

УДК 551.733.1(474.2)

Сильви МЯГИ, Т. КАЛЛАСТЕ

КРЕМНИЕВЫЕ КОНКРЕЦИИ В ПОДОШВЕ ГЛАУКОНИТИТОВ ЛЕЭТСЕСКОЙ СВИТЫ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЭСТОНИИ

Нижеордовикские глауконититы леэтсеской свиты (нижний арениг) на пределе древнепалеозойских терригенных и карбонатных отложений Северной Прибалтики отличаются от ниже- и вышележащих отложений своеобразием минерализации, химизма и генезиса. Известна их связь с аутигенным фосфато- и карбонатообразованием.

Нами установлено окремнение в основании глауконититов леэтсеской свиты Северо-Восточной Эстонии (в промежутке между рр. Пуртсе и Нарва): небольшие линзочки, гнезда, а также поверхности перерыва с белым, местами слегка кремовым тонкодисперсным материалом. По внешнему виду эти проявления напоминают перекристаллизованное карбонатное или фосфатное вещество и при макроописании разрезов ранее не отмечены.

Наиболее выразительное окремнение наблюдается в обл. Лангевоя южнее г. Силламяэ, где на сильно обохренной желтоватой поверхности тремадокских коричневых керогенистых аргиллитов тюрисалуской свиты (1,2 м+) залегает пестроцветный пелитовый слой мощностью 0,1 м. В нем чередуются (интервалом 1—2 мм) слои: светло-серый, фиолетовый, светло-серый, белый (в последней разновидности отмечаются кремниевые стяжения 2—3 см), а также зеленый алевритовый и коричневый лимонитизированный.

Выше залегают глауконититы леэтсеской свиты: темно-зеленый песчано-глинистый глауконитовый алеврит йоаской пачки (5—10 см) и крепкосцементированный кварц-глауконитовый алевролит мяэкюлаской пачки (30 см). Последний богат светло-серыми пелитовыми ходами илоедов, в нижней части комковатый, в верхней — толстослоистый.

Кремниевые стяжения в глинистом слое основания йоаской пачки покрыты кварцево-глауконитовым глинистым алевритом. На контакте со стяжениями наблюдается в породе тонкая (1—2 мм) темно-коричневая корковидная каемка с гидроокислами железа, единичными окатанными зернами кварца и измененными зернами глауконита, местами с пиритом. Концентрация гидроокислов железа усиливается в сторону поверхности конкреций и контакт этой полосы лимонитизации очень четкий, маркирован остатками пиритовой пленки. В обратную сторону интенсивность импрегнации железистыми соединениями постепенно уменьшается (табл. I, 2, 3).

В строении самих конкреций преобладает слегка кремовый материал, окруженный с внешней стороны микрокристаллической, почти аморфной коркой (2—3 мм). В основном материале встречены каверны и поры, стенки которых также покрыты белой неровной почковидной коркой (мощность менее 2 мм), а также желтым налетом гидроокислов железа и рассеянной вкрапленностью яркокрасного гематита. В кавернах встречены зерна глауконита и аллотигенного кварца. Часто наблюдаются в кремовой микрокристаллической основной массе измененные палочковидные или незакономерной формы белые, возможно, биогенные образования (спикилы губок?) и трубочко-, конусо- и пузырьковидные черные образования диаметром ~0,1—0,2 мм, представленные хитинозоями и детритом граптолитов (табл. I, II). В скрещенных николях под

микроскопом прослеживаются микрокристаллы с рефлексами кварца. В химлаборатории ИГ АН ЭССР (Ы. Роос) определен следующий состав конкреций (%): SiO_2 — 83,88; TiO_2 — 0,34; Al_2O_3 — 6,50; Fe_2O_3 — 3,39; MgO — 0,86; CaO — 0,39; CO_2 — не установлено; P_2O_5 — 1,32; п. п. (при 900°C) — 3,60.

При обработке ультразвуком получены микрокристаллическая и кусковая фракция конкреций, дифрактограммы которых идентичны (рис. 1, 2).

Рентгенометрические исследования проведены на дифрактометре ДРОН-2.0 (трубка БСВ-22 Cu). Дифрактограмма показывает чистый α -кварц с несколько искаженным соотношением интенсивностей (интенсивность рефлекса 102 увеличена и рефлекса 110 уменьшена) (рис. 1, А). Особый снимок показывает малую примесь пирита и франколита (0,5—1%). Примесь аморфной окиси железа, вероятно, обусловила повышение фона дифрактограммы. Для освобождения от фона и в интересах более точной диагностики минералов, проба промыта в растворе 2NHCl . Для сравнения параметров использован препарат эталонного кварца, изготовленного из кристаллического кварца (диаметр частиц $<0,02$ мкм), нагретого при 600°C .

Сравнение дифрактограмм триплета рефлексов 212, 203, 301 эталона и исследуемого кварца показывает пониженную кристалличность кварца (рис. 2). Причиной расширения рефлексов дифракции могут служить малые размеры ($<0,1$ мкм) монокристаллических блоков или микродеформации кристаллической решетки. Для выяснения этого вопроса использован метод интегральной полуширины рефлекса (Иверонова, Ревкевич, 1978; Кривоконова, 1980), предполагая, что профили рефлексов описываются формулой

$$f(x) = f(0) \frac{1}{1 + \alpha x^2}.$$

Полученные замеры показывают, что низкая кристалличность исследованного кварца обусловлена микродеформациями кристаллической решетки (рис. 1, Б). Отмечается и зависимость расширения рефлекса от кристаллических индексов (анизотропные деформации). Определены следующие средние относительные вариации параметров решетки:

$$\left(\frac{\Delta a}{a}\right) = 0,0010 \text{ (по рефлексу 220)} \text{ и } \left(\frac{\Delta c}{c}\right) = 0,0007 \text{ (по рефлексу 104)}$$

(рис. 1, Б).

Средние размеры блоков когерентного рассеяния больше 5000Å ($0,5$ мкм). Интегральные интенсивности измеренных рефлексов исследованного кварца (индексы на рис. 1, Б) составляли от интенсивностей соответствующих рефлексов эталонного кварца 96—102% (средний 98%). Следовательно, SiO_2 в исследованной пробе полностью кристаллизован (α -кварц).

Параметры решетки замерены по центрам тяжести рефлексов 104 и 220, для конкреции кварца они больше эталонного на $0,002$ — $0,003\text{Å}$ (a) и $0,000$ — $0,001\text{Å}$ (c). Для столь малых отклонений необходима большая точность измерений (ошибка $<10^{-4}\text{Å}$), но все-же выявленная тенденция не вызывает сомнений. Расширение решетки обусловлено, видимо, присутствием изоморфной примеси, от распределения которой в структуре зависит и вариация параметров решетки.

Помимо изученных образцов снято еще несколько дифрактограмм кремниевых гнезд из отложений, подстилающих глауконититы. Наличие в них низкокристаллического кварца и некоторые другие признаки указывают на сходство с материалом кремниевых конкреций из глауконитита. Возможно их близкое биохемогенное происхождение.

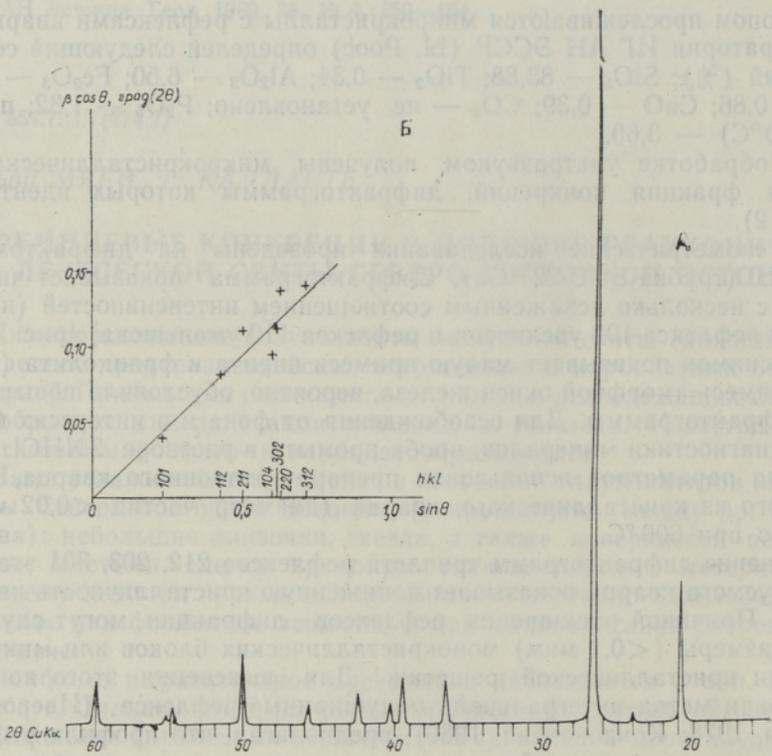


Рис. 1. Участок дифрактограммы (А) и график дифракционного размытия для определения величины микродеформации (Б).

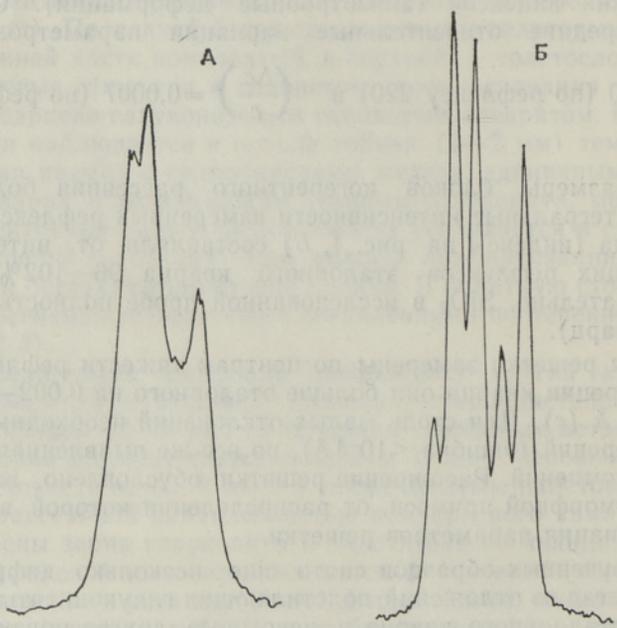
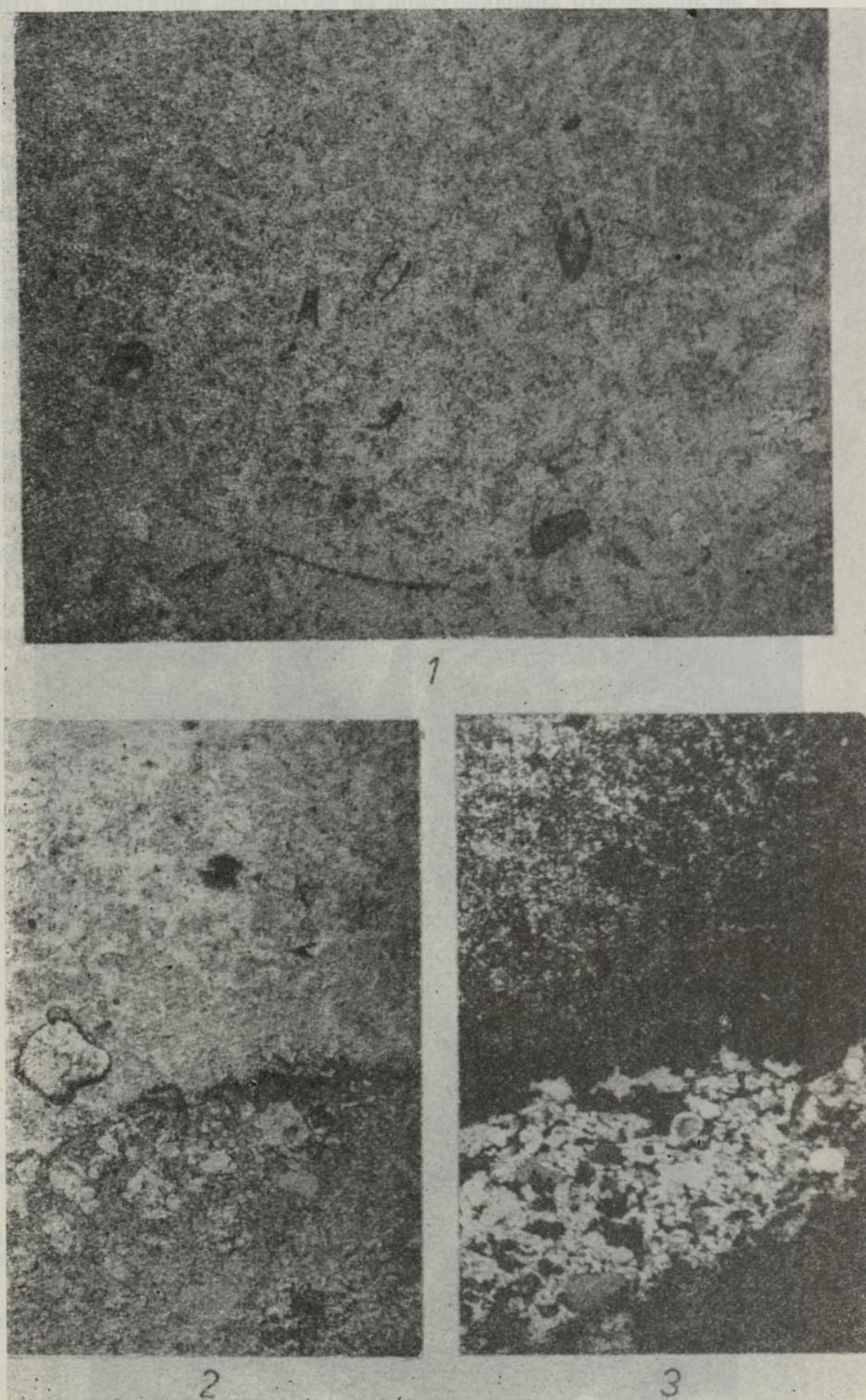


Рис. 2. Триплет рефлексов 212, 203, 301 исследованного (А) и эталонного (Б) кварца.



Органогенно-микросталлическая внутренняя структура кремниевых стяжений (1). Увел. 20X, ник. 1. Контакт конкреции (верхняя часть) с глауконитом (2, 3). Увел. 16X. 2 — ник. 1; 3 — ник. X.



1



2



3



4

Микрокристаллическая пористая структура основной массы кремниевой конкреции (1, 2). 1 — 8000×; 2 — 1000×. Микрочешуйчатая структура внутреннего строения агрегатов (3, 4). 6300×. Фото выполнено на СЭМ.

Кремниевые образования в подстилающих керогенистых аргиллитах описаны ранее К. Мююрисеппом (Müürisepp, 1964). Их возникновение могло быть результатом перемытия из подстилающих отложений, но не исключено их образование и в самих глауконититах.

Отдельные участки слоя, вмещающего кремниевые конкреции, напоминают среднеордовикские и силурийские метабентониты Эстонии. Окремнение во вмещающих метабентонитов слоях обычное явление: присутствие метабентонитов отмечается в нижнем ордовике соседних регионов (Скандинавия, Польша). Имеются также представления (Фролов, 1984; Ван, Казанский, 1985), по которым образование как подстилающих темных аргиллитов, так и самих глауконититов происходило под влиянием вулканической деятельности.

С другой стороны, пелитовый слой с кремниями на контакте тремадока и аренига находится на выветрелой поверхности перерыва, соответствующей значительному седиментационному пробелу в объеме всего верхнего тремадока и нижнего аренига. Поэтому образование конкреций можно связывать и с процессами выветривания.

Так, к востоку от Лангевоя, в районе Нарва, а также на юге выклиниваются подстилающие граптолитовые аргиллиты, залегающие над ними серые глины тремадока и сами глауконититы нижнего аренига. Остатки средне-аренигских глауконититов залегают практически на обломных песчаниках. Как последние, так и вышележащие карбонатные аренигские отложения отличаются здесь от соответствующих отложений Западной Эстонии интенсивной гематитизацией и красноцветностью пород. По этой причине в рассмотренном районе с дифференцированным блоковым тектоническим строением могли сохраниться к началу аренига отдельные участки, потерпевшие усиленное выветривание с преобразованием и перераспределением материала. Аренигские отложения в целом образовались в условиях трансгрессии моря, воды которой обогатились разными компонентами выветривания, в том числе и теми, которые необходимы для образования глауконита. Местами в прослоях оптических отложений (обн. Нарва, недалеко от обн. Лангевоя и др.) определено содержание Al_2O_3 в породе свыше 50%. Оно указывает на возможность в породах присутствия свободных окислов глинозема — явного продукта выветривания.

Окончательный ответ на вопросы генезиса кремниевых конкреций, а также других видов аномальной минерализации должны дать дополнительные исследования всех соответствующих проявлений.

ЛИТЕРАТУРА

- Ван А. В., Казанский Ю. П. Вулканокластический материал в осадках и осадочных породах. Вып. 614. Новосибирск, 1985.
- Иверонова В. И., Ревкевич Г. П. Теория рассеянных рентгеновских лучей. М., 1978.
- Кривокоцева Г. К. Рентгенографическое определение структурных нарушений флюорита // Рентгенография минерального сырья и ее прикладное значение. М., 1980, 189—197.
- Фролов В. Т. Генетическая типизация морских отложений. М., 1984.
- Müürisepp, K. Käsnaaläitsedest pakkerordi lademes // LUS-i aastaraamat, 1964, 56, 17—24.

Институт геологии
Академии наук Эстонской ССР

Поступила в редакцию
4/VIII 1988

Siloi MAGI, T. KALLASTE

RÄNIKONKRETSIOONID KIRDE-EESTI LEETSE KIHISTU GLAUKONITIITIDE ALLOSAS

On iseloomustatud seni kirjeldamata valkjate ränikonkretsioonide kihti Kirde-Eesti Leetse kihistu all lasuvas kirjuvärvilises peenekihilises peliidis ning antud konkretsioonide räniaine keemiline koostis ja struktuuri iseärasused röntgenograafilise uuringu põhjal.

Siloi MAGI, T. KALLASTE

SILICEOUS CONCRETIONS AT THE BASE OF THE GLAUCONITIC LEETSE FORMATION OF NORTH-EAST ESTONIA

White chemogenic concretions in the pelitic bed at the base of the Arenigian glauconitic Leetse Formation exposed in the North-East Estonian Langevoja outcrop are characterized. The chemical composition and the roentgenite structure of the concretions have been studied.