерастворимых остатков и окисленных рудах

Порода		Параметры распределения	Барий	Стронций
Карбонатная руда	Светлые прослои	\bar{x}	0,0202	0,016
		s	0,012	0,016
		n	19	19
	Темные прослои	\bar{x}	0,0211	0,029
		s	0,016	0,028
		n	20	20
	Глинистые фракции	\bar{x}	0,0153	0,024
		s	0,011	0,014
		n	21	21
Окисленные руды		\bar{x}	0,0186	0,0257
		s	0,014	0,0164
		n	7	7

Примечание. Анализы выполнены в спектральной лаборатории НИСа Киевского госуниверситета им. Т. Шевченко

Глинистые минералы (смесь монтмориллонита и гидрослюды) служили лишь дополнительным источником бария. Карбонат марганца в исследуемых рудах сложился в процессе диагенеза при восстановлении гидроокислов марганца, поступавших в бассейн седиментации. Количество таких взвесей в светлых прослоях было постоянно и значительно выше, чем в темных. Поэтому, если связывать основную массу бария с марганцевыми взвесями, следует ожидать более высоких его концентраций в светлых прослоях по сравнению с темными. Этого не наблюдается. Анализ корреляций между марганценосностью и бариеносностью прослоев установил отсутствие такой связи в темных прослоях и слабую обратную связь — в светлых (рис. 3, табл. 3). В наиболее богатом марганцем светлом прослое уловлены лишь следы бария. Все это отрицает связь основного количества бария с марганцовистыми взвесями, которые не могут рассматриваться как источник бария не только для нижележащих пород [10], но и для самих руд. Кстати, А. П. Виноградов [6] объясняет обогащенность барием морских марганцевых конкреций стяжением гидратов Fe^{3+} , Mn^{3+} , MnO_2 вокруг нерастворимых зерен $BaSO_4$.

Изучение корреляции между карбонатностью прослоев и содержанием в них бария (табл. 3, рис. 3) показывает наличие прямых связей между ними в темных прослоях и обратной — в светлых. Современный

облик карбонатной части руд сформировался в диagenезе в результате растворения и последующего переотложения аутигенного карбоната кальция и гидроокислов марганца. В светлых прослоях количества этих компонентов были равны или в них преобладали марганцевые взвеси; в темных прослоях преобладал карбонат кальция, который поступал в осадок из морской воды в хемогенной и биогенной формах, причем при

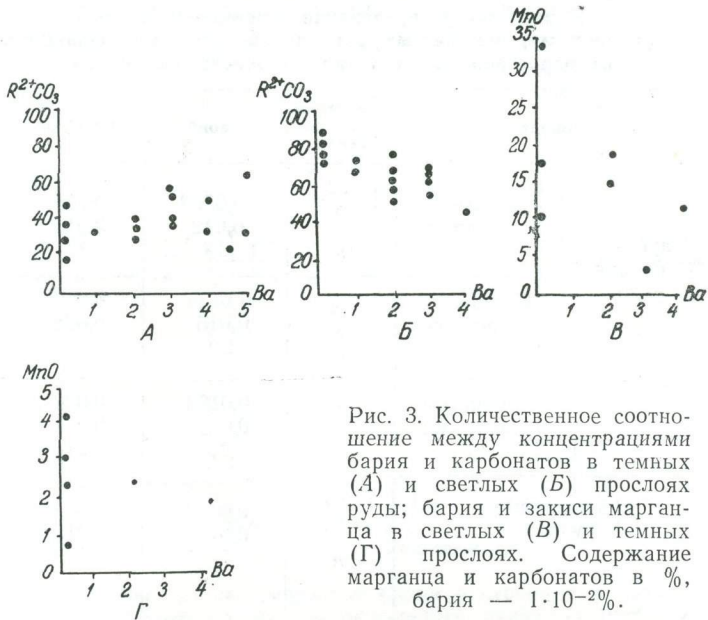


Рис. 3. Количественное соотношение между концентрациями бария и карбонатов в темных (А) и светлых (Б) прослоях руды; бария и закиси марганца в светлых (Б) и темных (Г) прослоях. Содержание марганца и карбонатов в %, бария — $1 \cdot 10^{-2}\%$.

отложении светлых прослоев преобладал арагонит, темных — кальцит. Общеизвестно [8], что заметные примеси бария не характерны для арагонита и возможны в кальците. В светлом прослое, содержащем около 5% арагонита, анализом уловлены следы бария. Этим в значительной степени можно объяснить указанные зависимости.

Таблица 3

Коэффициенты корреляции между некоторыми компонентами в составе карбонатных руд и их глинистых фракций

Часть руды	Параметры	Ba—MnO	Ba—R ² CO ₃	Sr—R ² CO ₃	Ba—Sr	Sr—MnO
Светлые прослой	r	-0,54	-0,77	-0,68	0,63	
	n	7	18	18	19	
	q	0,05	0,001	0,01	0,01	
Темные прослой	r		0,48		0,54	-0,88
	n		18		15	5
	q		0,05		0,05	0,05
Глинистые фракции	r				0,84	
	n				19	
	q				0,001	

Еще одним источником бария могли быть раковины. Нами проанализированы створки раковины *Chlamys ellini* Zhizh и концентрат ра-

ковин *Spirialis andrussowi* Kittl. В них установлены повышенные концентрации бария: более 0,1% для хламисов и свыше 0,5% для спиралелл. Последняя величина объясняется наличием баритовых ядер во многих раковинках. Створки хламисов сложены кальцитом, а микрофауны — арагонитом. В первых барий может содержаться в заметных количествах. Для спиралисов и микрофауны такое вхождение более затруднено. Поскольку барит терригенного происхождения для исследуемых пород почти не характерен, локализация барита в раковинах указывает на связь баритообразования с биогенным фактором, что отрицается некоторыми авторами [10]. Ведь если арагонитовые раковины не несли заметного количества бария, то его могли накапливать мягкие ткани фауны, так как установлена способность тканей морских организмов концентрировать барий. Поэтому с накоплением органического вещества в осадке происходит одновременное накопление бария. Наблюдения Е. Боултера и др. [14] над осадками Атлантического океана показали, что повышенные содержания бария приурочены к областям с большой продукцией органического вещества. Карбонатные марганцевые руды Бурштынского месторождения содержат довольно высокие количества гумусовых органических веществ. Естественно, что значительная их часть образовалась за счет разложения мягких частей фауны. Так, в глинистых фракциях нерастворимых остатков количество органического вещества иногда достигает 5—7%. Следовательно, возможность снабжения осадка барием из тканей организмов вполне вероятна, и именно такой барий, как будет показано дальше, мог служить зародышем для образования баритовых ядер в раковинах микрофауны.

Прямое снабжение осадка барием из морской воды представляется нам мало вероятным. Растворимость бария в морской воде лимитируется растворимостью его сульфата, то есть зависит от концентрации в ней сульфат-иона. По А. П. Виноградову [6], содержание бария в современных океанических водах колеблется в пределах $0,2-10 \cdot 10^{-5}\%$. Воды вербовецкого бассейна не испытывали недостатка в SO_4^{-2} . Как показывает анализ водных вытяжек из руд, содержание этого аниона в темных прослоях — 601 мг/л, в светлых — 360 мг/л. Отсюда нет оснований ожидать в этих водах повышенных, в сравнении с современными водами, концентраций бария. Значит, между водой и осадком должен был находиться источник, дополнительно концентрирующий барий и поставляющий его в осадок. Это были хемогенный кальцит и кальцит раковин, а также живое вещество микрофауны. Частично барий приносился в поглощенном комплексе глинистых минералов.

В принципе возможен вынос бария из марганценосного пласта в нижележащие толщи в процессе выветривания и окисления карбонатных руд и их превращения в окисленные руды. Судя по семи анализам окисленных руд, содержание бария в них заметно не снижается по сравнению с исходными породами. Распределение бария в окисленных рудах также нормальное и имеет параметры: $\bar{x}_{\text{Ba}}=0,0186\%$, $s=0,014$ (рис. 2, табл. 2). Вынос бария, как видим, отсутствует.

Распределение стронция в карбонатных рудах и их глинистых фракциях подчиняется нормальному закону и характеризуется такими параметрами:

$\bar{x}=0,016\%$; $s=0,016$	в светлых прослоях
$\bar{x}=0,029\%$; $s=0,028$	в темных „
$\bar{x}=0,024\%$; $s=0,014$	в глинистой фракции руды.

Содержание стронция в темных и светлых прослоях различно. Отмечаются относительно высокие его концентрации в глинистых фракциях нерастворимого остатка руд. Вычисление коэффициентов корреляции между карбонатностью прослоев и их стронциеносностью показало отсутствие связи между ними в темных прослоях и обратную зависимость — в светлых (рис. 4, табл. 3). Следовательно, основным аккумулятором стронция в рудах являются глинистые минералы, в состав поглощенного комплекса которых и входит, очевидно, стронций. Неко-

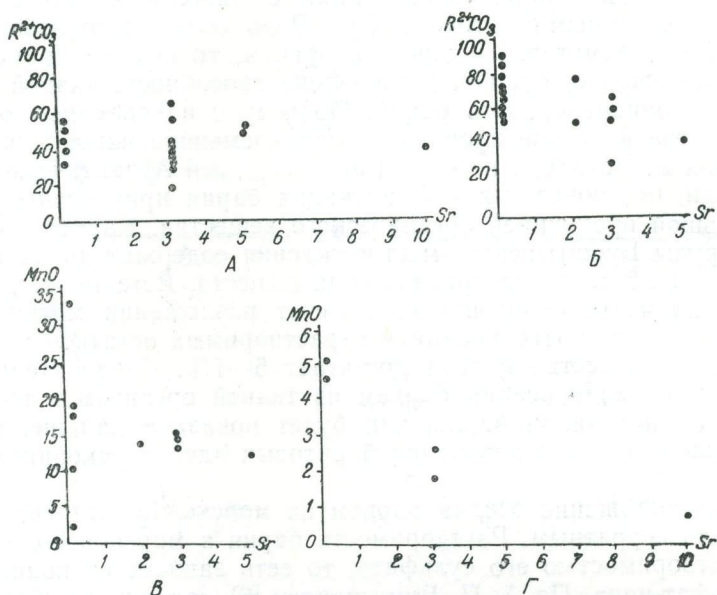


Рис. 4. Количественное соотношение между концентрациями стронция ($10^{-2}\%$) и карбонатов (%) в темных (А) и светлых (Б) прослоях; стронция и закиси марганца (%) в светлых (В) и темных (Г) прослоях карбонатной руды.

торая часть стронция входит в виде изоморфной примеси в арагонит раковин микрофауны и барит, выполняющий полости в этих раковинах. Концентрации стронция в этих образованиях также низки. В состоящих из кальцита створках хламисов определено всего 0,01% Sr, в концентрате арагонитовых раковинок спирялисов — 0,03%. Последняя величина в 1,5—2 раза выше средних концентраций стронция в породе. Однако содержания раковинного арагонита в породах довольно ограничены, поэтому нет оснований связывать значительную часть стронция породы с этим источником. Хемогенный арагонит содержит очень низкие концентрации стронция, и в образцах, обогащенных таким арагонитом, улавливаются только следы стронция.

Между стронцием и марганцем не обнаружено связей в светлых прослоях и установлена обратная связь в темных (рис. 4, табл. 3). Этим отрицается возможность поставки стронция в осадок совместно с марганцевыми взвесями.

Прямое накопление стронция осадком из морской воды было также невозможным, ибо средние концентрации его в современных океанических водах не превышают 0,001% [6]. Вполне вероятно, что часть

стронция совместно с барием приносилась в осадок в живой ткани фауны*.

Несмотря на довольно резкое различие в распределении бария и стронция в рудах, между ними постоянно прослеживаются четкие прямые связи (рис. 5, табл. 3). Это свидетельствует о наличии каких-то общих моментов в истории этих элементов. Вероятнее всего, эта связь сложилась в диагенезе, когда происходило образование барита и перераспределение бария и стронция.

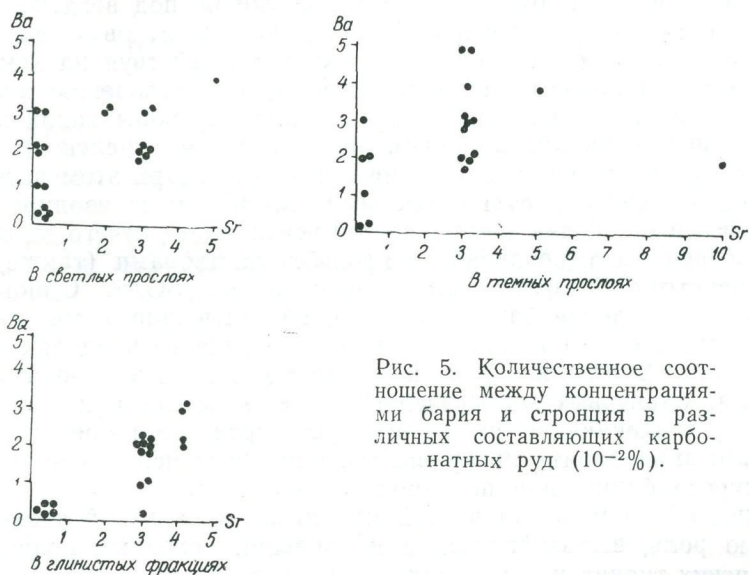


Рис. 5. Количественное соотношение между концентрациями бария и стронция в различных составляющих карбонатных руд ($10^{-2}\%$).

Отсутствие минералов стронция в породах объяснить довольно трудно. Содержание стронция здесь превышает пределы растворимости его соединений даже в чистой воде: SrSO_4 — 0,006; SrCO_3 — 0,0011 на 100 г раствора [6]. Наиболее вероятно следующее объяснение: большая часть стронция была привнесена в глинистых взвесах и коллоидах, где и сохранилась, не переходя в иловые растворы. Стронций, принесенный хемогенным и биогенным CaCO_3 и органическим веществом, судя по приведенным данным, составлял менее половины баланса его в осадке. При диагенетических превращениях эта часть стронция выделялась в иловые растворы. Однако из-за более низкой растворимости BaSO_4 (2 мг/л) барит начинал образовываться в осадке значительно раньше, чем достигалось насыщение растворов сульфатом стронция и должен был возникнуть целестин. Поэтому стронций, даже достигнув своего предела растворимости, не образовывал собственных минералов, а вовлекался в виде изоморфной примеси в барит, где и рассеивался.

Что касается барита, то, согласно схеме Н. М. Страхова [11], это продукт процессов диагенеза, возникший в стадии окислительного минералообразования. Это подтверждается такими фактами. Аналогично бариту в полостях раковин тех же организмов встречается пирит, ко-

* Обогащение морских вод стронцием при распаде взвешенных органических веществ отмечает Маккензи [15].

торый образуется на стадии восстановительного диagenетического минералообразования. Характерно, что барит нигде не встречен совместно с пиритом в ядрах раковинок. Это говорит о раздельном возникновении этих минералов как во времени, так и в пространстве. Для барита необходимо достаточное количество SO_4^{-2} , что свойственно окислительной среде, не достигшей этапа редукции сульфатов. Пирит же возникает в среде, богатой H_2S и бедной свободным кислородом, а отсюда и SO_4^{-2} . Следовательно, барит должен возникать раньше пирита, когда осадок еще содержит свободный кислород, под воздействием которого происходит разложение органических остатков с выделением CO_2 , SO_4^{-2} и других соединений. Углекислота, действуя на хемогенный и раковинный карбонат кальция, приводит к растворению значительной их части, чем освобождается в иловые растворы заключенный в этих карбонатах барий. Одновременно в полостях уцелевших раковинок идет разложение мягких тканей организмов. При этом выделяются некоторые количества сульфат-иона. Относительная изолированность этих полостей от осадка затрудняет их вентиляцию, отчего здесь возникают повышенные в сравнении с иловыми растворами (также, кстати, не обедненными сульфат-ионом) концентрации SO_4^{-2} . Одновременно происходит выделение бария, который, как отмечалось, мог скопиться в мягких тканях организмов. В результате среда (в пределах полости) пересыщается $BaSO_4$, который начинает здесь кристаллизоваться. Возникновение баритовых зародышей вызывает в осадке кристаллизационные токи, извлекающие из иловых растворов растворенный барий. Кристаллизация барита прекращается или после использования наличных ресурсов бария, или по заполнению полости.

Таким образом, органический мир играл в баритообразовании как активную роль, выразившуюся в накоплении исходных количеств бария в мягких тканях и раковинах организмов, так и пассивную, сказавшуюся в преимущественной локализации барита в полостях раковин.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бобровник Д. П. Барит и пирротин в тортонских отложениях юго-западной окраины Русской платформы. — В сб.: Вопросы минер. осад. образ., кн. 5-я, Изд-во Львов. ун-та, 1958.
2. Бобровник Д. П. К минералогии верхнетортонских отложений юго-западной окраины Русской платформы (Опола). — В сб.: Вопросы минер. осад. образ., кн. 5-я. Изд-во Львов. ун-та, 1958.
3. Бобровник Д. П., Сребродольский Б. И. Распределение барита и цестита в серных рудах Прикарпатья. — «Литология и полезные ископаемые», 1965, № 5.
4. Бобровник Д. П., Хмелевский В. А. Основные особенности минералогии и геохимии Бурштынского месторождения марганца. — В сб.: Вопросы минер. осад. образ., кн. 7-я. Изд-во Львов. ун-та, 1966.
5. Бобровник Д. П., Хмелевский В. А. Тортонские осадочные марганцево-карбонатные породы юго-западной окраины Русской платформы и условия их образования. — «Литология и полезные ископаемые», 1968, № 1.
6. Виноградов А. П. Введение в геохимию океана. М., «Наука», 1967.
7. Даценко Н. М. Закономерности распространения стронция и бария в серных месторождениях Прикарпатья. — В кн.: Материалы к совещанию по геохимии гипергенеза. Минск, 1964.
8. Дэна Дж. Д. и др. Система минералогии, т. II, полутом I. ИЛ, 1953.
9. Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы, т. 5. М., «Мир», 1966.
10. Роскош Я. Т. Вопросы геохимии бария и стронция в тортонских отложениях Предкарпатской серной провинции. — В сб.: «Геология и геохимия серных месторождений Предкарпатья». К., «Наукова думка», 1966.

11. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 1. М., 1960.
12. Сребродольский Б. И. Некоторые вопросы геохимии стронция и бария в продуктивной толще серных месторождений Прикарпатья. — Минерал. сборник Львов. ун-та», 1965, № 19, вып. 4.
13. Хмелевский В. А. Геологическое строение и генетический тип Бурштынского месторождения марганца. — «Геол. сборник Львов. геол. о-ва», 1968, № 11.
14. Bolter E., Turekian K. K., Schutz D. F. The distribution of rubidium, cesium and barium in the oceans. — «Geochim et Cosmochim.» Acta, 1964, 28, № 9.
15. Mackenzie E. T. Strontium content and variable strontiumchlorinity relationship of Sargasse Sea water. «Science», 1964, 146, № 3643, 517.

Barium and strontium in manganese ores of Burshtyn deposit

V. A. KHMELEVSKY

Summary

Are discussed a peculiarities of geochemistry and mineralogy of barium and strontium. The last are connected with manganese carbonate and oxidized ores in Burshtyn deposit. The main attention is paid to studying of sources of supply of these elements as well as to factors that made possible its fixation and accumulation in the rocks; is also studied role of alive organisms in the accumulation of barium and strontium.

Краткие сообщения

Литофации и этапность развития Восточных Карпат

С. С. КРУГЛОВ, Я. О. КУЛЬЧИЦКИЙ

УДК 552.5:551.76/77 (477.8)

Особенности геологического строения Восточных Карпат, как и всей карпатской дуги, таковы, что за основу их районирования принимаются не структурные, а главным образом литолого-фациальные критерии.

В составе мезозойских и кайнозойских отложений Восточных Карпат выделяется большая и разнообразная группа литофаций, которые могут быть объединены в отдельные комплексы, отражающие основные этапы развития альпийской геосинклинали. Среди них могут быть выделены комплексы, отвечающие как еще квазиплатформенному (или точнее по терминологии В. В. Белоусова, парагеосинклинальному), так и уже собственно геосинклинальному этапам. Большая группа мезозойских литофаций (триас—юра) характеризует собой тектонический режим, не свойственный типичным геосинклинальным областям. Это преимущественно морские карбонатные литофации незначительной мощности. Результаты глубокого бурения и другие данные свидетельствуют о том, что такой режим в триасово-юрский этап развития был не только на Мармарошском массиве и в зоне Пеннинских утесов, но и на территории Закарпатского внутреннего прогиба и, по всей вероятности, в области Флишевых Карпат. Во Внутренних Карпатах и в зоне Пеннинских утесов этот режим захватил также и почти весь меловой период. Особенности триасово-юрских литофаций указывают на несколько дифференцированный характер развития отдельных районов Восточных Карпат, хотя в общем на всей этой обширной территории сохранялись близкие условия. Но уже в меловой период эти различия перерастают в качественно иные, и если одни зоны еще перманентно претерпевают несколько изменившийся, но все-таки еще парагеосинклинальный режим, то другие вовлекаются в типичный геосинклинальный флишевый режим развития.

На общем фоне мезозойских маломощных преимущественно морских карбонатных литофаций парагеосинклинального этапа развития особый интерес представляют мелководные терригенные литофации баррема—сеномана Мармарошской зоны, широко известные под названием *бучеджских* конгломератов в Румынии и их частичного аналога — соймульской свиты в Украинских Карпатах. Их своеобразие заключается в том, что они резко отличаются от подстилающих и перекрывающих образований чрезвычайно широким развитием иногда очень

мощных обвальнo-оползневых фаций, представленных громадными седиментационными отторженцами (олистолитами). Эти образования отражают этап быстрого изменения условий развития Мармарошской зоны, при котором произошло резкое воздымание суши и последовавшая затем интенсивная денудация. Не без некоторого основания ряд румынских и советских исследователей причисляет их к молассовым образованиям, с чем однако нельзя согласиться, учитывая их роль и место в общем цикле развития Карпатской альпийской геосинклинали. Анализ литофаций соймульской свиты и одновозрастных им образований во Внешних Карпатах (Раховская зона) на территории Украины не позволяет согласиться с теми румынскими геологами, которые развивают представление о несогласном трансгрессивном залегании бучеджских конгломератов также и на размытой поверхности флишевых отложений Внешних Карпат (покров Чахлеу). Бучеджские, как и соймульские, образования формировались только в Мармарошской зоне — за пределами области развития флиша Внешних Карпат и были с ней пространственно сближены лишь на завершающих этапах развития геосинклинали, вероятнее всего, в ларамийскую или даже основную карпатскую фазу складчатости.

Собственно геосинклинальный этап развития начинается с рубежа поздней юры-раннего мела, когда севернее Мармарошского массива и Пенинской зоны зарождается флишевый трог и происходит накопление громадного по своей мощности комплекса флишевых и флишеидных осадков. Начало этого нового периода во внутренних частях складчатой области ознаменовалось образованием карбонатно-вулканогенных толщ, дающих некоторое основание для предположения о существовании слабо выраженной эвгеосинклинальной стадии.

Миогеосинклинальную стадию развития характеризует терригенная, циклически сложно построенная флишевая геогенерация, сложенная преимущественно двухкомпонентным меловым и палеогеновым песчано-глинистым флишем.

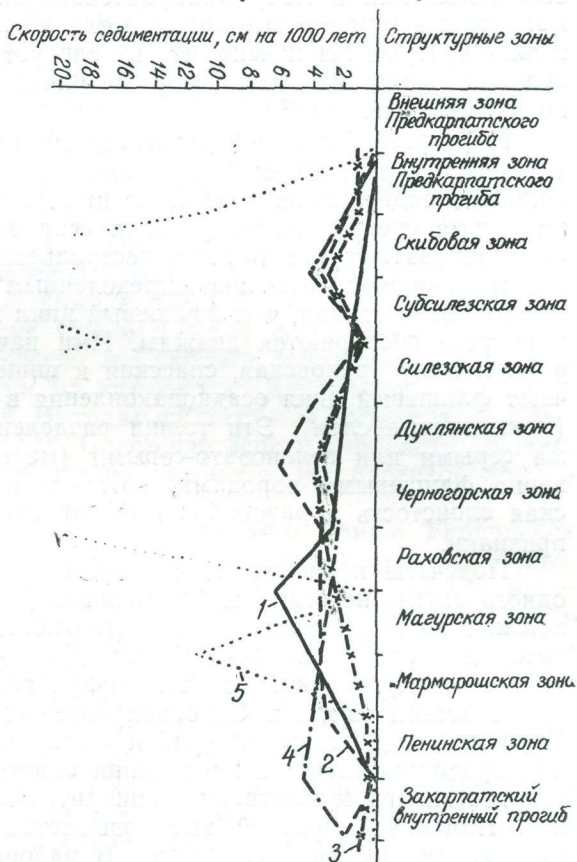


График интенсивности осадконакопления в мелу и палеогене в Восточных Карпатах (по уплотненным осадкам)

1 — нижний мел; 2 — палеоген; 3 — верхний мел; 4 — эоцен; 5 — олигоцен.

Важно отметить, что зарождение типичных флишевых фаций в разных зонах Восточных Карпат происходит в разное время. Ранее всего (берриас—валанжин) они возникли в самой южной части флишевого трога (Раховская зона, покров Чахлеу). В Мармарошской же и Пенинской зонах начало флишеобразования относится к самому концу мела — началу палеогена. Дискуссионным является выделение флишевых отложений в мелу Закарпатского внутреннего прогиба. Мощные монотонные терригенные толщи мела не носят ярко выраженных флишевых черт; не исключено, что их следует считать образованиями типа аспидной формации, и тогда флиш начался здесь формироваться только в палеогене.

В разрезе флишевой геогенерации наблюдается повторение двух основных разновидностей осадков: а) черных флишеидных толщ с большим содержанием битуминозных глинистых пород, указывающих на весьма специфические условия осадконакопления, и б) толщ серого, зеленовато-серого и реже пестроцветного ритмичного флиша. Обе эти разновидности отвечают определенным этапам осадконакопления более низкого порядка, чем флишевый цикл в целом. Толщи первого типа в разрезе повторяются дважды. Ими начинается флишенакпление в раннем мелу (раховская, спасская и шипотская свиты) и они же венчают флишевый цикл осадконакопления в раннем и среднем олигоцене (менилитовые слои). Эти толщи разделены и перекрываются мощными серыми или зеленовато-серыми (местами пестроцветными) собственно флишевыми породами, которым присущи отчетливая ритмическая слоистость и разнообразные характерные для флиша текстурные признаки.

Подсчеты показывают, что время, необходимое для образования одного ритма, не остается постоянным. Для нижнемелового флиша Раховской зоны средняя продолжительность образования ритма колеблется в пределах 2000—2500 лет. Для шипотских отложений Черногорской и Дуклянской зон эта цифра возрастает до 7—8 тыс. лет, а для спасской свиты в Скибовой зоне — до 10 тыс. лет. В Покутских Карпатах, в Дуклянской (район Соли) и Мармарошской зонах средняя продолжительность накопления одного ритма для эоценового флиша, где он преимущественно тонкоритмичен, колеблется от 4 до 6 тыс. лет. Наиболее короткой вырисовывается средняя продолжительность образования ритма в олигоцене. В районах наиболее полного и мощного развития олигоцена (Чечва, верховья Днестра и др.) она составляет 1,2—2 тыс. лет.

Приведенные данные указывают на обратную пропорциональную зависимость между средней продолжительностью накопления одного ритма и интенсивностью осадконакопления.

Независимо от причин, обусловивших ритмичную слоистость флиша, очевидно, что последнюю необходимо связывать с периодически повторяющимися явлениями. Расчеты показывают, что для карпатского флиша эта периодичность колеблется в диапазоне 1,2—20 тыс. лет, причем большинство ритмов укладывается в периоды продолжительностью в 4—7 тыс. лет. Отдельные ритмы в карпатском флише обладают четкой выраженной асимметрией строения (гемициклическостью) так как они состоят только из трансгрессивной части цикла (песчаники→алевролиты→аргиллиты). То есть флишевые ритмы по существу отражают лишь опускание области седиментации (поднятие источников сноса). Отсутствие следов движения обратного знака может быть использовано

в качестве серьезного возражения сторонникам осцилляционной гипотезы образования флиша, которым трудно объяснить подобное явление.

Наблюдения над характером залегания косых слоев и изучение направления струйчатых нероглифов (знаков вымывания) дают основание утверждать, что морские течения в карпатском флишевом трого были довольно постоянными. Постоянство и выдержанность направлений мутьевых течений предопределял общий наклон морского дна [2]. Потоки были направлены вдоль флишевого трого. Отмечаемая иногда ориентировка потоков навстречу друг другу может быть объяснена наличием параллельных рвов с взаимнопротивоположным наклоном осей их днища.

Так, в позднем мелу в краевой части Скибовой зоны и во Внутренней зоне Предкарпатского прогиба протягивалась узкая вытянутая впадина с общим юго-восточным наклоном дна, наличие которой и обусловило юго-восточное направление мутьевых потоков. В Черногорской, Дуклянской и Силезской зонах, в свою очередь, ровообразный прогиб имел противоположный наклон. Сложнее была картина в палеоцене. В Дуклянской зоне (бассейн Ужа) фиксируется северо-западное направление. В Магурской и Скибовой зонах морские течения были направлены в это время на юго-восток. Для раннего олигоцена Береговой скибы (Надворная, Выгода) фиксируется направление 230—325°. В более же южных скибах, Силезской зоне и в области Дуклянских складок указанное направление меняется на противоположное (100—120°).

Анализ мощностей мелового и палеогенового флиша Украинских Карпат показывает, что интенсивность осадконакопления не только была разной в различных структурно-фациальных зонах, но и менялась во времени (см. рисунок). Если в раннем мелу максимальные значения скорости седиментации падают на Раховскую зону (6,0—6,4 см/1000 лет), то уже в позднем мелу зона максимального прогибания перемещается к северу в Черногорскую и Дуклянскую зоны. Начиная с позднего мела центр нисходящих движений постепенно смещается к северу и для олигоцена максимальные значения скорости седиментации падают на Силезскую и Скибовую зоны (до 35 см/1000 лет).

Геосинклинальный этап развития Восточных Карпат завершается в конце олигоцена инверсией и образованием в сформировавшихся по окраинам приподнятого горного сооружения неогеновых прогибах (Предкарпатском краевом и Закарпатском внутреннем) мощного комплекса пестрых по своему литофациальному составу моласс. Представление об интенсивности осадконакопления дают цифры 23 см/1000 лет для Предкарпатского прогиба и 13—21 см/1000 лет для Закарпатского. Терригенные образования моласс здесь находятся в ассоциации с мощными соленосными отложениями и сопряжены в Закарпатском прогибе с эффузивными породами основного, среднего и кислого состава. Пестроту литофациального состава моласс Предкарпатского прогиба подчеркивает наличие мощной толщи слободских конгломератов, представляющих собой конусы выносов горных рек. Кверху они сменяются континентально-лагунными отложениями добровтовской свиты с ископаемыми следами птиц, хищников и парнокопытных, а также капель дождя [1].

Изучение мезозойских и кайнозойских литофаций Восточных Карпат позволяет установить четкую продольную зональность в их рас-

пространении, в пределах которой можно наметить литофациальные ряды нескольких порядков. Первый порядок составляют ряды, отвечающие трем основным тектоническим единицам Карпат: Внешним или Флишевым, Внутренним и переходной части (Пенинская и частично Мармарошская). Второй порядок составляют ряды отдельных структурно-фациальных зон, но в пределах одной и той же основной тектонической единицы. К третьему порядку следует относить ряды, находящиеся в пределах одной структурно-фациальной зоны, но существенно отличающиеся друг от друга и являющиеся обычно основанием для выделения структурно-фациальных подзон или отдельных чешуй. Помимо очень отчетливой продольной здесь намечается и менее четко выраженная поперечная литофациальная зональность, позволяющая выделять вкрест простирания Карпат отдельные районы, участки или секторы.

Изучение литофаций привело к установлению ряда поперечных конседиментационных разломов как в пределах основных тектонических единиц, так и всех Восточных Карпат в целом (Боржавский, Шонурский и другие).

Продольная и поперечная зональность литофаций, характер ритмичности и скорости седиментации осадков являются отражением различий в режиме тектонического развития фундамента. Последний несомненно имеет блоковое строение. Крупные блоки, являющиеся фундаментом основных тектонических единиц Восточных Карпат, в свою очередь, не были монолитными, а представляли собой совокупность более мелких блоков, объединенных общностью основных черт развития. Несущественные различия в знаке или скорости движения двух или нескольких соседних блоков приводило к различиям литолого-фациального облика формировавшихся на них осадков. Разломы внутри основных тектонических единиц Восточных Карпат не имели глубинного заложения и время их возникновения более позднее по сравнению с разломами, разграничивающими эти основные единицы. Вместе с тем анализ литофаций является главнейшим критерием для обоснования выделения разломов действительно глубинных, сыгравших в Карпатах исключительно важную роль в формировании их как складчатой области. Этот анализ вместе с другими данными уже привел к необходимости выделения Припаннонского, Перипенинского (или Закарпатского) и Предкарпатского глубинных разломов (являющихся рубежами между Паннонским срединным массивом и Внутренними Карпатами, между Внутренними и Внешними Карпатами и между Карпатами и Русской платформой).

Изучение так называемых экзотических образований конгломератов и их абсолютного возраста проливает свет на место и время возникновения древних кордильер и на степень их влияния на процессы как осадконакопления, так и складкообразования (в орогенную фазу развития). Их изучение показало необходимость выделения крупных кордильер между основными тектоническими единицами и более мелких — внутри отдельных единиц или даже внутри структурно-фациальных зон. Состав экзотических пород и их абсолютный возраст свидетельствуют о структурной и возрастной гетерогенности фундамента альпийской геосинклинали Восточных Карпат и являются очень важными критериями для разнообразных палеогеографических и палеотектонических реконструкций.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бялов О. С. Следы жизнедеятельности организмов и их палеонтологическое значение. Киев, «Наукова думка», 1966.
2. Ксенжеквич М. Очерки по палеогеографии Польских флишевых Карпат. Материалы IV съезда Карпато-Балканской ассоциации геологов, № 3, Киев, 1960.

The Lithofacies and stages of the development of Eastern Carpathians

S. S. KRUGLOV, J. O. KULCHITSKY

Summary

The study of lithofacies and regularities of their occurrence in space and time is the most important criterion for a tectonic regionalization of Eastern Carpathians and a basis for the establishment of the tectonic development conditions during the Mesozoic and Cenozoic periods.

Основные эффузивы в метаморфическом комплексе Украинских Карпат

Е. И. ЛАВРЕНКО

УДК 552.163(477.87)

Главную массу пород метаморфического комплекса Украинских Карпат, составляющего северо-западную часть Мармарошского кристаллического массива, образуют парапороды, представляющие собой метаморфизованные песчанистые, алевритистые, глинисто-алевритистые и карбонатные осадочные породы. Значительно реже в составе метаморфического комплекса встречаются вулканогенные образования, возможность присутствия которых была отмечена еще польскими исследователями [7]. Позднее С. Г. Рудаковым [5] было указано на достаточно широкое распространение порфиroidов (метаморфизованные кислые эффузивы), туфоидов (метаморфизованные туфы кислых эффузивов) и смешанных пород типа туффитоидов (метаморфизованные туффиты), занимающих определенное стратиграфическое положение в разрезах Чивчинских гор.

Аналогичные породы — порфиroidы, туфоиды и туффитоиды были обнаружены сотрудниками Львовского университета в 1964—1965 г. в пределах северо-западной части Мармарошского массива, известного в литературе под названием Раховского массива [1]. Детально изученные метаморфизованные кислые вулканогенные образования встречаются среди отложений верхнеберлебашской подсвиты [2, 4].

Кроме кислых вулканогенных образований в пределах Раховского массива на значительном участке потока Бредецель обнаружены метаморфизованные вулканогенные породы основного состава, также занимающие определенное положение в стратиграфическом разрезе района. В результате метаморфизма они превращены в актинолитовые сланцы, подстилаемые пачкой альбит-хлоритовых сланцев.

Актинолитовые сланцы — зеленовато-черные с шелковистым блеском на плоскостях сланцеватости среднезернистые породы, в состав которых входят актинолит, роговая обманка, гранат, хлорит, эпидот, плагиоклаз, кварц, серицит, кальцит, сфен, апатит, циркон, пирит. Структура актинолитовых сланцев гранонематобластовая или нематогранобластовая (в зависимости от количественных соотношений главных породообразующих минералов). Иногда в них обнаруживаются признаки катаклаза, и структура становится катакlastической. Величина зерен породы варьирует в пределах 1—2 мм, в катаклазированных разностях зерна более мелкие (за счет катаклаза). Текстура в большинстве случаев ориентированная — сланцевая.

Главными породообразующими минералами актинолитовых сланцев являются актинолит и плагиоклаз, встречающиеся примерно в равных количествах. Актинолит имеет слабо зеленую окраску, четкую призматическую форму, косое погасание, типичное для амфиболов и

слегка плеохроирует. Количество актинолита колеблется в пределах 40—60%. Изредка в нем встречаются остатки незамещенной (по-видимому, первичной) коричнево-бурой роговой обманки. Значительно реже встречается густо окрашенный актинолит игольчатого облика, сходный по густоте окраски с обыкновенной роговой обманкой. Таким образом, актинолит из актинолитовых сланцев, судя по его окраске, не отличается постоянством состава. Актинолит замещается иногда хлоритом, особенно в катаклазированных разностях, где количество его бывает значительным. Такой хлорит имеет светло-зеленую окраску, слабый плеохроизм и развивается за счет актинолита.

Плагноклаз образует довольно крупные зерна (до 3 мм) и составляет 40—60% породы. Это всегда альбит, образованный за счет более основного плагноклаза, о чем говорит включенный в альбит обильный сосюритовый агрегат (смесь серицита, эпидота, актинолита и кальцита). Эпидот образует как мелкие землистые зерна, включенные в альбите, так и более крупные зерна неправильной или призматической формы до 0,5 мм в поперечнике. Появление эпидота в породе связано, по-видимому, с альбитизацией плагноклаза, так как включен он, главным образом, в альбит и почти не встречается в связи с темноцветными минералами.

Кварц в актинолитовых сланцах является, по-видимому, вторичным. Встречается он редко, чаще всего в катаклазированных разностях, образуя линзовидные или неправильные мономинеральные выделения мелкозернистого мозаичного кварца. Изредка в актинолитовых сланцах встречается гранат, образующий мелкие округлые, иногда неправильные зерна. Циркон встречается значительно реже. Типичными аксессуарными минералами являются сфен и апатит, которые обычно включены в темноцветный минерал, замещенный в изученных породах актинолитом. Кальцит и пирит выполняют трещины в актинолитовых сланцах или просто вкраплены в породы. И в том, и в другом случае они имеют вторичное происхождение.

Коэффициенты, рассчитанные по Н. П. Семенову [6] указывают на принадлежность актинолитовых сланцев к щелочноземельно-глиноземистому изохимическому ряду метаморфических пород образующихся за счет основных вулканогенных продуктов:

Образец:	A	C	F	M	Избыток глинозема в %
400	30	8	22	40	41
401/3	24	32	18	35	Нет

Химические анализы актинолитовых сланцев (табл. 1) пересчитанные по методу А. Н. Заварицкого, показывают, что основные числовые характеристики этих пород наиболее близки по своим значениям к нормальному андезито-базальту:

Образец:	a	c	b	s	c'	c''	n'	i'	i
400	6	3	26	65	29	—	46	25	80
401/3	7	6	22	65	—	10	60	30	58
Андезито-базальт Камчатки	8,4	7,6	20,7	63,3	—	16	47	37	84

Дополнительные числовые характеристики несколько отличаются от таковых андезито-базальта (особенно величина n в обр. 401/3 и появление a' вместо c' в обр. 400), что может быть связано с измененно-

стью первичной породы, а также частичным выносом вещества при метаморфизме. По-видимому, актинолитовые сланцы представляют собой метаморфизованные эффузивы андезито-базальтового состава, о чем говорит их химический состав и линзообразно-пластовая форма залегаания.

Таблица 1

Химический состав актинолитовых сланцев
из верховьев потока Бредецель

Окислы	400		401/3	
	Вес. %	Молек. колич.	Вес %	Молек. колич.
SiO ₂	60,20	1002	57,14	951
TiO ₂	0,42	4	0,55	7
Al ₂ O ₃	14,27	140	13,76	135
Fe ₂ O ₃	1,29	8	0,49	3
FeO	6,04	83	6,61	92
MnO	0,14	2	0,21	3
CaO	2,12	38	6,72	120
MgO	7,45	185	7,99	198
K ₂ O	0,82	9	1,93	20
Na ₂ O	2,24	35	1,73	28
H ₂ O	0,24	—	—	—
П.п.п.	4,54	—	3,31	—
Сумма	99,77		100,44	

Примечание. Анализы выполнены в химической лаборатории Львовского университета.

В тесной связи с актинолитовыми сланцами, иногда переслаиваясь с ними, находятся альбит-хлоритовые сланцы (табл. 2). Это темно-зеленые мелкозернистые породы (величина зерен в них 0,1—0,2 мм и мельче) с гранолепидобластовой структурой и своеобразной текстурой, напоминающей миндалекаменную, благодаря наличию светлых округлых выделений кальцита, хорошо заметных на темно-зеленом фоне породы. В составе альбит-хлоритовых сланцев главная роль принадлежит альбиту и хлориту, которые встречаются примерно в равных количествах. Хлорит изредка преобладает. Он имеет довольно густую зеленую окраску, слабый плеохроизм и очень низкие аномальные цвета интерференции. Плагиоклаз всегда представлен альбитом без двойников и вростков. Кроме хлорита и альбита в альбит-хлоритовых сланцах в малых количествах, иногда в виде единичных зерен встречаются кварц, серицит, кальцит, черное непрозрачное лейкоксеноподобное вещество, сфен, апатит. Из второстепенных минералов представляет интерес кальцит, образующий зерна или сростки зерен округлой формы, по-видимому, бывшие миндалины эффузивных пород.

Коэффициенты, рассчитанные по Н. П. Семененко [6] показывают, что анализированные образцы относятся к щелочноземельному глиноземистому изохимическому ряду метаморфических пород, образующихся также из основных вулканогенных продуктов:

Образец:	A	C	F	M	Избыток в % глинозема
666	33	16	26	25	Нет
2033	31	11	31	27	28

Таблица 2

Химический состав альбит-хлоритовых сланцев
из верховьев потока Бредецель

Окислы	666		2033	
	Вес. %	Молек. колич.	Вес. %	Молек. колич.
SiO ₂	48,31	804	50,00	833
TiO ₂	1,98	25	2,12	26
Al ₂ O ₃	16,25	160	15,77	155
Fe ₂ O ₃	1,18	7	2,82	17
FeO	8,11	113	9,10	127
MnO	0,02	—	0,14	2
CaO	4,43	79	3,10	55
MgO	5,00	124	5,60	139
K ₂ O	0,66	7	0,75	8
Na ₂ O	5,00	81	2,95	48
CO ₂	2,42	—	2,31	—
H ₂ O	0,97	—	0,10	—
П.п.п.	5,47	—	4,79	—
Сумма	99,80		99,55	

Примечание: Анализы выполнены в химической лаборатории треста «Киевгеология».

Те же химические анализы альбит-хлоритовых сланцев, пересчитанные по методу А. Н. Заварицкого, показывают сходство химического состава изученных пород, особенно в образце 2033 с андезито-базальтами:

Образец:	a	c	b	s	a'	c'	m'	f'	n
666	13,2	5,3	19,4	62,1	—	2,7	48,1	49,2	92
2033	7,9	3,8	27,6	60,7	22,6	—	35,6	41,8	86

Особенности химического состава альбит-хлоритовых сланцев, бедность кварцем, текстурные особенности, а также пространственная связь с актинолитовыми сланцами, наблюдаемая в полевых условиях, позволяет высказать предположение о том, что альбит-хлоритовые сланцы представляют собой, по-видимому, метаморфизованный пирокластический материал типа туфа, генетически связанный со средне-основными по составу эффузивными породами.

Таким образом, в разрезе нижнеделовецкой подсвиты кроме песчано-алеврито-глинистых и карбонатных осадков принимает участие вулканогенный материал в виде эффузивов и туфов средне-основного состава, метаморфизованный, как и другие породы этой подсвиты, в условиях фации зеленых сланцев.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бойко А. К., Головченко М. Г. До питання про домезозойські магматичні проявлення на Рахівському масиві. В сб.: Проблеми розвитку природничих і точних наук. Вид-во Львів. ун-ту, 1964 р.
2. Бойко А. К. О возрасте метаморфического комплекса Мармарошского массива. «Геол. сборник Львов. геол. о-ва», 1966 г.

3. Лавренко Е. И. Минералы и минеральные ассоциации метаморфических пород северо-западной части Мармарошского массива. «Минерал. сборник Львов. ун-та», 1968, № 22. Вып. 1.
4. Лавренко Е. И. Порфириды и туфоиды в метаморфической толще Украинских Карпат. В сб.: Вопросы литологии и петрографии, кн. 1-я. Изд-во Львов. ун-та, 1969.
5. Рудаков С. Г. О древнейшем вулканизме в Советских Карпатах. ДАН СССР, 1964, 155, № 2.
6. Семененко Н. Н. Метаморфизм подвижных зон. К., Изд-во АН УССР, 1963.
7. Tokarski Y., Kamienski M., Pazdro Z., Smulikowski H., Turpai M. Pasma gor Czywzynskich. Rocznik Pol. Tow. Geol., t. X, 1934.

The basic volcanic rocks in the metamorphic complex of the Ukrainian Carpathians

E. I. JAVRENKO

Summary

The basic volcanic rocks take part in the Composition of the metamorphic complex of the Ukrainian Carpathians.

They are transformed in to metamorphic rocks of the greenschale facies of the regional metamorphism.



Об образовании мощных залежей первичных каолинов Украинского щита

Ю. М. МЕЛЬНИК

УДК 551.331.23:553.067(477)

Первичные каолины, широко распространенные на территории Украинского щита, в основном сложены каолинитом и реликтовым кварцем. Реликтовые алюмосиликаты исходных пород (как правило, гранитогнейсов), а также акцессорные минералы находятся в каолинах в небольших количествах.

За более чем полтора столетия, прошедших с начала изучения первичных каолинов Украинского щита, накопился громадный фактический материал, касающийся распространения, форм залегания и вещественного состава этого ценного минерального сырья.

Генезис первичных каолинов на протяжении всего времени их изучения связывался с процессами выветривания. В двадцатых годах В. И. Лучицким [11] была предложена теория пневматологического происхождения первичных каолинов*. Однако она не получила распространения. В 1947 году В. Т. Сябряй [21] выдвигает теорию, согласно которой каолины Украинского щита возникли в процессе формирования бурых углей в третичное время. Эта теория также не привилась, и в настоящее время теория образования каолинов путем климатического выветривания признана почти всеми геологами, изучающими первичные каолины щита.

Несмотря на такое признание, теория климатического выветривания не может удовлетворительно объяснить некоторые важные вопросы происхождения каолинов.

Необъяснимым с точки зрения теории климатического выветривания, прежде всего, является образование пеликанитов, то есть пород, состоящих из каолинита и опала. Пеликаниты тяготеют к тектонически ослабленным зонам [7, 10 и др.] и, как правило, приурочены к низам каолинов. При медленном опускании каолиновой зоны вследствие выветривания гранитоидов [16] образование пеликанитов невозможно, потому что этот процесс может происходить только при постоянном выносе, наряду с основаниями, некоторой излишней части кремнекислоты. В условиях застоя трещинные воды приходят в равновесие с породой и каолинизация прекращается, а значит, пеликанит не может образоваться. В условиях хорошего дренажа кремнекислота выносится непрерывно [8]. Пеликанит не мог образоваться после формирования каолинов, поскольку невозможно проникновение сквозь каолиновую

* В. И. Лучицкий пришел к выводу о пневматологическом генезисе каолинов спустя десять лет после появления в свет работ И. И. Гинзбурга [5, 6], в которых дан детальный критический обзор всех аналогичных теорий, еще ранее возникших в Западной Европе.

толщу коллоидных растворов кремнекислоты с образованием пеликанитов в нижней части при отсутствии их в верхах толщи. Во всяком случае, находящиеся в настоящее время вблизи дневной поверхности первичные каолины являются водоупором.

Таким образом, пеликаниты не могли возникнуть в процессе каолинового выветривания, поскольку при медленной каолинизации излишек кремнекислоты выносится трещинными водами, а привнесу ее со стороны после каолинизации противоречат условия залегания пеликанитов.

Пеликаниты возникли в кислой среде [12], а значит, они могли образоваться одновременно с каолинизацией породы. Это возможно только при интенсивном протекании процесса каолинизации, что в случае выветривания невозможно. Следовательно, каолинизация первичных пород могла проходить интенсивно, намного быстрее, чем это возможно в условиях выветривания.

Об интенсивной каолинизации исходных пород говорит также нахождение резких контактов между каолином и свежей породой. Резкий переход (на расстоянии 10—20 см) свежих пород в первичный каолин без какой-либо зональности наблюдался нами в обнажениях по р. Корчик. Алумосиликаты первичной породы непосредственно замещены каолинитом. Подобные явления отмечались и раньше [22 и др.], но при рассмотрении генезиса каолинов они считались случайными, не имеющими ничего общего с образованием мощных каолиновых залежей.

В процессе выветривания интенсивная каолинизация возможна только вблизи дневной поверхности. Что касается каолинизации на глубине (мощность залежей первичных каолинов, не учитывая размыва их верхней части, достигает 70 м), то при наличии площадной коры интенсивная каолинизация невозможна, а каолинизация вообще сомнительна, поскольку каолин, будучи глинистой породой, является водоупорным и затрудняет проникновение атмосферных вод на глубину*.

Диффузионное проникновение влаги, которое для первичных каолинов большее, чем для глин другого состава, все же не приведет к интенсивному химическому изменению исходных пород.

При постепенном опускании каолинитовой зоны в процессе выветривания исходных пород интенсивная каолинизация невозможна даже в очень трещиноватых зонах тектонических разломов. Крупные трещины скоро закупориваются глинистым материалом, а по мелким трещинам промывание пород идет медленно. Зоны разломов заносятся глинистым материалом и заболачиваются.

Выветривание может проработать породу на значительную глубину в случае образования вторичных пористых пород типа латеритов. В районах с повышенным рельефом интенсивное промывание исходных пород не сопровождается сильным размывом латеритной породы. Если же кора выветривания каолинитовая, размыв верхней части значительный.

Каолинизация, как известно, наиболее интенсивно проходит под воздействием углекислых водных растворов, которые должны быть до-

* Здесь можно провести аналогию с глинами, перекрывающими соляные залежи и предохраняющими их от растворения. В Прикарпатье, например, слой глины сравнительно небольшой мощности предохраняет соляные залежи от проникновения вадозных вод, которыми обильны четвертичные галечники, перекрывающие эти глины.

статочны концентрованными, что в условиях выветривания невозможно.

Поскольку речь идет о залежах первичного каолина, мощность которого более ста метров, то необходимо остановиться также на химических особенностях процессов выветривания. Поскольку хороший дренаж на глубину сотни метров в процессе образования сплошной каолиновой коры выветривания трудно представить без интенсивного размыва ее верхней части (при пониженном рельефе вода на глубине застойна), то промывающие воды обычно считаются химически активными, и, как правило, главная роль в этом отводится углекислоте. Источником углекислоты при выветривании считается CO_2 атмосферы, а также CO_2 , образовавшийся в процессе формирования почв. Для объяснения генезиса нижнепалеозойских кор выветривания большое значение придается CO_2 атмосферы, которая в то время могла быть богаче углекислым газом, чем в настоящее время. Вопрос о повышенном содержании CO_2 в палеоатмосфере является до сих пор спорным, и некоторые исследователи [20] высказывают мысль о постоянном пополнении атмосферы CO_2 за счет поступления его из недр Земли. Но если даже в нижнепалеозойское время содержание CO_2 было повышенным, то в условиях жаркого климата в дождевых водах растворено настолько незначительное количество углекислоты (ее растворимость в воде с повышением температуры падает), что она не могла вызывать интенсивного химического разрушения исходных пород [15]. Однако для объяснения интенсивной, каолинизации на глубине нельзя, вслед за Ж. Мило, принять за основной температурный фактор, так как он может оказывать влияние на глубину максимум 30—35 м (граница зоны постоянных температур [17], то есть примерно на половину мощности уцелевших от размыва каолиновых залежей. Поэтому и температурный фактор (температура дождевых вод) не может считаться главным в образовании мощных каолиновых залежей.

Возникновение мощных толщ первичных каолинов происходило в условиях единого процесса, как отмечалось ранее [13, 14], вероятно, под воздействием трещинных вод, насыщенных углекислотой, которая выделялась в процессе дегазации исходных пород во время тектонических подвижек. Первичная мощность каолинов определялась с одной стороны глубиной проникновения вадозных вод по трещинам в свежие кристаллические породы, с другой — давлением идущей навстречу струи CO_2 . При выделении CO_2 по необводненным трещинам исходные породы каолинизации не подвергались, так как для этого необходимо совместное действие углекислого газа и воды. Подобные условия, очевидно, неоднократно создавались в различные эпохи на различных участках Украинского щита*.

Интенсивная каолинизация исходных пород под воздействием концентрированных углекислых вод проходила на всю глубину их проникновения по трещинам. При этом на различных глубинах могли оставаться реликты исходных пород, подобные обнаруженным в верхней части каолинов Глуховецкого месторождения не полностью каолинизированным гнейсам (т. е. породам, которые в процессе выветривания разрушаются первыми). Для процессов выветривания, происходящих

* Выделение CO_2 , как известно [1, 2, 19], может продолжаться целые эпохи после формирования магматических пород.

при постепенном опускании каолиновой зоны, такие явления не характерны.

Выделявшиеся в процессе эксгаляции газы содержали пары воды, по всей вероятности, в ничтожном количестве, иначе можно было бы ожидать увеличения размеров каолиновых залежей книзу, что, по существу, не наблюдается. На циркуляцию воды по трещинам, кроме приподнятого рельефа, воздействовали выделявшиеся под давлением газы, состоящие почти полностью из CO_2 .

Мощные каолиновые залежи Украинского щита, согласно В. И. Луцицкому и другим исследователям, как правило, приурочены к графитсодержащим породам. Во время становления графитсодержащие породы должны были содежать большое количество рассеянного углекислого газа, который при благоприятных тектонических условиях в последующие эпохи выделялся в огромном количестве. Не касаясь источников CO_2 в этих породах, отметим лишь, что, несмотря на некоторые различия, все теории о происхождении графита [3, 18] называют исходным продуктом в этом процессе углеродкислородные соединения, и в первую очередь CO_2 . Возможно, CO_2 выделялся из больших глубин и имел повышенную температуру.

Каолинизация могла также происходить при воздействии холодных углекислых вод, поскольку растворимость CO_2 в воде с понижением температуры и увеличением давления возрастает, а значит, увеличивается и количество находящейся в равновесии с CO_2 диссоциированной угольной кислоты.

В процессе интенсивной каолинизации освобождалось большое количество кремнекислоты, которая в кислой обстановке не могла связаться с катионами и образовать богатые SiO_2 силикаты (монтмориллонит и др.), поэтому при увеличении концентрации она, полимеризуясь, превратилась в коллоиды, давшие с каолинитом пеликанит. Смесь каолинита с коллоидной кремнекислотой во влажных условиях долгое время может существовать в состоянии пульпы, обладать некоторой текучестью и заполнять трещины уже после прекращения каолинизации. Кислая обстановка, как известно, в условиях низких температур препятствует кристаллизации коллоидной кремнекислоты.

Изложенные предположения отнюдь не уменьшают роль экзогенных факторов в процессе формирования каолиновых залежей. Их роль, несомненно, большая. Главным агентом и в этом процессе являются вадозные воды, содержащие кислород и другие газы, в том числе и CO_2 , количества которого, однако, недостаточно для интенсивной каолинизации пород.

Подобное объяснение не противоречит нахождению мощных залежей каолина на отдаленных друг от друга участках. Эти залежи разновозрастные. Они могли образоваться как в протерозое, так и в постпротерозойское время. Их возраст определяется прежде всего возрастом тектонических процессов, обычно охватывающих значительные территории. Что касается сплошного мощного каолинового покрова, который, по мнению некоторых исследователей, когда-то существовал и впоследствии был уничтожен эрозией, то это маловероятно уже потому, что прилегающие к щиту впадины не заполнены продуктами размыва первичных каолинов. Мощные каолиновые залежи не были сплошными. Их размещение контролировалось глубиной проникновения трещинных вод, количеством выделявшегося углекислого газа во время эксгаляций, составом исходных пород и другими факторами. По-

сколькx на участках сильно трещиноватых пород трещинные воды на глубине образуют сплошной горизонт, то каолинизацией были охвачены достаточно большие площади.

Пока нельзя четко разграничить влияние различных процессов на формирование каолиновых залежей, разбросанных по всей территории щита. После образования, они, несомненно, претерпели изменения. С одной стороны, они размывались, с другой, по В. И. Лучицкому [11], на них влияло климатическое выветривание, в результате которого изменениям подвергались верхние части (в случае аридного климата), а также увеличивались мощности зон под каолиновыми залежами. В настоящее время в северо-западной части Украинского щита идет увеличение зоны дресвы и зоны начальной дезинтеграции исходных пород за счет подтока вод с участков, где каолины смыты. Под воздействием климатического выветривания могли образоваться площадные, сравнительно маломощные (первые десятки метров) каолиновые коры выветривания.

Отразился на первичных каолинах и процесс формирования бурых углей, обычно расположенных на перемытой части каолиновых толщ. Влияние углей, в частности, проявилось в насыщении каолинов сульфидами железа. В карьере Турбовского каолинового месторождения в снежно-белом каолине, содержащем небольшое количество включений пелитоморфных окислов и гидроокислов железа, обнаружена вертикальная зона, обогащенная хорошо ограненными кристаллами марказита. Подобное явление описано для современных образований торфов [4]. В последнее время влияние формирования бурых углей на первичные каолины отмечено и для других районов УЩ [9]. Несомненно вторичны карбонаты кальция, встречающиеся в каолинах Среднего Побужья.

Все эти процессы эпигенетические и не должны приниматься в качестве основных доказательств при рассмотрении вопроса об образовании мощных залежей первичных каолинов. Последние, вероятно, возникли под воздействием на исходные породы трещинных вод, насыщенного углекислым газом глубинного происхождения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бабинець А. Е. До питання про природу вуглекислоти в мінеральних водах Українського кристалічного масиву. — «Геол. журнал АН УРСР», 1965, т. XV, вип. 62.
2. Бабинець А. Е. Подземные воды юго-запада Русской платформы. К., Изд-во АН УССР, 1961.
3. Вульчин О. І., Іванців О. Е. До питання про генезис родовищ графіту Українського щита. — У зб.: «Геологія і геохімія горючих копалин», вип. 24. К., «Наукова думка», 1971.
4. Галецкий Л. С., Мельник Ю. М. Строение, вещественный состав и генетические особенности коры выветривания щелочных пород Суцано-Пержанской зоны Украинского щита. В сб. «Кора выветривания на территории УССР», ч. I, «Наукова думка», 1971.
5. Гинзбург И. И. Каолин и его генезис. Изв. СПб. Политехн. ин-та, 1912.
6. Гинзбург И. И. Пеликаниты и каолины юга и юго-запада России. Изв. СПб. Политехн. ин-та, 1913—1914.
7. Гинзбург И. И., Рукавишников И. А. Пеликаниты и опалы Кос-Шоку (Сев. Казахстан) и сравнение их с украинскими. — В сб.: «Кора выветривания», т. I, Изд-во АН СССР, 1952.
8. Гинзбург И. И. Некоторые физико-химические моменты в образовании глин. В сб.: Исследование и использование глин. Изд-во Львов. ун-та, 1958.

9. Додатко А. Д., Романенко Г. Н. Вторичная минерализация в коре выветривания ультраосновных пород Приднепровья. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, М., 1969.
10. Кондрачук В. Ю., Сонкин Л. С. Кора выветривания Глуховецкого района каолиновых месторождений и структурный контроль ее развития. В сб.: Кора выветривания территории УССР, ч. 2, К., «Наукова думка», 1971.
11. Лучицкий В. И. Происхождение и возраст каолинов Украины. — Вісник укр. геол. комітету, вип. 9, 1926.
12. Ляшкевич З. М., Мельник Ю. М., Возняк Д. К. К вопросу о минералогии и генезисе пеликанитов Коростенского плутона. — «Минерал. сборник Львовск. ун-та», 1964, № 18, вып. 4.
13. Мельник Ю. М. К вопросу о возрасте и генезисе древней коры выветривания северо-западной части Украинского кристаллического щита. Тезисы докладов к совещанию по древним корам выветривания, АН СССР, М., 1962.
14. Мельник Ю. М. Минералогия коры выветривания краевой северо-западной части Украинского кристаллического щита. Автореферат дисс. Львовск. ун-т, Львов, 1963.
15. Милло Ж. Геология глин. Л., «Недра», 1968.
16. Петров В. П. Основы учения о древних корях выветривания. М., «Недра», 1967.
17. Руденко Ф. А., Попов О. Е. Гідрогеологія. Вид-во Київ. ун-ту, 1959.
18. Сивоконь В. І. Про походження графітів Завальївського родовища. — «Геол. журнал АН УРСР», 1958, т. XVIII, вип. 6.
19. Смирнов А. А. О природе CO₂ углекислых подземных вод. «Советская геология», 1955, № 44.
20. Соколов В. А. Геохимия газов Земной коры и атмосферы. М., «Недра», 1966.
21. Сябряй В. Т. Щодо генезису первинних каолінів УРСР. — «Геол. журнал АН УРСР», 1947, т. VIII, вип. 4.
22. Małkowski St. O kaolinach wołyńskich. Posiedzenie P. I. G. № 5; Warszawa, 1923.

On formation of big beds of primary kaolins of Ukrainian shield

U. M. MELNIK

Summary

In the article is discussed the question of formation of big beds of primary kaolines. It is supposed that in formation of these beds take part gases isolated from crystalline rocks.

О возможном присутствии глубоководных фаций среди юрских морских отложений Восточного Забайкалья

Б. И. ОЛЕКСИВ

УДК 551.352.762.1

После обнаружения в 1926 г. Ю. М. Шейнманном [10] и К. Г. Войновским-Кригером [1] в Восточном Забайкалье юрских морских отложений в геологической литературе утвердилось мнение о том, что они представлены исключительно (или почти исключительно) мелководными фациями [3, 4, 7, 8, 9].

В конце 50-х и в 60-е годы изучением этих отложений занимался автор настоящей заметки. Результаты этих исследований, а также анализ материалов других геологов по юрским морским отложениям Восточного Забайкалья позволяют высказать предположение о том, что среди них присутствуют также и глубоководные образования.

Юрские морские отложения широко распространены в центральной части Восточного Забайкалья, особенно в северо-западной ее половине, выделенной А. Ф. Мушниковым [2] под названием Онон-Удинской структурно-фациальной зоны. Представлены они здесь очень мощным — до 6000 м — комплексом сероцветных терригенных отложений, имеющим сходство с аспидной формацией, который четко разделяется на три согласно залегающие свиты: онтагаинскую (расчленяющуюся на две подсвиты), сивачинскую и онон-борзинскую [2, 5, 6]. Нижнеонтагаинская подсвита, относящаяся на основании находок фауны к плинсбахскому ярусу и к самым низам домера и имеющая мощность от 300—400 до 1200—1500 м, выражена, за исключением базального горизонта и прибазальных слоев, довольно монотонной толщей темно-серых и черных алевролитов и аргиллитов с редкими маломощными прослоями песчаников. Эта толща расчленяется по литологическим признакам на ряд пачек [5, 6]. Особенно однообразна верхняя ее половина, сложенная почти исключительно аргиллитами и алевролитами, обычно глинистыми. Верхнеонтагаинская подсвита, заключающая фауну домерского яруса, сложена алевролитами и аргиллитами, переслаивающимися с песчаниками, количество которых резко изменяется в различных подзонах Онон-Удинской зоны*. В центральных частях Ононской, Талангуйской и Куренгинской подзон, соответствующих прогибам второго порядка, в составе данной подсвиты, мощность которой местами

* Онон-Удинская зона в раннеюрский этап развития, отбечающий стадии общего погружения, представляла собой сложный прогиб первого порядка, состоящий в резко расширенной юго-западной части из Ононского и Талангуйского прогибов, разделенных Шундуинским относительным поднятием, а в суженной северо-восточной части — из Куренгинского прогиба, отделяющегося от выходящего на его простирании Талангуйского прогиба Ундино-Золинским относительным поперечным поднятием.

достигает 2300—2800 м, резко преобладают алевролиты и аргиллиты. В периферических же частях прогибов и на разделяющих их Шундинском продольном и Ундино-Золинском поперечном поднятиях количество песчаников увеличивается в два-четыре раза, что вместе с другими особенностями развитых здесь отложений верхнеонтагаинской подсвиты благоприятствует их дробному расчленению [5, 6]. Однако и на этих участках в составе характеризуемой подсвиты нередко выделяются мощные пачки и горизонты, сложенные главным образом алевролитами и аргиллитами, среди которых песчаники образуют редкие маломощные прослои. Залегающая выше сивачинская свита относится к верхам домера и низам тоара и представлена довольно мощной (500—900 м) толщей конгломератов с прослоями и горизонтами песчаников, алевролитов и аргиллитов. Венчающая разрез юрских морских отложений онон-борзинская свита (тоарский ярус) обычно расчленяется на три толщи: нижнюю, сложенную алевролитами и аргиллитами с прослоями песчаников (250—430 м), среднюю, имеющую, за исключением краевой части Онон-Ундинской зоны, весьма однообразный аргиллит-алевролитовый состав (до 1000 м), и верхнюю, представленную переслаивающимися алевролитами, песчаниками и аргиллитами с прослоями и линзами конгломератов (до 700—1000 м). На некоторых участках нижняя часть последней толщи обнаруживает сходство с флишевой формацией, а верхняя ее часть, имеющая иногда угленосный характер, — с нижней молассовой формацией.

Из приведенной характеристики свит следует, что среди нижнеюрских морских отложений Онон-Ундинской зоны очень широко распространены алевролиты и аргиллиты; особенно их много в пределах Ононского, Талангуйского и Куренгинского прогибов, где они составляют 70—85% разреза онтагаинской и онон-борзинской свит. Изучение этих отложений показало, что значительная их часть образовалась в зоне спокойного и слабо подвижного морского мелководья, что доказывается, по данным автора, Т. В. Стасюкевич [8] и других исследователей, почти постоянной примесью в них песчанистой фракции, а иногда также углистого вещества, часто наблюдаемой тонкой линзовидной, волнистой, изредка мелкой косою слоистостью, наличием мелких симметричных знаков ряби, более или менее частым присутствием фаунистических и флористических остатков, иногда образующих значительные скопления, и другими признаками. Образование же основной массы аргиллитов и алевролитов происходило в иных — глубоководных — условиях. При этом мы полагаем, что среди этих отложений имеются как относительно глубоководные (умеренноглубоководные) осадки, так и настоящие глубоководные образования, формировавшиеся на глубинах выше 150—200 м.

Наше предположение о глубоководном происхождении некоторой части аргиллитов и глинистых алевролитов основывается на следующих данных:

1. Состав этих отложений в общем такой же, как и настоящих глубоководных образований. Это главным образом аргиллиты, иногда переходящие в слегка кремнистые и известковистые разновидности. Пелитовая фракция представлена в основном глинистым веществом и составляет от 60—70 до 90—95%. В составе глинистого вещества обычно резко преобладают гидрослюдистые минералы. Содержание алевроитовой фракции в аргиллитах колеблется в довольно широких пределах. Песчанистая же фракция в них, как правило, отсутствует.

2. Рассматриваемым отложениям свойственна массивная, реже слоистая текстура. Слоистость горизонтального типа, по масштабу (размеру слоев) тонкая и листоватая, выражена то достаточно четко, то не совсем ясно.

3. Фауна в этих отложениях обнаруживается очень редко и представлена нектонными формами — аммонитами из родов *Amaltheus*, *Beudanticeras*, *Harpoceras* и др., а иногда также ползающими по дну мелкими пелециподами с тонкой раковинкой (*Nucula* и др.).

4. Указанные литологические и палеонтологические особенности характеризуемых отложений сохраняются почти на всей площади Онон-Ундинской зоны, исключая краевые ее части, а иногда также и внутренние относительные поднятия, где нередко наблюдаются довольно резкие фациальные изменения.

5. Рассматриваемые отложения замещаются на площади (чаще всего в периферической части Онон-Ундинской зоны, реже на внутренних поднятиях) и сменяются вниз и вверх по разрезу сначала ритмично слоистыми алевролитами, далее смешанными псаммито-алевритовыми породами и только затем заведомо мелководными осадками.

6. Общая значительная расчлененность раннеюрского рельефа (суши и морского дна), о чем свидетельствуют, в частности, узость фациальных зон и сравнительно часто наблюдаемые текстуры подводно-оползневых деформаций, указывающие на существенный (не менее 1,5—3°) уклон морского дна, делает вероятным появление в отдельные отрезки времени в Онон-Ундинской зоне в целом или в отдельных ее частях глубоководных условий осадконакопления.

7. Весьма интенсивные нисходящие тектонические движения раннеюрской эпохи, обусловившие формирование очень мощного (до 6300—6700 м) комплекса пород и, что особенно важно, нередко приводившие к некомпенсированному осадконакоплением прогибанию, также должны были благоприятствовать возникновению в определенные интервалы времени глубоководных обстановок седиментации.

Таким образом, имеется целый ряд признаков, совокупность которых дает основание высказать достаточно обоснованное предположение о том, что часть глинистых и алеврито-глинистых отложений образовалась на глубинах, измеряющихся несколькими и даже многими сотнями метров.

Нам представляется, что в связи с возможной деятельностью мутьевых потоков глубоководное происхождение частично могут иметь также и смешанные псаммито-алевритовые породы, пользующиеся довольно широким распространением среди нижнеюрских отложений Онон-Ундинской зоны. На возможное отложение этих пород мутьевыми потоками указывает их плохая сортировка, часто наблюдаемая в них градиционная слоистость (выражающаяся в уменьшении размера зерен вверх по разрезу слоя), текстуры взмучивания и подводнооползневых деформаций и ряд других признаков. Кроме того, имеются основания полагать, что в ряде случаев мелководные песчаные и алевритовые отложения были сорваны при образовании крупных подводных оползней и перенесены из мелководья и затем отложены в глубоких участках моря мутьевыми потоками. В частности, такое происхождение предполагает А. Ф. Мушников для некоторых горизонтов онтагаинской свиты, установленных им и К. К. Анашкиной среди алеврито-глинистых отложений центральной части Ононского прогиба и отличающихся широ-

ким развитием очень сложной мелкой складчатости на фоне в общем моноклинального залегания вмещающих пород.

Изложенные выше соображения о глубине формирования алеврито-глинистых отложений позволяют значительно расширить существующие представления об условиях образования нижнеюрских отложений Восточного Забайкалья и подойти более обоснованно к выяснению вопроса о природе довольно своеобразного раннеюрского Восточно-Забайкальского прогиба, который рассматривается нами как вторично-геосинклинальный (или субгеосинклинальный).

ЛИТЕРАТУРА

1. Войновский-Кригер К. Г. Находки среднего палеозоя и морского мезозоя в бассейне р. Газимура в Восточном Забайкалье. — Вестник Геол. Ком., 1927, № 2.
2. Мушников А. Ф., Анашкина К. К., Олексив Б. И. Стратиграфия юрских отложений Восточного Забайкалья. В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Читинской области, вып. II, М., «Недра», 1966.
3. Обручев Е. А. Геология Сибири, т. 3, М.—Л., Изд-во АН СССР, 1938.
4. Окунева Т. М. Стратиграфия и фауна юрских морских отложений Восточного Забайкалья. Автореф. дисс. Л., 1962.
5. Олексив Б. И. Схема стратиграфии юрских отложений Центральной структурно-фациальной зоны Восточного Забайкалья. Вестник Львов. ун-та, серия геол., вып. 2, 1964.
6. Олексив Б. И. Типы разрезов нижнеюрских отложений и структурное расчленение Центральной (Онон-Удинской) структурно-фациальной зоны Восточного Забайкалья. В кн.: Материалы по геологии и полезн. ископ. Читинской области, вып. II, М., «Недра», 1966.
7. Соколов Д. С. О морских юрских отложениях Восточного Забайкалья. — Бюлл. МОИП, нов. серия, отд. геол., 1936, т. XV, вып. 2.
8. Стасюкевич Т. В. Фации юрских отложений и палеогеография Забайкалья в юрском периоде. В сб.: Материалы по регион. стратиграфии СССР. М., Госгеолтехиздат, 1963.
9. Худяев И. Е. Юрские морские отложения в Восточном Забайкалье. Изв. ГРУ, т. 50, вып. 39, 1931.
10. Шейнманн Ю. М. Находка мезозойских и палеозойских морских отложений на р. Ононе в Восточном Забайкалье. Вестник Геол. Ком., 1927, № 2.

About possible the presence deep-water facies among the jurassic marine deposits of the eastern transbaikalian

B. I. OLEKSIV

Summary

There are some facts (data), which allow speak out the supposition about deep-water origin the considerable part aleurite-clay deposits, which make use of the wide spread among lower-jurassic marine terrigene deposits of the Eastern Transbaikalian. The main among them are: the composition of these deposits, the texture properties of them, partly the character of the fauna which are in them, the constancy of the litology and paleontology properties of them, the character of the facies replace of these deposits at the area and in the depth-cut, the properties of the surface of the sea bottom, the properties of the tectonic regime during the early jurassic.

Конкреции кремней в известняках сваявской свиты (Украинские Карпаты)

П. Ю. ЛОЗЫНЯК, В. Г. СВИРИДЕНКО

УДК 552.55+552.14+551.762/3(477.87)

Отложения сваявской свиты (титон-неоком) развиты в пределах зоны Пеннинских утесов, которая протягивается узкой полосой через все Западные Карпаты и на территории украинской части Восточных Карпат прослеживается в естественных выходах и небольших карьерах от бассейна Ужа до р. Тересвы. Слагающие свиту породы, благодаря высокой плотности, часто выступают на поверхности в виде утесов на фоне мягких глинисто-мергельных образований мела (тиссальская и пуховская свиты).

Для отложений сваявской свиты характерны светлые пелитоморфные известняки, среди которых изредка встречаются тонкие прослойки зеленовато-серых, зеленых и черных аргиллитов и еще реже — линзы и прослои серых мергелей.

Наиболее примечательным литологическим признаком известняков сваявской свиты является постоянное присутствие различных по величине и форме кремнистых стяжений. Обычно это удлиненные тела, вытянутые согласно слоистости известняков, с небольшими язычками и апофизами. Мощность их не превышает 25 см при длине 2 м. Форма конкреций в значительной мере зависит от текстуры вмещающих известняков: в среднеслоистых породах они имеют более изометричную эллипсоидальную форму, а в тонкослоистых — удлиненную.

Изучение распределения конкреций по разрезу затруднено сложной дислоцированностью отложений сваявской свиты. В пределах же одного слоя конкреции распределены более-менее равномерно и места-ми составляют до 10—15% объема породы.

Поверхность кремней на контакте с известняками четкая, резкая, в одних случаях ровная (рис. 1), в других — причудливой конфигурации (рис. 2). Под микроскопом можно наблюдать постепенный переход на интервале в несколько десятых долей миллиметра, когда на контакте с известняками, среди однородной криптозернистой халцедоновой массы вначале появляются редкие пятнышки пелитоморфного карбоната, которые постепенно сливаются, образуя пелитоморфный известняк с редкими небольшими участками халцедона. В значительном удалении от конкреций кремнистые образования в известняках и мергелях отмечают довольно редко и образуют мельчайшие агрегаты и скопления неправильной формы. В большинстве случаев это микрозернистые, мозаично-погасающие, без заметной оптической ориентировки агрегаты, внутри которых иногда наблюдаются одна или несколько сферических раковин радиоларий с четко выраженным радиальным строением.

Сами же конкреции состоят из однородной криптозернистой халцедоновой массы ($n_{\text{ср}}=1,536-1,538$), содержащей редкие скелеты радиолярий и спикулы губок, количество которых местами резко возрастает (до 20% объема кремня). Иногда наблюдаются небольшие участки (до 0,2—0,3 мм) раскристаллизованного халцедона неправильной или овальной формы. Очень редко, как отмечает С. С. Круглов, в кремнях встречаются крупные кальцитовые членики криноидей.

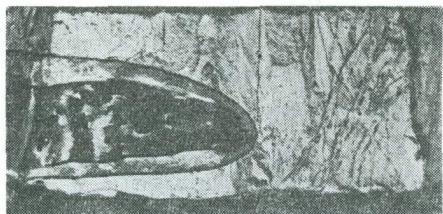
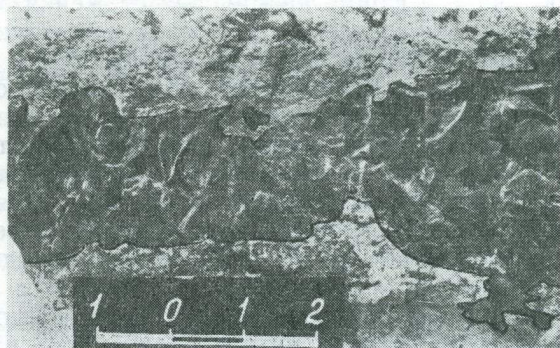


Рис. 1. Ровная поверхность контакта кремня (черное) и известняка (белое) с оторочкой из кремнистого известняка (серое). Нат. вел.

Кремни крепкие, плотные, с раковистым изломом. Большинство их темно-серого до черного цвета, однако встречаются красновато-коричневые, черно-синие и бледно-фиолетовые разности. Полуколичественным спектральным анализом (аналитик Э. Е. Тимашева, спектральная лаборатория УкрНИГРИ) в кремнях установлены барит, титан, марганец, медь, стронций, эпизодически отмечаются никель и хром в количествах значительно ниже кларковых. Цвет кремней не зависит от присутствия и количества микропримесей этих элементов.

При изучении процесса образования кремнистых стяжений мы вынуждены отказаться от предположения об их химической природе, и не только потому, что доказана невозможность (по крайней мере в

Рис. 2. Извилистая поверхность контакта кремня (черное) с известняком (белое)



мезозое) химической садки кремнекислоты и выяснен основной путь удаления растворенного кремния из вод океана — биогенный (С. В. Бруевич, Г. А. Калед, Н. М. Страхов и др.). Присутствие большого количества сохранившихся скелетов радиолярий и многочисленных спикул губок показывает, что источником образующего конкреции кремнезема был кремнезем скелетных остатков этих организмов.

В шлифах известняков наибольшее количество скелетов радиолярий принадлежит подотряду *Sphaeroidae*. Менее многочисленны представители *Prunoidae* и *Nassellaria*. В известняках определены: *Cenosphaera pachyderma* Rüst., *C. sp.* (много), *Carposphaera sp.*, *Liosphaera sp.*, *Staurosphaera sp.*, *Astrosphaera sp.*, *Cenellipsis sp.*, *Lithapium*

aff. *lagena* var. *elliptica* Vin., *Amphibrachium* sp., *Cornutana clivosa* Kh. Aliev, *Dyctiomitri carpatica* Loz., D. sp.

В аргиллитах сваяльской свиты, кроме вышеотмеченных родов и видов, нами ранее определены*: *Xiphosphaera umbilicata* Rüst., *Cenospaera sphaeroconus* Rüst., *Cenodiscus* sp., *Cenodiscaella* aff. *nummuli-tica* Kh. Aliev, *Dicolocapsa* sp., *Tricolocapsa piriforma* Loz., *Lithocampa* aff. *tumueata* Kh. Aliev, *Cyrtocapsa* sp. и другие. Первые два вида в шлифах не встречены. Преобладают бугристые скелеты *Cenospaera sphaeroconus* Rüst., *Xiphosphaera umbilicata* Rüst., *Cenosphaera* sp., а также *Dictyomitra carpatica* Loz. и D. sp.

Повышенную концентрацию кремнезема в морской воде, способствовавшую широкому развитию организмов с кремнистым скелетом, обеспечила, возможно, в какой-то мере вулканическая деятельность в восточной части Украинских Карпат, с которой исследуемая область осадконакопления соединялась системой проливов. Появление в тяжелой фракции аргиллитов гиперстена связано с вулканической активностью, максимум которой приблизительно совпадал со временем образования пород сваяльской свиты.

Гель кремнезема, образованный в результате растворения в придонных карбонатных слоях скелетов радиолярий, спикул губок и других организмов (чему во многом способствовала достаточно высокая температура морской воды), вместе с уцелевшими скелетами затем стягивался в точках с пониженным рН, скапливался в крупные сгустки и комки, которые при литификации преобразовались в конкреции.

Захоронение остатков радиолярий происходило, по-видимому, в наиболее глубоких центральных частях в общем мелководного титоннеокомского моря, куда они переносились течением и волнениями. Такой вывод подтверждается отсутствием кремнистых стяжений в брекчированных разностях пелитоморфных известняков, образованных в прибрежной полосе.

Минеральным показателем геохимических условий может быть пирит, который постоянно, хотя и в небольших количествах, присутствует в известняках и кремнях в виде тонкорассеянной вкрапленности и псевдоморфоз по органическим остаткам (в том числе и по радиоляриям), образуя иногда небольшие гнездовидные скопления. В тяжелой фракции аргиллитов также наблюдается пирит в ассоциации с образовавшимися за счет его окисления лимонитом и гематитом.

Отмирание аммонитов, брахиопод, белемнитов, тинтинид, радиолярий и другой фауны и последующее захоронение ее остатков в карбонатных и глинисто-карбонатных илах способствовало развитию в последних бактериальных процессов, ведущих к образованию в осадках сероводорода и, в конечном счете, восстановлению железа до стадии пирита.

Доказательством возникновения конкреций еще в относительно рыхлом, слабо уплотненном осадке, то есть на стадии раннего диагенеза, служит ориентировка удлиненных стяжений кремня согласно поверхности напластования известняков. На это же указывает и наличие в кремнях трещин сокращения, образовавшихся в результате обезвоживания кремнистого вещества конкреции, куда «затекал» еще нелитифицированный карбонатный ил. Подтверждают раннедиагенетиче-

* Лозыняк П. Ю. Радиолярии нижнемеловых отложений Украинских Карпат. В сб.: Ископаемые и современные радиолярии. Изд-во Львов. ун-та, 1969.

скую природу также сравнительно хорошая сохранность скелетов радиолярий и наличие крупных члеников криноидей внутри конкреций, которые выполняли «консервирующую» роль. Это, в свою очередь, свидетельствует и о незначительной глубине формирования стяжений под поверхностью осадка, если учесть, что карбонатные осадки быстро теряют воду, а вместе с ней и пластичность и литифицируются.

Concretions of Silicons in Limestones of the Svaljava Suite and their Genesis (Ukrainian Carpathian)

P. I. LOZYNIAK, W. G. SWIRIDENKO

Summary

Shortly gives results of lithological studies of the Svaljava suite deposits. On the basis of presence of many Radiolaries, which belong to Sphaeroidae, Prunoidae and Nasselaria, drew the conclusion about biogenic genesis concretions of silicons in limestones of the Svaljava suite (Tithonian-Neocomian).

К математико-статистической оценке показателей преломления глинистых минералов

Я. М. РЕШЕТНИКОВ, М. Н. СКРЕБЕНЧУК

УДК 549:552,5:519,24

Отложения палеогена внутренней зоны Предкарпатского прогиба, к которым приурочена промышленная нефтегазоносность, представляют собой флишевую толщу, сложенную в основном чередующимися пластами песчаников, алевролитов и аргиллитов. Из глинистых пород, преобладающих в флишевой толще, лучше всего изучены аргиллиты менилитовых отложений (олигоцен).

Как показали исследования, глинистые породы палеогена сложены гидрослюдой с примесью монтмориллонита [1, 3]. Авторы проследили изменение содержаний монтмориллонита снизу вверх по разрезу.

Для исследования были отобраны 260 образцов аргиллитов, из которых седиментационным методом выделялась фракция меньше 0,001 мм, подвергавшаяся затем окрашиванию органическими красителями, термическому анализу и иммерсионному изучению в ориентированных срезах.

На кривых нагревания фракций (рис. 1) выражены эндотермические эффекты при 100-140, 530-570 и 870-920° С, а также в большинстве образцов незначительный эндопик при 720—730° С, что говорит о примеси монтмориллонита. Экзотермический эффект в интервале 300-470° С (изредка этот интервал продолжается до 640° С) вызван присутствием органического вещества. Особенно ярко этот экзотермический эффект виден на кривых нагревания фракций из аргиллитов менилитовой свиты, отличающихся высокой битуминозностью. После обработки фракций перекисью водорода этот эффект почти исчезает. Если не принимать во внимание экзотермических эффектов, вызванных сгоранием органического вещества, то кривые нагревания глинистых фракций аргиллитов из различных стратиграфических единиц палеогена сходны и имеют гидрослюдистый характер. Это может свидетельствовать об относительном постоянстве минерального состава глинистых пород по разрезу. При более тщательном анализе можно отметить несколько большее различие первого эндопика на термограммах глинистых фракций аргиллитов эоцена, по сравнению с таковыми для олигоцена. Отсюда вытекает, что монтмориллонита в эоценовых аргиллитах больше, чем в олигоценовых.

Окрашивание образцов метиленовым голубым, как чистым, так и в смеси с насыщенным раствором хлористого калия, не дает новых данных, так как даже незначительная примесь монтмориллонита вызывает появление характерных для него окрасок [2].

Гораздо более показателен метод изучения ориентированных срезов фракций меньше 0,001 мм в иммерсии. Известно, что наличие

примеси монтмориллонита в гидрослюде снижает значение показателей преломления ориентированных агрегатов, причем тем больше, чем выше содержание примеси. Это было использовано для относительной количественной оценки доли монтмориллонита в аргиллитах каждой

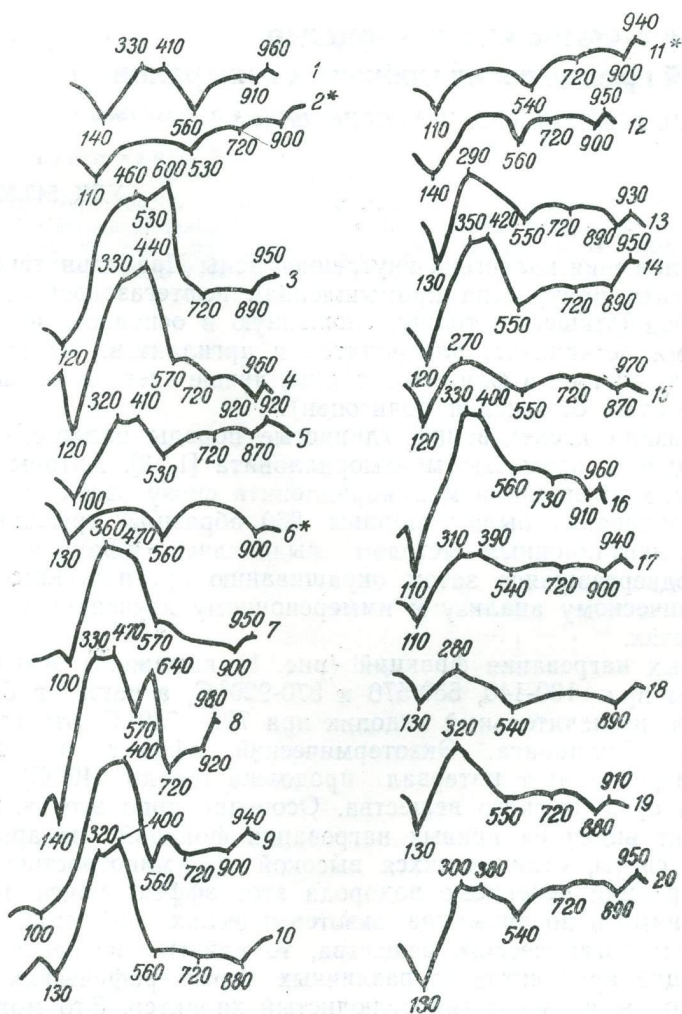


Рис. 1. — Кривые нагревания фракций меньше 0,001 мм, выделенных из аргиллитов среднеменилитовой подсвиты (1—5), нижнеменилитовой подсвиты (6—11), быстрицкой и попельской свит (12—14), выгодско-пасечнянской свиты (15—17), манявской свиты (18—20). Звездочкой помечены фракции, обработанные H_2O_2 .

стратиграфической единицы палеогена методом математической статистики. Применение этого метода правомерно, так как отбор зерна из разведочных скважин отвечает условию случайной выборки. Следовательно, выборка, составленная по результатам исследования проб, выделенных из этого зерна, репрезентативна.

Распределение показателей преломления фракций меньше 0,001 мм в пределах отдельных стратиграфических единиц палеогена внутренней зоны Предкарпатского прогиба и их параметры

Значения n для средних интервалов $-(x_i)$	Олигоцен				Эоцен					
	Среднемиоценовая подсвита		Нижнемиоценовая подсвита		Быстрицкая + Попельская свиты		Выгодско-Пасечнянская свита		Маньянская свита	
	$n_i n'_g$	$n_i n'_p$	$n_i n'_g$	$n_i n'_p$	$n_i n'_g$	$n_i n'_p$	$n_i n'_g$	$n_i n'_p$	$n_i n'_g$	$n_i n'_p$
1,530						2				2
1,535						2				4
1,540		1		2	1	8		1	3	16
1,545	1	2		8	3	9	1	6	5	11
1,550		6		24	3	12	7	4	7	18
1,555	2	2	3	21	7	5	6	6	19	4
1,560	2	11	8	16	7	1	5	2	18	3
1,565	5	8	22	10	6	2	4	1	2	1
1,570	8	9	22	6	9	1	3		3	
1,575	6		17	2	4		1		3	
1,580	11	3	11	1	1				2	
1,585	4	1	4							
1,590	4		3		1					
n	43	43	90	90	42	42	27	27	59	59
\bar{x}	1,574	1,562	1,571	1,556	1,562	1,547	1,558	1,548	1,556	1,546
S^2	0,00010	0,00010	0,00006	0,00007	0,00011	0,00008	0,00006	0,00006	0,00006	0,00005
S	0,010	0,010	0,008	0,008	0,010	0,009	0,008	0,008	0,008	0,007
$x \pm t_p \cdot S_x$	1,574 ± 0,003	1,562 ± 0,003	1,571 ± 0,002	1,556 ± 0,002	1,562 ± 0,003	1,547 ± 0,003	1,558 ± 0,003	1,548 ± 0,003	1,556 ± 0,002	1,546 ± 0,001
as	-0,59	0,01	0,33	0,43	0,66	0,36	0,40	0,47	0,11	0,19
ek	0,22	-0,23	-0,25	0,02	-0,14	0,38	-0,90	-0,95	0,45	-0,11
σ_{as}	0,36	0,36	0,25	0,25	0,36	0,36	0,45	0,45	0,31	0,31
σ_{ek}	0,71	0,71	0,51	0,51	0,72	0,72	0,87	0,87	0,61	0,61
$ as : \sigma_{as}$	1,63	0,03	1,32	1,72	1,83	1,00	0,89	1,04	0,36	0,61
$ ek : \sigma_{ek}$	0,31	0,32	0,49	0,04	0,19	0,53	1,03	1,09	0,74	0,18

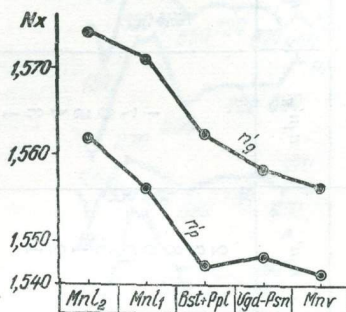
При составлении рядов распределений показателей преломления был принят единый для всех стратиграфических единиц интервал, равный 0,005. Длина интервала близка к значениям, рассчитанным по формуле Стерджесса [5]:

$$d = \frac{x_{\max} - x_{\min}}{1 + 3,322 \cdot \lg n},$$

где d — длина интервала, $x_{\max} - x_{\min}$ — выборочный размах, n — объем выборки.

Расчет параметров выборок: выборочного среднего (\bar{x}), доверительных интервалов среднего значения ($\bar{x} \pm t_p \cdot S\bar{x}$) при надежности (p), равной 95%, несмещенной оценки дисперсии (S^2) и среднего

Рис. 2. Изменение средних значений показателей преломления фракций меньше 0,001 мм аргиллитов палеогена внутренней зоны Предкарпатского прогиба.



квадратического отклонения (S), а также несмещенной оценки коэффициентов асимметрии (aS) и эксцесса (ek), и их стандартных ошибок (σ_{as} и σ_{ek}), производился по формулам [4, 5].

С целью проверки предполагаемой нулевой гипотезы (H_0) о нормальном распределении полученных значений показателей преломления в пределах каждой из изучавшихся стратиграфических единиц вычислялись отношения $\frac{(as)}{\sigma_{as}}$ и $\frac{(ek)}{\sigma_{ek}}$.

Результаты вычисления всех перечисленных параметров приведены в таблице.

Гипотеза о нормальном распределении может быть принята как не противоречащая эмпирическим данным, если будут одновременно выполнены следующие неравенства [5]: $\frac{(as)}{\sigma_{as}} < 3$ и $\frac{(ek)}{\sigma_{ek}} < 3$. Эти неравенства выполнены, и поэтому может быть принята гипотеза о нормальном распределении.

Убедившись, что распределение показателей преломления глинистых составляющих аргиллитов в пределах каждой стратиграфической единицы близки к нормальному закону, рассмотрим средние значения показателей преломления (\bar{x}). Как видно из таблицы, они постепенно возрастают снизу вверх по разрезу палеогена, что, в свою очередь, может служить показателем количественного уменьшения примеси монтмориллонита в составе аргиллитов.

Итак, количество примеси монтмориллонита в составе аргиллитов палеогена внутренней зоны Предкарпатского прогиба уменьшается снизу вверх по разрезу. Одной из причин этого мог быть процесс гидродизации монтмориллонита, сопровождающий битумообразование

[2]. Это подтверждается увеличением количества битумов в составе аргиллитов снизу вверх по разрезу палеогена. В свою очередь, резкое увеличение количества битумов в составе аргиллитов менилитовой свиты свидетельствует о том, что здесь процесс битумообразования проходил наиболее интенсивно, сопровождался заметным скачком в повышении значений показателей преломления их глинистой составляющей (рис. 2).

Закономерное возрастание средних значений показателей преломления глинистой составляющей аргиллитов палеогена снизу вверх по разрезу может быть использовано как один из признаков для корреляции разновозрастных отложений района.

ЛИТЕРАТУРА

1. Габинет М. П. — К минералогии менилитовой серии Восточных Карпат. В сб.: Исследование и использование глин. Изд-во Львов. ун-та, 1958.
2. Эхус И. Д. — Глинистые минералы и их палеогеографическое значение. М., «Наука», 1966.
3. Лазаренко Є. К., Габинет М. П., Сливко О. П. — Мінералогія осадових утворень Прикарпаття. Вид-во Львів. ун-ту, 1962.
4. Урбах В. Ю. — Биометрические методы. М., «Наука», 1964.
5. Шарапов И. П. — Применение математической статистики в геологии. М., «Недра», 1965.

On statistical estimation of refraction indices of clay minerals

J. M. RESHETNIKOV, M. N. SCREBENCHUK

Summary

The fact of increasing of mean value of refraction indices of $<0,001\text{ mm}$ argillite fraction of Paleogene of the inner zone of the Precarpathians fore deep is established, which is the base for the authors to conclude on the quantitative decrease of montmorillonite admixture in argillite composition upwards the section.

О взаимоотношении серы и каменной соли

Б. И. СРЕБРОДОЛЬСКИЙ

УДК 546.22:549.451.1

Своеобразным объектом геолого-поисковых работ на ряд полезных ископаемых являются области солянокупольной тектоники. С геологической точки зрения области распространения соляных куполов представляют собой участки равномерного и достаточно быстрого погружения. Это крупные депрессии, выполненные морскими галогенными и перекрывающими их терригенными отложениями. Они расположены в краевых частях платформ и имеют длительную историю развития, начиная с галогенной седиментации до современного периода [1]. Примером таких областей являются Днепровско-Донецкая, Прикаспийская, Северо-Германская впадины в Европе, область Галф-кост и Пермский бассейн в Северной Америке.

В солянокупольных структурах полезные ископаемые находятся в соляной толще и в покрывающих сульфатно-карбонатных породах (в кепроках).

Мы остановимся на характеристике уникальных выделений самородной серы в соляной толще Роменского купола.

Роменский купол расположен в северной зоне краевых дислокаций центральной части Днепровско-Донецкой впадины (ДДв), в зоне сочленения ее с Воронежским массивом [2]. В плане купол имеет форму вытянутого эллипса, длинная ось которого параллельна впадине. Это открытый соляной купол. Кепрок его находится в сводовой части непосредственно под четвертичными отложениями, а на крыльях — под неогеновыми и палеогеновыми осадочными породами; в некоторых местах кепрок выходит на дневную поверхность. Мощность его в среднем 120 м. Соляные отложения, слагающие ядро купола, представляют собой сильно осложненную вторичными пликкативными и дизъюнктивными нарушениями брахиантиклинальную складку. Формирование купола началось в предкаменноугольное время.

Кепрок купола сложен остроугольными обломками мелкокристаллического и пелитоморфного известняка, ангидрита, ариллита и алевролита, сцементированных темно-серой и пепельно-серой гидрослюда-кальцит-доломитовой породой. В глинистом цементе в изобилии встречается пирит. Сера отмечена как в цементе, так и в обломках известняка и ангидрита. Максимальное ее содержание — 11,7% [2]. Осерненные участки тяготеют к крыльям структуры.

Соляная толща сложена в основном каменной солью, в которой находятся маломощные прослои глин, известняков и гипсо-ангидрито-

вых пород. Среди каменной соли встречаются сильвинсодержащие слои и включения диабазов.

Из полезных компонентов, встречающихся в соляных куполах, заслуживает внимания самородная сера. Ранее она была известна только в кепроках куполов. В последнее время работами Ю. И. Ветрова и В. М. Строева было показано, что в пределах ДДв серопроявления в солях являются более многочисленными, чем в кепроках.

В соляной толще Роменского купола (скв. 6025, глуб. 196 м) самородная сера представлена кристаллами и кривоугольными индивидами. Кристаллы серы, являясь чуткими индикаторами среды, фиксируют в своей форме и гранном рельефе все характерные условия роста и последующего изменения. Поэтому знание морфологических особенностей кристаллов имеет генетическое значение.

Кристаллические обособления серы свободно «провисают» в соли; они не образуют сростков, а представлены в различной степени ограниченными индивидами. Некоторые кристаллы довольно хорошо ограничены. Габитус их бипирамидальный и пинакоидальный, облик — вытянутый и пластинчатый. Размеры кристаллов не превышают 1,5 мм. В их органке участвует комплекс простых форм, нетипичных для кристаллов серы экзогенных месторождений. Габитус бипирамидальных кристаллов определяется ромбическими бипирамидами {337}, {1·1·12}, {113}, {111}, ромбическими призмами {201}, {203}, {110} и пинакоидом {100}. В ограничении пинакоидальных кристаллов участвуют формы {117}, {112}, {335}, {011}, {010}. Отличительной особенностью серы в солях является незначительное развитие аксессуаров роста и фигур естественного травления. Грани кристаллов ровные, блестящие.

Кроме кристаллов, в нерастворимом в воде остатке мы обнаружили четырехгранные призмочки, которые оказались двойниками по (101). Двойники сходны с образованиями, выявленными в серных рудах Роздола и Гаурдака. По внешнему виду они напоминают тоненькие иголки, заточенные с одной стороны и обломанные с другой. Это свидетельствует о том, что двойники не были свободно «взвешены» в прозрачной соли, а росли на субстрате. Двойники, как и кристаллы, не несут на своих гранях никаких скульптурных узоров.

Большинство кристаллов серы беспорядочно ориентировано в массивной соли. Изредка они следуют друг за другом, образуя неясно выраженные четковидные прожилки. При распознавании граней куба можно отметить ориентированные сростки серы с солью. Кристаллы серы прирастают гранью {111} к грани {100} соли. Затравкой для зарождения индивида серы могут быть дефекты поверхности кубической соли, песчинки или какие-нибудь другие механические примеси. В ориентированных с солью сростках кристалл серы разрастается так, что бипирамидальная грань {111} у него резко преобладает над другими формами. Это и обуславливает сплюснутый по (111) облик кристаллов серы.

Кривоугольные кристаллы сходны с ранее описанными хорошо выраженными многогранниками, включая и простые формы, которыми они образованы. Однако ребра, а за ними и грани кристаллов иногда закруглены до такой степени, что лежащие в одном поясе бипирамиды {111} и {113} представлены одной кривоугольной поверхностью. Округлые выделения серы эллипсо- и каплевидные, но, как и кривоугольные кристаллы, они всегда сохраняют хотя бы небольшие реликты естественных граней. Отдельные индивиды несут на своей поверхности сле-

ды растворения в виде продольных черточек-углублений. Это свидетельствует о существовании в соляной толще растворов, оставивших следы своей деятельности на чутких к изменению среды кристаллических гранях серы.

Кристаллические выделения серы «запечатаны» в массивной соли, в небольших пустотах. Свободное от серы пространство в пустотах выполнено рапой с заметным содержанием в ней растворенного сероводорода, который при разламывании или раздроблении куска осерненной соли уходит в воздух, а вмещающая его жидкость быстро испаряется. По интенсивному запаху можно заключить, что концентрация сероводорода в соли довольно значительна.

Кристаллические выделения серы, подобные охарактеризованным, отметил А. Лашкевич [5] в соляной шахте Клодава. По его мнению, необычная форма выделений серы связана с псевдоморфным замещением ею ангидрита. Однако ни в одном из индивидов серы мы не встретили реликтов ангидрита.

Главным соляным породообразующим минералом толщи является галит, а наиболее распространенной породой — каменная соль. Химический состав соли из Роменского купола такой (в %): NaCl 99,07; KCl 0,09; MgCl₂ 0,38; CaCl₂ 0,06; CaSO₄ 0,27; нераств. ост. 0,33. В состав нерастворимого остатка входят в основном глинистые частицы.

Каменная соль серая — от светло- до темно-серой. Желтая ее окраска обусловлена примесью коллоидальных окислов железа. Бесцветные и водянопрозрачные разности каменной соли имеют слабый голубоватый оттенок.

Слои соли не всегда горизонтальны. Местами они наклонены к вертикальной оси керна. Иногда слоистость обусловлена послойным распределением глинистого вещества с растительным детритом и других органических веществ.

Структура соли зернистая, текстура массивная до неясно слоистой. Величина зерен не превышает 1 см. Правильно ограненные кубические кристаллы соли не обнаружены. Отмечены только частично ограненные индивиды, иногда в сростках с серой. В отдельных местах можно видеть, что водянопрозрачные зерна образовались в результате перекристаллизации темно-серой мелкозернистой соли. Бесцветная соль хорошо просвечивает, благодаря чему хорошо видны все «плавающие» в ней включения других веществ. По слабо намечающимся слоям роста расположены пустотки кубической формы, выполненные рапой. По всей вероятности, эта рапа, как и рапа, окружающая кристаллические выделения серы, содержит растворенный в ней сероводород. Об этом свидетельствует запах сероводорода, обнаруживающийся при разламывании соли. В нерастворимом в воде остатке отмечены следующие минералы: кальцит, доломит, кварц, ангидрит, пирит, гипс, сера и др. Глинистое вещество в соляной толще имеет гидрослюдистый состав.

Раньше было указано, что кристаллы серы являются чуткими индикаторами серы. В этой связи заслуживают внимания кривогранные кристаллы серы. Детальное знакомство с кривогранными индивидами серы показало, что они обнаруживают близкое сходство с переплавленной серой. Об этом свидетельствует мутность и непрозрачность, сглаженность и округлость кристаллических индивидов, в ряде случаев напоминающих капли расплавленной, а потом застывшей серы. Поэтому мы не исключаем возможности воздействия температурного факто-

ра на ранее образованные полногранные кристаллы серы. Повышение температуры в соляной толще могло быть вызвано внедрением базальтовой магмы в солянокупольные структуры Днепровско-Донецкой впадины [4].

ЛИТЕРАТУРА

1. Валяшко М. Г. Геохимические закономерности образования месторождений калийных солей. М., Изд-во МГУ, 1962.
2. Ветров Ю. И., Кириченко Н. Г., Строев В. М., Ванденко В. И. Проявления самородной серы в Днепровско-Донецкой впадине. Геология, генезис и методика поисков и разведки серных месторождений СССР. Тр. Геолог. ин-та, г. Казань, вып. 20, 1968.
3. Ходьков А. Е. О формировании подземных вод седиментационного происхождения и геохимической роли их миграции. — Труды ВНИИГ, вып. XXXV. М., Госхимиздат, 1959.
4. Иванов А. А. Интрузии магматических пород в галогенных формациях. — Труды ВСЕГЕИ, т. 161. Геология соляных и калийных месторождений. Л., 1968.
5. Laszkiewicz A. Siarka z Kłodawy. Kwart. Geolog., 2, t. 3, Warszawa, 1959.

On the relation sulphur and halite-rock

B. I. SREBRODOLSKY

Summary

The native sulphur is represented by the crystals and curved faces aggregates at the halite-rocks Dnieper-Donetsk cavity. The crystals have a bipyramidal and prismatic habitus. Are observed such simple forms: {337}, {1·1·12}, {113}, {111}, {201}, {203}, {110}, {100}, {117}, {112}, {335}, {011}, {010}. The halite is observed at the form of partially faceted crystals and irregular aggregates. The process of formation of sulphur is coincided at the time with the process of recrystallisation of haliterock.

Аллофановая глина из туронских отложений г. Кременца

Г. В. БОЙЧУК

УДК 552.52:551.767.32(477.8)

Туронские отложения в окрестностях г. Кременца представлены белым писчим мелом и почти повсеместно выходят на дневную поверхность. В карьере мелзавода в двадцати метрах от кровли меловой толщи обнаружена мелоподобная известковая мучнисто-зернистая масса, заполняющая, по всей вероятности, линзообразную пустоту выщелачивания размером $1,5 \times 0,5$ м (в разрезе). В результате лабораторных исследований выяснилось, что эту мучнистую массу можно отнести к аллофановой глине. В литературе нет данных о нахождении подобной глины в туронском мелу.

Глина желтовато-белая, рыхлая, пелитовая с обилием легко разминающихся фарфоровидных частичек размером от долей миллиметра до 1—2 см в диаметре. Под микроскопом порода имеет вид тонкого порошка, в котором рассеяны бесцветные изотропные угловатые и глобулярные более крупные образования. Показатель преломления глины 1,474—1,478.

По данным рентгенометрических исследований, глина аморфна.

На дифференциальных кривых нагревания отмечается эндотермический эффект в интервале от 80° до 300° С с максимумом при 170° С, что связано с потерей адсорбционной воды. В интервале температур 900°—1000° С наблюдается четко выраженный экзотермический эффект с максимумом при 980° С, вызванный, очевидно, потерей гидроксила, входящего в решетку глины. Незначительный эндотермический эффект в интервале температур 460—480° С может быть обусловлен примесью галлуазита (?).

На кривых обезвоживания видно, что потеря воды у глины идет непрерывно и почти равномерно. Некоторые исследователи считают, что это связано с тем, что вода в аллофане присутствует не в виде химического соединения, а в растворенном состоянии [2].

Химическим анализом в аллофановой глине установлены следующие компоненты (в %): SiO_2 27,66—27,71; Al_2O_3 32,53—32,23; CaO 2,10—2,19; Na_2O 0,6—0,12; P_2O_5 0,80—0,85; CO_2 0,98—1,11; H_2O^+ 17,28—15,72; H_2O^- 18,94—20,53; следы TiO_2 , MgO , MnO , FeO_2 , Fe_2O_3 , K_2O и S; с у м м а — 100,4%. Обнаруженные спектральным анализом элементы (Be — 0,001, Ba — 0,01 и следы Sr) входят в состав аллофана в виде изоморфной примеси.

Многие исследователи считают, что аллофан, как и галлуазит, образовался из грунтовых вод путем осаждения из растворов, заимствовавших кремнезем и глинозем из почв [2]. Вероятно, исследованная ал-

лофановая глина образовалась подобным путем и является эпигенетической. При изучении структурных особенностей меловой толщи установлено, что мел в карьере разбит системой вертикальных и горизонтальных трещин, образовавшихся при выветривании. Особенно большая трещиноватость наблюдается в верхней части меловой толщи. По этим трещинкам проникали грунтовые воды, которые выщелачивали карбонат, а пустоты впоследствии заполнялись вторичными продуктами, в данном случае аллофаном. Источником материала для образования аллофана были, по всей вероятности, перекрывающие меловую толщу почвы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Винчелл А. Н. и Винчелл Г. Оптическая минералогия. М., ИЛ, 1959.
2. Грим Р. Е. Минералогия глин. М.—Л., 1959.
3. Дубянский А. А. Ископаемый карст среди верхнемеловых отложений. БМОИП, 15 (4), 1937.
4. Смолянинов Н. А. Практическое руководство по минералогии. М., Гостоптехиздат, 1955.

On the allophanian clay from turonian deposits of Kremenets

G. V. BOYCHUK

Summary

Noncalcareous cretaceouslike mass was found in Turonian Cretaceous of Kremenets suburbs. It was referred to allophanian clay on the basis of laboratory investigations.

In studying structural peculiarities of Cretaceous the considerable jointing was found. This jointing favours the formation of empty leaching and sedimentation of secondary leachate in them. Subsoil waters saturated with silica and alumina taken from soil, penetrated along fractures into interstices where allophan was precipitating out of them.

О волластонит-скаполитовой ассоциации на контакте карбонатов с чарнокитовыми мигматитами

Е. П. РЫБАЧОК

УДК 552.121.18:549.41.652(477.4)

Волластонит-скаполитовая ассоциация изучена в карбонатном прожилке, пересекающем вертикальную стенку Тывровского карьера, вскрывающего различные мигматиты. Тывровский карьер, разрабатывающий комплекс массивных, полосчатых и темневых чарнокитовых мигматитов, находится в 0,5 км вниз по течению р. Южный Буг в левом борту крутого склона. Простираение прожилка замерено в нескольких точках от забоя вверх к зоне коры выветривания и зоны образования почвенного слоя. Оно колеблется в пределах 296—310° от забоя к поверхности кристаллических пород. Цвет карбонатного прожилка меняется от белого к желтовато-бледному и кремовому. Мощность прожилка 7,0—15,0 см; зоны взаимодействия с мигматитами также имеют невыдержанные мощности и нечеткие переходные контакты к чарнокитам оливково-синеватого цвета, резкие контакты с полосчатым чарнокитовым мигматитом и резкие и нечеткие контакты с темневым просветленным чарнокитовым мигматитом. Вдоль зальбанда наблюдается однородно рассеянная точечная вкрапленность темноцветного минерала.

Исследования в прозрачных шлифах показали, что прожилок белого цвета, составляющий ядро, состоит из карбоната; точечная вкрапленность представляет собой лиловый до оливкового сфен с овально-округлыми очертаниями из карбонатной массы, где содержатся также образования лейкоксена, по величине и форме соответствующие сфену. Ближе к чарнокитам точечные включения представлены моноклинным пироксеном и рудным минералом (магнетитом?); появление сплошной афанитовой зоны в шлифе связано с наличием некоторого количества волластонита, скаполита с кальцитом, сфеном, моноклинным пироксеном, бесцветной слюдой, апатитом, кварцем, а дальше — с плагиоклазом, включенным в скаполите (в иммерсии по методу В. Б. Татарского определен № 38—42). «Фронт скаполитизации» наблюдается по плагиоклазу, по которому происходит замещение «зерно за зерно» с пелитовой каемкой невыдержанной ширины. С плагиоклазом № 32—35 (замер произведен тем же методом) в одном и том же шлифе отмечены альбит, а также сфен, диопсид, кварц и карбонат. Вокруг диопсида видна кайма шириной в сотые доли миллиметра, состоящая из смеси карбоната и магнетита. Встречается хорошо сдвойникованный плагиоклаз № 25—27, частично скаполитизированный. В этом случае по одному зерну наблюдается локально переменное развитие скаполита и сосюрита. Реликтовый пироксен-диопсид в скаполите светло-золотой, с деформированной системой спайности, скоплений не образует. Сфен

в этой же породе лимонно-желтый, зерна его округлые, размером 1,0—1,5 мм. В парагенезисе с этими минералами отмечаются тонкотаблитчатые кристаллы волластонита длиной 3 мм.

Выявление запрещенного парагенезиса волластонит-скаполит-карбонат-кварц в контакте с полиминеральной ассоциацией, коррозионные контакты между минералами, колебание состава плагиоклаза на небольших расстояниях в аналогичных сопутствующих парагенезисах минералов дают основание предполагать, что системы карбонатного прожилка вмещающих разнообразных чарнокитовых пород были неравновесными.

При скаполитизации значительную роль сыграли процессы диффузионного метасоматоза, по своему характеру приближающиеся к аутометасоматическим (ведущую роль, очевидно, играли летучие компоненты CO_2 и H_2O).

Возникновение системы трещиноватости и зон ослабленной плотности и прочности кристаллических чарнокитов было следствием активизации тектоно-магматического режима жесткого кристаллического массива. Это благоприятствовало поступлению из более глубоких зон земной коры или магматических очагов, возникающих в коре, в первую очередь летучих компонентов, обладающих энергией для нового минералообразования и мобилизации подвижных веществ, которые привели к образованию необычной для чарнокитовых пород минеральной ассоциации кальцит-волластонит-кварц-скаполит-сфен-диопсид-апатит-магнетит.

Сходные по составу горные породы были описаны для района Винницы Д. П. Бобровником [1] и В. П. Костюком [2] из приконтактных реакционных образований вокруг карбонатных ксенолитов в гранодиоритах. По характеру процессов и составу ассоциаций минералов авторы отнесли эти процессы к скарноподобным.

В Тывровском карьере прожилковая локализация карбоната явилась причиной появления новой неравновесной минеральной ассоциации с активной скаполитизацией плагиоклаза чарнокитов.

Особый интерес представляет появление в ассоциации волластонита, сохранившегося в такой изменчивой обстановке. В. П. Костюк [2] утверждает, что такое явление невозможно при таких условиях метаморфизма, когда давление углекислоты настолько повышается, что способствует разложению волластонита с образованием CO_2 . Околотрещинный метасоматоз в зальбанде карбонатного прожилка не мог быть направлен на «разрушение» волластонита — углекислота содействовала процессу скаполитизации в условиях высоких температур. Эти температуры были выше, чем установленные Д. П. Бобровником [1] для случая постмагматических гидротермальных условий в контакте с ксенолитом мрамора. Полагаясь на рассуждения и выводы об условиях образования и сохранения волластонита Д. П. Бобровника, можно предположить, что определяющую роль здесь сыграли высокие температуры минерализатора. Судя по косвенным данным о большой глубинности происхождения вещества, образовавшего прожилки карбоната в чарнокитах, это мог быть карбонатный расплав. На магматогенное происхождение может указывать гомобластовая структура карбоната, наличие в карбонате мелких включений округленного апатита, видимо, не осадочного происхождения. В контакте карбонатного расплава реакция образования волластонита становилась возможной при падении гидростатического давления, которое возникало в период образо-

вания систем сквозных глубинных трещин, в которых при разрядке жестких напряжений давление резко падало, притом для углекислоты как минерализатора — в первую очередь.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бобровник Д. П. Кристаллический известняк окрестностей ст. Гнивань Винницкой области. ЗВМО, 1953, т. 82, вып. 4.
2. Костюк В. П. Парагенетический анализ кристаллических пород Подолии в районе г. Винницы. К., Изд-во АН УССР, 1955.

On scapolit-wollastonite association in contact with calcities vein containing the charnokit's migmatites

E. P. RYBACHOK

Summary

The Vein of calcities scapolith-wollastonite association in contact with charnokit's migmatites is the result of the investigations of the carbonatious magma effect.

УДК 552.1 : 551.763.3

Литолого-геохимическая характеристика верхнемелового флиша южного склона Советских Карпат. Габинет М. П. В сб.: Вопросы литологии и петрографии, кн. 2. Изд-во Львов. ун-та, 1973 с. 3—28.

В работе приведены результаты изучения глинистых минералов аргиллитов флишевых ритмов, а также рассеянных карбонатов, органического вещества, аутигенно-минеральных форм железа и редких и рассеянных химических элементов во всех петрографических типах пород березнянской и бачавской свит верхнемелового флиша южного склона Советских Карпат. Описаны диагенетические карбонатные конкреции среди пород березнянской свиты. Сделаны выводы об условиях формирования данных флишевых толщ. Ил. 14. Табл. 6. Библ. 11.

УДК 550.85

Литолого-петрографическая характеристика донеогенового фундамента Берегово-Беганского поднятия (Закарпатье). С. М. Спитковская, Г. Г. Сасин. — В сб.: Вопросы литологии и петрографии, кн. 2. Изд-во Львов. ун-та, 1973, с. 29—40.

В статье дано описание осадочной и вулканогенной толщи фундамента по материалам глубокой скважины, пробуренной в районе Беганского рудного поля. Петрографическое описание пород сопровождается полными силикатными анализами, соляно-кислыми вытяжками, рентгено-структурным анализом глинистой фракции, изотопией карбонатов и радиологическими определениями. На основании комплексного изучения установлено, что фундамент во вскрытом интервале 1057—1401,6 м состоит из карбонатной толщи, многократно инъецированной маломощными плагиндиабазовыми порфиритами, для которой характерна интенсивная аутигенная гидрослюдизация и хлоритизация глинистого вещества с развитием упорядоченной модификации гидромусковита — 1 м и Mg—Fe хлорита 14 Å. Ил. 2. Табл. 7. Библ. 9.

УДК 552.1 : 551.763.1

Литолого-геохимическая характеристика нижнемелового флиша Советских Карпат. Габинет М. П. — В сб.: Вопросы литологии и петрографии, кн. 2. Изд-во Львов. ун-та, 1973, с. 41—65.

Изложены результаты изучения глинистых минералов аргиллитов флишевых ритмов, рассеянных карбонатов, органического вещества, редкие и рассеянные элементы, а также аутигенноминеральные формы железа во всех петрографических типах пород шпилотской, спасской и соймуськой свит нижнемелового флиша Советских Карпат. Сделаны выводы об условиях формирования данных флишевых толщ и их перспективности на нефть и газ. Илл. 8. Табл. 5. Библ. 7.

УДК 552.541

Литология и условия образования известняков Роздольского серного месторождения. Даценко Н. М., Мерлич Б. В. — В сб.: Вопросы литологии и петрографии, кн. 2. Изд-во Львов. ун-та, 1973, с. 66—83.

В пределах Роздольского серного месторождения выделяются осерненные, бессерные и афанитовые известняки. Осерненные и бессерные известняки близки по минеральному и химическому составу, по геохимическим чертам, по изотопному составу углерода (одинаково обогащены легким изотопом), структурам и текстурам, физическим свойствам. Эти две разновидности могут быть отнесены к лагунным образованиям, возникшим одновременно с осадконакоплением путем микробиологического восстановления сульфатных соединений в донных илах. Афанитовые известняки обогащены тяжелым изотопом углерода, отличаются повышенным содержанием магния и марганца и могут быть отнесены к морским хемогенным образованиям мелких заливов и прибрежных частей лагун. Илл. 6. Табл. 10. Библ. 11.

УДК 552.5 : 551.781

К литологии меловых и палеогеновых отложений северного склона и водораздельной части Восточных Карпат. Тем нюк Ф. П. В сб.: Вопросы литологии и петрографии, кн. 2. Изд-во Львов. ун-та, 1973, с. 84—90.

Кратко характеризуется строение северного склона и водораздельной части Украинских Карпат, дается описание литологических комплексов района. Анализируются выделенные стратиграфические единицы и делается сопоставление осадков, синхронных во времени, но представленных отличающимися литологическими разновидностями. Библ. 9.

УДК 552.54(477.9)

Литологическая характеристика и коллекторские свойства карбонатно-глинисто-кремнистых пород Джанкойской структуры (Крым). Савицына А. А., Столяр Л. Н. — В сб.: Вопросы литологии и петрографии, кн. 2-я. Изд-во Львов. ун-та, 1973, с. 91—94.

Рассматриваются смешанные карбонатно-глинисто-кремнистые породы альбского возраста, которые можно отнести к алевритистым кремнистым мергелям либо кремнеаргиллитам, содержащим линзы и прослойки спонголитов, опок, гезов, спонгиевых известняков, халцедонолитов, алевролитов, изредка песчаников и туффитов.

Строение пород и их неоднородность обусловили невысокие коллекторские свойства: межзерновая пористость до 10,2%, проницаемость $< 0,1$ мд. Наличие микротрещин способствует улучшению фильтрационных свойств пород, и проницаемость их увеличивается до 19,35 мд. Интенсивность трещиноватости изменяется от 0,13 до 1,25 см/см². Библ. 4.

УДК 549.1 : 613.2(477.4)

Петрография и генезис некоторых разновидностей чудново-бердичевских пород (северо-западная часть Украинского щита). Яценко Г. М., Кирилюк В. П., Сиворонов А. А. — В сб.: Вопросы литологии и петрографии, кн. 2. Изд-во Львов. ун-та, 1973, с. 95—102.

Чудново-бердичевские граниты содержат силлиманит и фибролит. Силлиманит развивается по калиевому полевому шпату и биотиту в процессе, близком к кислотному выщелачиванию. Фибролит в качестве вторичного минерала замещает кордиерит. Табл. 2. Библ. 10.

УДК 546.22 : 549.451.1

Некоторые особенности литологии серных месторождений. Сребродольский Б. И. В сб.: Вопросы литологии и петрографии, кн. 2. Изд-во Львов. ун-та, 1973, с. 103—112.

Охарактеризованы некоторые особенности литологии предкарпатских и средневожжских месторождений. Показана роль вмещающих пород в локализации в них скоплений самородной серы, рассмотрены вопросы аутигенного минералообразования в полосе серных месторождений. Табл. 1. Библ. 10.

УДК 552.52 : 549.623

Некоторые особенности минерального состава глин нижнемолассовых отложений Прикарпатья. Билонижка П. М. — В сб.: Вопросы литологии и петрографии, кн. 2. Изд-во Львов. ун-та, 1973, с. 113—119.

Излагаются результаты исследований минерального состава фракции $< 0,001$ мм глин нижних моласс Предкарпатского передового прогиба. Установлено, что они представлены главным образом гидрослюдой. В качестве примесей из слоистых силикатов в глинах подсолоносных отложений присутствуют хлорит, каолинит и смешаннослойные (гидрослюда + монтмориллонит) образования, а в глинах соляных толщ — лишь хлорит. Предполагается, что изменение состава слоистых силикатов глин терригенных образований произошло в условиях сильного осолонения морского бассейна, в котором они отлагались. Илл. 2. Табл. 4.

УДК 552.54

Некоторые особенности вещественного состава карбонатных пород чехла Мармарошского массива. Лашманов В. И. — В сб.: Вопросы литологии и петрографии, кн. 2. Изд-во Львов. ун-та, 1973, с. 121—128.

Однотипные карбонатные породы чехла северо-западного окончания Мармарошского массива, принимающие участие в сложении кузинской свиты нижнего триаса, догнорунской свиты и пестроцветной филлитовой толши верхней юры, (белашевско-головатичская свита), различаются по количественному соотношению минералов в тяжелых фракциях нерастворимых остатков.

Илл. 1. Табл. 3. Библ. 8.

УДК 550.4:552.53(477.5)

Состояние изученности и геохимические особенности акцессорных рассеянных элементов в соленосных отложениях Карпатского региона. Сливко Е. П., Сливко М. М., Петриченко О. И. — В сб.: Вопросы литологии и петрографии, кн. 2. Изд-во Львов. ун-та, 1973, с. 129—136.

Результаты изучения акцессорных рассеянных элементов (Li, Rb, Cs, Tl, Br, I, V) в соленосных отложениях Карпатского региона (анализы минералов, пород, рассолов, включений, моделирование процесса галогенеза и др.) дают возможность делать выводы о их распределении и формах нахождения. Анализ фактического материала показывает, что изучение рассеянных элементов представляет новые факты для выяснения взаимосвязей между ведущими элементами и элементами-примесями в процессе галогенеза, а, следовательно, и для решения вопроса о поведении элементов малых концентраций как в процессе формирования соленосных отложений, так и при их переработке.

В качестве очередных задач выдвигается необходимость постановки работ по моделированию процесса галогенеза и изучению поведения рассеянных элементов в процессе технологической переработки сырья. Библ. 30.

УДК 550.422:551.311

Некоторые особенности формирования кор выветривания основных пород краевой северо-западной части Украинского щита. Мельник Ю. М. — В сб.: Вопросы литологии и петрографии, кн. 2. Изд-во Львов. ун-та, 1973, с. 137—142.

Формирование кор выветривания основных пород краевой северо-западной части Украинского щита происходило в условиях интенсивного химического воздействия трещинных вод на исходные породы. Отсутствие гидроокислов в профиле коры исследованных кор выветривания свидетельствуют о высоком уровне стояния трещинных вод. На древнюю кору выветривания наложилось свой отпечаток современное выветривание. Илл. 1. Библ. 10.

УДК 553:061.13+064:549.651.21

О метасоматических, преобразованиях в пегматитах Вольни. Калюжная К. М. Мужановский Ф. В., Соловьева Т. В. — В сб.: Литология и петрография, кн. 2. Изд-во Львов. ун-та, 1973, с. 143—152.

Занорышевые пегматиты Вольни по интенсивности проявления метасоматических изменений разделяются на две группы: пегматиты, в которых метасоматоз проявился в перекристаллизации и сегрегации с образованием апографических и пегматоидных структур, и пегматиты, где под занорышем интенсивно развита метасоматическая зональность. Для одних тел она выражается в смене таких парагенезисов: альбит→кварц+альбит→кварц (альбитовый тип) для других — микроклин→кварц+микроклин→кварц (микроклинитовый тип).

Илл. 8. Табл. 1. Библ. 13.

УДК 549.761.3:553.32(477.86)

Барий и стронций в марганцевых рудах Бурштынского месторождения. Хмельевский В. А. — В сб.: Вопросы литологии и петрографии, кн. 2. Изд-во Львов. ун-та, 1973, т. 153—163.

Освещаются особенности геохимии и минералогии бария и стронция в марганцевых карбонатных и окисленных рудах Бурштынского месторождения. Особое внимание уделено источникам этих элементов и факторам, способствовавшим их фиксации и накоплению в породе, изучена роль живых организмов в накоплении бария и стронция. Илл. 5. Табл. 3. Библ. 15.

УДК 552.5:551.76/77(477.8)

Литофации и этапность развития Восточных Карпат. Круглов С. С., Кульчицкий Я. О. В сб.: Вопросы литологии и петрографии, кн. 2. Изд-во Львовск. ун-та, 1973, с. 164—169.

Изучение литофаций и закономерностей их развития во времени и в пространстве является не только главным критерием для тектонического районирования региона, но и основой для восстановления особенностей тектонического режима в мезокайнозе. Илл. 1. Библ. 2.

УДК 552.163(477.87)

Основные эффузивы в метаморфическом комплексе Украинских Карпат. Лавренко Е. И. — В сб.: Вопросы литологии и петрографии, кн. 2. Изд-во Львов. ун-та, 1973, с. 170—174.

Описываются среднеосновные эффузивы и их туфы, метаморфизованные в условиях фации зеленых сланцев и занимающие определенное стратиграфическое положение в разрезе нижнеделовещкой подсвиты. Табл. 2. Библ. 7.

УДК 551.331.23:553.067(477)

Об образовании мощных залежей первичных каолинов Украинского щита. Ю. М. Мельник. В сб.: Вопросы литологии и петрографии. кн. 2. Изд-во Львов. ун-та, 1973, с. 175—180.

В статье обсуждаются вопросы генезиса крупных залежей первичных каолинов Украинского щита. Предполагается, что эти залежи возникли путем интенсивной каолинизации исходных пород под воздействием трещинных вод, насыщенных углекислым газом, выделявшимся в различные эпохи во время тектонических процессов. Библ. 22.

УДК 551.352. 762.1

О возможном присутствии глубоководных фаций среди юрских морских отложений Восточного Забайкалья. Олексив Б. И. — В сб.: Вопросы литологии и петрографии, кн. 2, Изд-во Львов. ун-та, 1973, с. 181—184.

Имеется целый ряд данных, совокупность которых позволяет высказать предположение о глубоководном происхождении значительной части алевроито-глинистых отложений, пользующихся широким распространением среди нижнеюрских морских терригенных отложений Восточного Забайкалья. Важнейшими из них являются: состав этих отложений; их текстурные особенности; отчасти характер содержащейся в них фауны; постоянство их литологических и палеонтологических особенностей; характер фациальных замещений данных отложений на площади и в разрезе; особенности рельефа морского дна; особенности тектонического режима в ранней юре. Библ. 10.

УДК 552.55+552.14+551.762/3.(477.87)

Конкреции кремней в известняках сваявской свиты (Украинские Карпаты). Лозыняк П. Ю., Свириденко В. Г. — В сб.: Вопросы литологии и петрографии, кн. 2. Изд-во Львов. ун-та, 1973, с. 185—188.

Кратко приводятся результаты литологических исследований отложений сваявской свиты (титон-неоком). На основании присутствия большого количества сохранившихся скелетов радиолярий, принадлежащих преимущественно подотрядам *Sphaeroidae*, *Prunoidae* и *Nasselaria*, делается вывод о биогенной природе конкреций кремней в известняках свиты. Илл. 2.

УДК 549:552,5:519,24

К математико-статистической оценке показателей преломления глинистых минералов. Решетников Я. М., Скребенчук М. Н. В сб.: Вопросы литологии и петрографии, кн. 2. Изд-во Львов. ун-та, 1973, с. 189—193.

Устанавливается факт возрастания средних значений показателей преломления фракции меньше 0,001 мм аргиллитов палеогена внутренней зоны Предкарпатского прогиба снизу вверх по разрезу, на основании чего делается вывод об относительном количественном уменьшении примеси монтмориллонита в составе аргиллитов снизу вверх по разрезу. Табл. 1. Илл. 2. Библ. 5.

УДК 546.22:549.451.1

О взаимоотношении серы и каменной соли. Сребродольский Б. И. В сб.: Вопросы литологии и петрографии, кн. 2. Изд-во Львов. ун-та, 1973, с. 194—197.

Самородная сера в образцах каменной соли из Днепровско-Донецкой впадины представлена кристаллами и кривогранными индивидами. Кристаллы серы имеют бипирамидальный габитус. Наблюдаются следующие простые формы {337}, {1·1·12}, {113}, {111}, {201}, {203}, {110}, {100}, {117}, {112}, {335}, {011}, {010}. Галит встречается в форме частично ограненных кристаллов и неправильных агрегатов. Процесс образования серы совпал по времени с процессом перекристаллизации галита. Библ. 5.

УДК 552.52:551.767.32(477.8)

Аллофановая глина из туронских отложений г. Кременца. Г. В. Бойчук. В сб.: Вопросы литологии и петрографии, кн. 2. Изд-во Львов. ун-та, 1973, с. 198—199.

В туронском мелу окрестностей г. Кременца обнаружена мелоподобная масса, которая на основании термического, химического и спектрального анализов отнесена к аллофановой глине. При изучении структурных особенностей мела установлена его значительная трещиноватость, способствующая образованию пустот выщелачивания и отложению в них вторичных продуктов. Грунтовые воды, насыщенные кремнеземом и глиноземом, заимствованными из почвы, проникали по трещинам в пустоты, где из них выпадал аллофан. Библ. 4.

УДК 552.121.18:549.41.652(477.4)

О волластонит-скаполитовой ассоциации на контакте карбонатов с чарнокитовыми мигматитами. Рыбачок Е. П. — В сб.: Вопросы литологии и петрографии, кн. 2. Изд-во Львов. ун-та, 1973, с. 200—202.

Высказывается предположение, что волластонит-скаполитовая ассоциация в контакте карбонатной жилы с чарнокитовыми мигматитами является результатом внедрения карбонатного расплава. Библ. 2.

Оглавление

<i>М. П. Габинет.</i> Литолого-геохимическая характеристика верхнемелового флиша южного склона Советских Карпат	3
<i>С. М. Спитковская, Г. Г. Сасин.</i> Литолого-петрографическая характеристика донеогенового фундамента Берегово-Беганского поднятия	29
<i>М. П. Габинет.</i> Литолого-геохимическая характеристика нижнемелового флиша Советских Карпат	41
<i>Н. М. Даценко, Б. В. Мерлич.</i> Литология и условия образования известняков Роздольского серного месторождения	66
<i>Ф. П. Темнюк.</i> К литологии меловых и палеогеновых отложений Северного склона и водораздельной части Восточных Карпат	84
<i>А. А. Савицына, Л. Н. Столяр.</i> Литологическая характеристика и коллекторские свойства карбонатно-глинисто-кремнистых пород Джанкойской структуры (Крым)	91
<i>Г. М. Яценко, В. П. Кирилюк, А. А. Сиворонов.</i> Петрография и генезис некоторых разновидностей чудново-бердичевских пород (северо-западная часть Украинского щита)	95
<i>Б. И. Сребродольский.</i> Некоторые особенности литологии серных месторождений	103
<i>П. М. Билонижка.</i> Некоторые особенности минерального состава глин нижнемолассовых отложений Прикарпатья	113
<i>В. И. Лашманов.</i> Некоторые особенности вещественного состава карбонатных пород чехла Мармарошского массива	121
<i>Е. П. Сливко, М. М. Сливко, О. И. Петриченко.</i> Состояние изученности и геохимические особенности акцессорных рассеянных элементов в соленосных отложениях Карпатского региона	129
<i>Ю. М. Мельник.</i> Некоторые особенности формирования кор выветривания основных пород краевой северо-западной части Украинского щита	137
<i>К. М. Калюжная, Ф. В. Мужановский, Т. В. Соловьева.</i> О метасоматических преобразованиях в пегматитах Волини	143
<i>В. А. Хмелевский.</i> Барий и стронций в марганцевых рудах Бурштынского месторождения	153

Краткие сообщения

<i>С. С. Круглов, Я. О. Кульчицкий.</i> Литофации и этапность развития Восточных Карпат	164
<i>Е. И. Лавренко.</i> Основные эффузивы в метаморфическом комплексе Украинских Карпат	170
<i>Ю. М. Мельник.</i> Об образовании мощных залежей первичных каолинов Украинского щита	175
<i>Б. И. Олексив.</i> О возможном присутствии глубоководных фаций среди юрских морских отложений Восточного Забайкалья	181
<i>П. Ю. Лозыняк, В. Г. Свириденко.</i> Конкреции кремней в известняках свалаявской свиты (Украинские Карпаты)	185
<i>Я. М. Решетников, М. Н. Скребенчук.</i> К математико-статистической оценке показателей преломления глинистых минералов	189
<i>Б. И. Сребродольский.</i> О взаимоотношении серы и каменной соли	194
<i>Г. В. Бойчук.</i> Аллофановая глина из туронских отложений г. Кременца	198
<i>Е. П. Рыбачок.</i> О волластонит-скаполитовой ассоциации на контакте карбонатов с чарнокитовыми мигматитами	200

1 руб. 58 коп.

792



ИЗДАТЕЛЬСТВО
ЛЬВОВСКОГО
УНИВЕРСИТЕТА
1973