

Литологические особенности вулканогенных коллекторов Вилюйской синеклизы

Юрова М.П., Томилова Н.Н.

Институт проблем нефти и газа РАН, г. Москва, e-mail: nik@ipng.ru

Газовые месторождения Якутии (Хапчагайский мегавал Вилюйской синеклизы) были открыты в 60-х годах прошлого столетия и законсервированы в связи со значительной удаленностью и отсутствием транспортных коммуникаций. Для местных нужд периодически эксплуатируются несколько скважин Средне-Вилюйского и Мастахского месторождений. В последнее время этот регион привлекает все большее внимание многих зарубежных инвесторов (Китай, Япония).

Коллекторами газа являются эффузивные, вулканокластические и вулканогенно-осадочные породы с трещинно-каверновым и трещинно-поровым типом пористости. Этот вывод, сделанный, в первую очередь, по литологическим данным, был подтвержден в дальнейшем при комплексной обработке литолого-геофизических и геолого-промысловых данных.

Трещиноватость пермо-нижнетриасовых отложений Хапчагайского мегавала связана с наличием вулканогенных образований, обусловленных неоднократной вулканической деятельностью в нижнетриасовую эпоху.

Вулканические тела-ловушки приурочены к вертикальным разломным зонам или опирающимся их трещинам и имеют вертикальную связь с более древними отложениями, по которым происходило и, возможно, происходит и теперь заполнение их газом. Об этом свидетельствует низкая газонасыщенность залежи. Залежи газа, заполнившие эти вулканические ловушки на Соболох-Неджелинском и Средне-Вилюйском месторождениях, являются массивными. На Соболох-Неджелинском месторождении вулканическое тело ограничено в плане положением палеоострова. Нижняя горизонтальная граница залежи проходит по абсолютной отметке -3470 м, соответствующей замку Соболох-Неджелинской структуры. Эту отметку, как самую низкую, на которой получены притоки газа, можно принять за гипотетическую подошву единой пермо-триасовой газовой залежи Хапчагайского мегавала. Связь между пермскими и нижнетриасовыми отложениями отмечена в скв.10, где при вскрытии интервала 2305-3116 (неджелинские и пермские отложения) в открытом стволе постоянно отмечалось интенсивное газопроявление.

Средне-Вилюйская массивная залежь приурочена к островной фации вулканитов мономской свиты. В плане она ограничена изогипсой -2440 м, которая принимается за условный ГНК массивной газовой залежи Т₁II мономской и Т₁III таганджинской свит (рис.1).

На основе петрографических исследований и с учетом задач изучения этих пород как коллекторов нефти и газа, их целесообразно разделить на три основные группы (генотипа): вулканогенные (эффузивные), вулканокластические и вулканосадочные породы. Особую группу составляют породы, интенсивно измененные вторичными процессами [1].

I. Группа вулканогенных (эффузивных) пород представлена долеритами, диабазами, стекловатыми базальтами с включением вулканических бомб.

Эффузивные породы имеют микрофитовую и вариолито-стекловатую структуру. Под микроскопом порода состоит из плохо раскристаллизованного вулканического стекла, мелких лейст основного плагиоклаза, редких вкрапленников кристаллов магнетита. Характерной особенностью пород является широкое развитие кальцитовых миндалин.

Вулканическое стекло сильно разложено и почти повсеместно замещено хлоритом и тонкодисперсным глинистым минералом (монтмориллонитом).

В результате длительного выветривания, воздействия вторичных процессов кальцитизации, цеолитизации и хлоритизации эффузивных пород образовались пустоты, трещины и каверны. Размер трещин и каверн изменяется от долей миллиметра до 1 см и более, соединяющие микротрещины имеют различную раскрытость. Открытая пористость изменяется в пределах 1,5-5,5%, значения проницаемости варьируют от 0 до $1,9 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$.

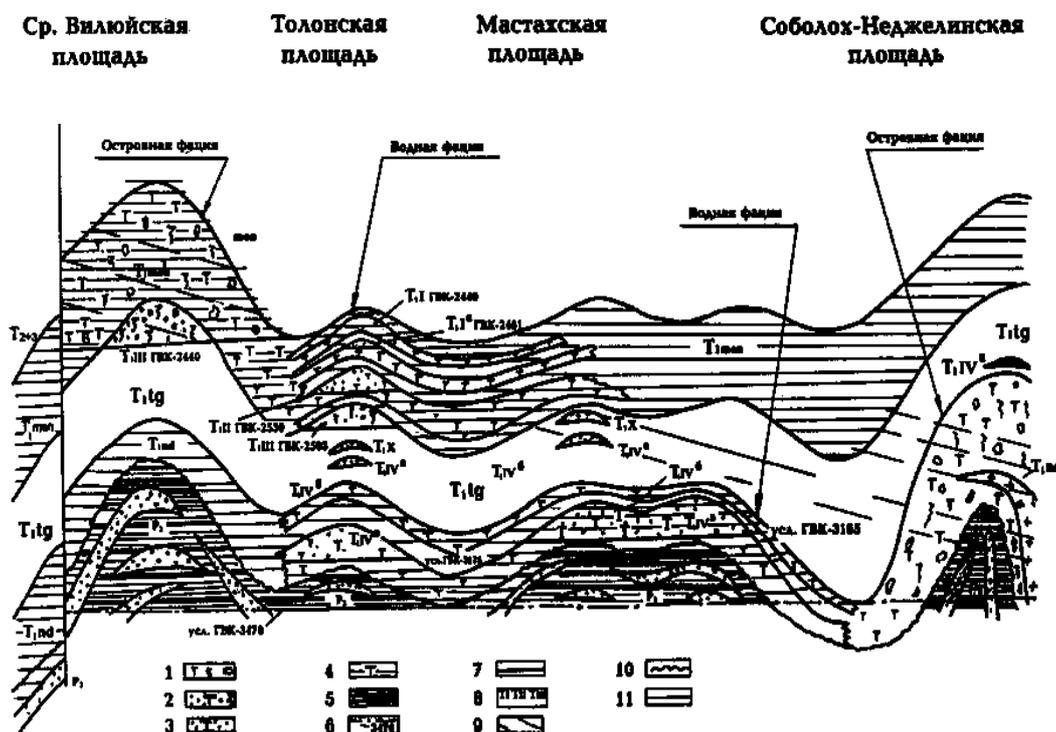


Рис. 1. Схема залегания газовых залежей пермо-триасовых отложений Хапчагайского мегавала. Сост. М.П.Юрова, 1991:

1 – шлаковые туфы; 2 – туфопесчаники с карбонатным цементом; 3 – туфопесчаники; 4 – туфоглины (гиалокластиты); 5 – аргиллиты и угли; 6 – условный ГВК Хапчагайского мегавала; 7 – тектоническое нарушение; 8 – продуктивные пласты; 9 – палеосейсмическая трещиноватость; 10 – границы перми и триаса; 11 – глины

Эффузивные, породы слагают покров неоднородного строения в центральной и восточной частях Неджелинского месторождения (скв.10, 11, 16, 18, 22, 25). Мощность его колеблется от 1,5 до 18 м. По площади с востока на запад горизонт замещается туффитами с прослойками гиалокластитов (Соболохское, Мастахское месторождения), далее по площади - туфопесчаниками и туфоалевролитами (Толонское и Средне-Вилуйское месторождения).

Подводными аналогами охарактеризованных пород являются гиалокластиты. Порода под микроскопом состоит из глобуль прозрачного, зеленого, сидеромеланового стекла. Размер глобуль от 0,1 до 1 мм. Расположение их подчеркивает границы микропотоков, границы эти несут следы закаливания, основная масса цеолитизирована и сидеритизирована.

Вулканическое стекло сильно изменено. Поверхность его покрыта аутигенным хлоритом и монтмориллонитом, смешанно-слойнными минералами типа монтмориллонит-хлорит со значительной разбухающей составляющей, кальцитом и цеолитами,

В породе имеются микротрещины с раскрытостью до 200 мкм. Часто они соединяют отдельные поры размером до 300 мкм. Многие поры и трещины полностью заполнены цеолитами или несут на стенках корку цеолитов толщиной до 7 мкм.

II. Группа вулканокластических пород подразделяется на пирокластические (туфы) и осадочно-вулканокластические (туффиты).

По физическим параметрам пирокластические породы тесно примыкают к группе эффузивных пород. Это породы околожерловой фации.

1. а) Спекшиеся (сваренные), шлаковые туфы и ксенотуфы. В результате выветривания и воздействия вторичных процессов, кальцитизации и цеолитизации пород образовались пустоты, каверны размером от долей мм до 1 см и более.

б) Вторично измененные породы – карбонатизированные туфы – характеризуются преимущественно кальцитовым и сидеритовым цементом базального типа.

2. Витрокластические туфы базальтов. Кластическая часть представлена каплеобразными образованиями сидеромеланового стекла, очень плотно прилегающими друг к другу и в той или иной степени деформированными; по периферии они окружены пленками гидроокислов железа. Тип цемента порово-пленочный, по составу хлоритовый.

3. Кристалло-витрокластические туфы базальтов отличаются присутствием раздробленных и оплавленных обломков кристаллов полевых шпатов, эпидота, титано-магнетита.

Осадочно-вулканокластические породы представлены туффитами. Породы плотные, окрашены в серо-зеленые цвета с вишнево-бурым оттенком и по внешнему виду напоминают нормально-осадочные. Под микроскопом отмечена очень слабая послынная сортировка обломочного материала алевритовой размерности и неравномерное его распределение; для туффитов характерна литокластическая структура, пирокластический материал представлен литокластами основного состава, это обычно вулканическое стекло и основная масса базальтоидов. Обломочный материал составляет 40–50% от объема породы, из них 60% приходится на долю обломков полевых шпатов, кремнистых пород.

По данным растровой электронной микроскопии (РЭМ), обломки вулканического стекла изменены, покрыты глинистой коркой. Чешуйки глины с четкими очертаниями, развитые по стеклу, полностью обволакивают обломок. Эти глинистые частицы по морфологии совпадают с глинистым цементом и, вероятнее всего, являются иллитом. Размер их колеблется от 1 до 1,5 мкм. Глинистые частицы в цементе агрегированы и ориентированы по слоистости.

Основная масса цемента включает в себя смешанно-слойные образования типа гидрослюда-монтмориллонит (по рентгеноструктурным данным), кальцит и пластины хлоритовых чешуек.

Структура порового пространства в целом разнообразна. Поры объединяет микротрещиноватость, создающая впечатление микрослоистости. Размер пор в цементе достигает 10 мкм, раскрытие микротрещин 2 мкм. Поры в глинистом цементе выполнены доломитом, цеолитами и чешуйчатыми ультрамикроскопическими образованиями (около 0,05 мкм), напоминающими гидроокислы железа и покрывающими сплошными налетами их стенки. Во вторично измененных карбонатизированных разностях туффитов вещественный состав цемента представлен кальцитом и сидеритом. Туффиты обычно переслаиваются с туфами и туфопесчаниками.

III. Группа вулканосадочных пород представлена вулканокласто-осадочными (туфопесчаники и туфоалевролиты) и вулcano-терригенными (граувакковые и аркозовые песчаники) породами.

Туфопесчаники и туфоалевролиты. Породы темно-серого цвета с зеленоватым или коричневатым оттенком, мелкозернистые, плохо отсортированные. Кластическая часть представлена полукатанными зернами кварца, полевых шпатов, кремнистых пород, в качестве примеси присутствуют обломки стекла и эффузивов. Полевые шпаты (преимущественно плагиоклазы, реже калиевые шпаты) отмечены в виде таблитчатых зерен, биотит – в виде деформированных пластинок, обычно хлоритизированных. Обломки эффузивов окрашены в бурый или черный цвет, оплавленные обломки стекла – в зеленый, редко черный цвет.

По данным РЭМ, вулканическое стекло покрыто коркой глинистых минералов.

Состав глинистого цемента и корки полиминеральный: каолинит, смешанно-слойные образования (гидрослюда-монтмориллонит с соотношением фаз 1:1, Na-монтмориллонит, хлорит).

Вулcano-терригенные породы в отложениях нежелтинской и мономской свит пользуются ограниченным распространением, а в таганджинской они обычны и представлены граувакко-аркозовыми песчаниками.

Содержание вулканогенного материала в нижнетриасовых отложениях колеблется от 70 до 100%. Такая неустойчивая, неравновесная в физико-химическом отношении система на всех этапах существования пород является ареной интенсивных вторичных преобразований. Они начинаются буквально с момента извержения материала в воздушную или водную среду.

Близкий исходный состав вулканогенного материала, близкие физико-химические условия осадконакопления определили сходство комплексов глинистых минералов разновозрастных отложений. По данным предшествующих исследователей [2], в нижнетриасовых отложениях ассоциация глинистых минералов во всех группах пород идентична и представлена следующими эволюционными рядами: вулканический материал → Na-монтмориллонит → смешанно-слойные (типа гидрослюда-монтмориллонит) → гидрослюда. Все представители этого ряда являются диоктаэдрическими минералами. Второй

ряд начинается с Mg-монтмориллонита (сапонита), он также включает промежуточные образования типа хлорит-монтмориллонит и заканчивается хлоритом. Минералы второго ряда – триоктаэдрические. Начальные представители первого и второго рядов появились в результате подводного выветривания вулканогенного материала. Низкое содержание кальция в стеклах может быть следствием карбонатизации пород, перехода кальция из вулканогенного материала в аутигенные карбонаты [2].

На Хапчагайском поднятии в нижнетриасовых отложениях (кровля неджелинской свиты) прослежен горизонт цеолитизированных средне-мелкообломочных туфов мощностью от 10 до 30 м. По данным рентгеноструктурного и иммерсионного анализов идентифицированы водные цеолиты – гейландит и клиноптилолит. Минералы слагают цемент базального и порового типа кристаллической структуры.

Одним из этапов литологического изучения явилось исследование характера пустотного пространства. Установлено преимущественное развитие трещинного типа и постоянное сочетание его с поровым типом пустотного пространства.

Трещины в данных отложениях подразделены на микротрещины с размерностью менее 100 мкм и макротрещины с размерностью более 100 мкм. Первые характерны для туффитов, где раскрытость трещин обычно около 2 мкм. Вторые характерны для цеолитизированных туфов, раскрытость трещин в них составляет 200–300 мкм. Отмеченные типы являются литогенетическими трещинами.

Среди литогенетических трещин следует различать структурные и текстурные.

Литогенетические структурные трещины возникают в диагенезе и катагенезе в результате уплотнения осадков, при старении коллоидов, кристаллизации и перекристаллизации, при растрескивании зерен и кристаллов под давлением (рис. 2 и 3).

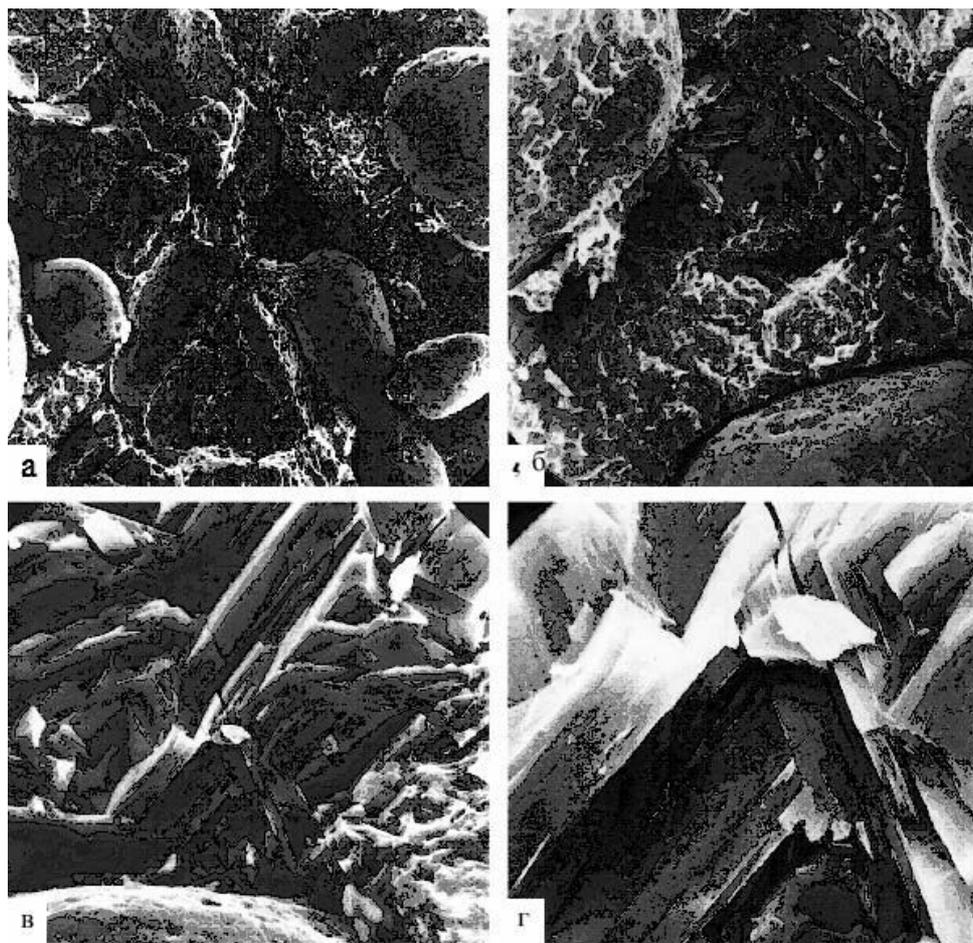


Рис. 2. Туф с карбонатно-цеолитовым цементом. Мастахская площ., скв.28, инт.3374-3383 м.

Растровый электронный микроскоп (JSM-50A):

а – увел. 100^x, б – увел. 300^x, в – увел. 1000^x, г – увел. 3000^x

Тектурные литологические трещины относятся к аматричной емкости; среди них различают трещины напластования, которые разделяют отдельные слои пород, и ветвящиеся трещины уплотнения, возникающие в позднем диагенезе и пересекающие слои в различных направлениях.

Тектонические трещины в отличие от литогенетических характеризуются значительной протяженностью. Рассекая слои и пласты, эти трещины располагаются перпендикулярно, под углом или параллельно напластованию. В последние годы установлен особый, ранее не описывающийся, тип тектонических трещин. Трещиноватость этого типа связывается с воздействием на недостаточно уплотнившиеся осадки сейсмических толчков [3].

Палеосейсмические трещины (ПСТ) характеризуются рядом специфических особенностей. Основной является локальность проявления трещин этого типа в разрезе. Они отмечаются только на определенных, обычно относительно небольших, участках разреза мощностью от нескольких сантиметров до 10–15 м. Вне этих участков даже при сохраняющемся литологическом составе пород трещиноватость не наблюдается.

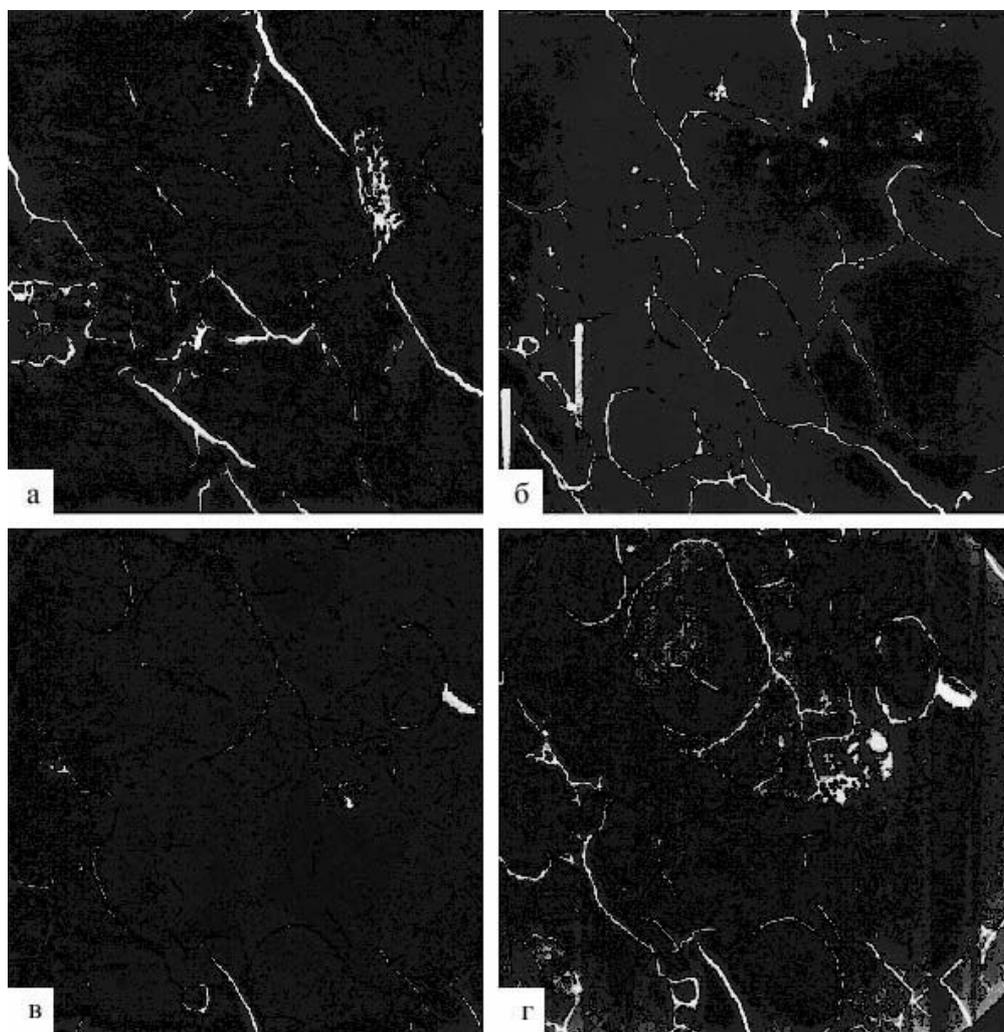


Рис.3. Структура порового пространства туфа с карбонатно-цеолитовым цементом (к рис.2). Увел. 100^x

Мощность горизонтов с трещиноватыми породами в изученных районах меняется от долей метра до 6 м. Обычно они составляют 1-3 м. Всего выделено 5 горизонтов, которые индексируются снизу вверх. Из них 1-2 отмечены в кровле отложений верхнепермского возраста на границе с отложениями неджелинской свиты. Горизонт 3 ПСТ приурочен к отложениям неджелинской свиты, 4 – таганджинской и 5 – мономской свит [4].

Важную часть пустотного пространства составляют каверны. Размер каверн изменяется от долей мм до 1 см и более. Они хорошо фиксируются как при макроскопическом, так и при микроскопическом изучении каменного материала. Каверны образовались при воздействии вторичных процессов: кальцитизации, цеолитизации и глинизации эффузивных и пирокластических пород (сваренных или спекшихся туфов), которые наряду с плавлением новообразованных минералов ведут и к частичному выносу вещества.

Поровый тип пустотного пространства включает:

- межзерновые поры размером до 150 мкм;
- межагрегатные поры вторично преобразованных обломочных зерен размером от 5 до 12 мкм, а также микропоры глинистой корки, покрывающей измененное вулканическое стекло; размер последних от 0,15 до 1,5 мкм;
- внутрицементные глинистые поры размером до 10 мкм.

Все описанные выше виды пустотного пространства могут быть объединены в две группы. Аматричная емкость включает каверны, тектонические и литогенетические текстурные трещины и образуется, как правило, в уже сформировавшейся породе под действием внешних (тектонических) сил или в результате интенсивных процессов выщелачивания; ее возникновение сопровождается изменением структурных и текстурных особенностей пород. Матричная емкость состоит из пор и литогенетических структурных трещин. Ее образование связано с первичными свойствами породы (характер укладки зерен) и частично со вторичными процессами литологического изменения.

Выделенные выше главные генетические типы пород характеризуются разным типом пустотного пространства. В вулканогенных (эффузивных) и большей части вулканокластических пород преобладает аматричная емкость (соответственно трещинно-каверновый и порово-трещинный тип), в вулканосадочных породах и туффитах – матричная (поровый тип, а при наличии палеосейсмической трещиноватости – трещинно-поровый тип).

Литература

1. Малеев Е.Ф. Вулканыты (справочник). М.: Недра, 1979.
2. Ивенсен В.Ю., Ивенсен Г.В. Глинистые минералы вулканогенно-осадочных отложений раннего триаса Ленно-Вилуйской нефтегазоносной области (рекомендации). Якутск: Ин-т геологии ЯФ СО АН СССР, 1975.
3. Микуленко К.И. Трещиноватость пород и неоднородность // Теоретические и методологические вопросы геологии нефти и методологические вопросы геологии нефти и газа. Новосибирск: Тр. ИГиГ СО АН СССР, 1981. Вып. 512. С. 170–177.
4. Томилова Н.Н., Юрова М.П. Литологическая характеристика отложений неджелинской свиты Хапчагайского мегавала Вилуйской синеклизы с целью корреляции продуктивных пластов и выяснения условий их образования // Геология и разведка газовых и газоконденсатных месторождений: Ред. сб. ВНИИЭГазпром, 1981. № 8.

Особенности изотопного состава кислорода корундов и ассоциирующих минералов северной Карелии

Яковенко В.В., Высоцкий С.В., Игнатьев А.В.

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН,
г. Владивосток

Изотопный состав кислорода генетически связанных минералов образует компактное общее поле значений, область которого зависит только от колебания физико-химических параметров минералообразующей среды. Данная величина практически не меняется после образования минерала, если только последний не был полностью трансформирован в результате расплавления, химического замещения или других подобных реакций, изменяющих первичную структуру. Поэтому изотопный состав кислорода давно служит индикатором специфики условий образования, как минералов, так и горных пород в целом.