

Ахтыльский комплекс анальцимитов Северо-Сосьвинской структурно-формационной зоны (Северный Урал)

Владимир Александрович ДУШИН*
Сергей Геннадьевич СУСТАВОВ**
Нина Николаевна КОВАЛЬЧУК***
Игорь Александрович ВЛАСОВ****
Артем Константинович ТРУТНЕВ*****

¹Уральский государственный горный университет, Екатеринбург, Россия

²ОАО «Полярно-Уральская геологоразведочная экспедиция», Лабитнанги, ЯНАО, Россия

Аннотация

Объект исследования. В статье охарактеризован впервые выявленный и закартированный ахтыльский базанит-анальцимитовый комплекс, установленный в пределах южной части Северо-Сосьвинской структурно-формационной зоны Тагильского прогиба (истоки р. Малая Сосьва, ХМАО).

Цель работы – изучение геологии, минералого-петрохимического состава и минерализации своеобразных, редко встречаемых базанит-анальцимитовых магматитов, проявившихся в пермско-триасовый этап развития Уральского Севера.

Методология и методы исследования. Работа основана на результатах собственных исследований с обобщением и переинтерпретацией результатов изучения керн скважины № 4 ахтыльского профиля, включая проведение работ по проблеме «Изучение плюмового магматизма и минерации внутриплитных геодинамических обстановок Уральского Севера» (Г-18), договора № 35-07/ТПИ/3 (59-202-07) и программы «Приоритет 2030», которые дополнены изучением морфологии, внутреннего строения, химического состава вулканитов в ЦЛ ФГБОУ ВО «УГГУ» и ЦЛ «Геоаналитик» УрО РАН (г. Екатеринбург). В статье приведены результаты исследований на электронном микроскопе VEGA LMS фирмы TESCAN с энергодисперсионной приставкой Xplore 30 фирмы Oxford Instruments, а также рентгеновском дифрактометре XRD 7000 (Shimadzu) и др.

Результаты. Впервые относительно редкие породы (анальцимиты) в составе ахтыльского базанит-анальцимитового комплекса диагностированы и изучены с помощью современных методов исследований, определен их минералого-петрографический и петрохимический состав, получены геологические и изотопные данные о возрасте пород комплекса и геодинамической обстановке их формирования. Анальцимит – вулканогенная порода экструзивной фации, состоящая из фенокристаллов анальцима с включениями оливина, пироксена и лепидокрокита, погруженная в ортоклаз-анальцимитовый базис с вкраплениями граната, апатита, титанита и сыпью рудного минерала. Показано, что химический состав большинства минералов анальцимита характеризуется высоким содержанием алюминия, указывающим на неравновесные условия его образования.

Выводы. Полученные данные свидетельствуют о вероятном проявлении субщелочного, натриевого вулканизма в постколлизивной субконтинентальной обстановке пермско-триасового рифтогенеза в области сочленения Урала и Западно-Сибирской платформы, постмагматическая гидротермальная деятельность которого привела к образованию цеолитовой минерализации в промышленных масштабах.

Ключевые слова: анальцим, цеолиты, ахтыльский комплекс, рифтогенез.

Введение

Как хорошо известно, природные цеолиты являются относительно распространенными компонентами среди мезозойско-кайнозойских осадочных, вулканогенно-осадочных и вулканогенных комплексов. В настоящее время установлено более 50 минеральных видов и разновидностей данной группы минералов, боль-

шая часть которых относятся к категории акцессорных минералов и редко являются пороодообразующими. К последним относится анальцим, достаточно широко представленный в щелочно-базитовых ассоциациях эффузивно-пирокластической и субвулканической природы.

✉ Vladimir.Dushin@m.ursmu.ru

 <https://orcid.org/0000-0002-9657-6324>

**Sustavov.s@m.ursmu.ru

***snige@m.ursmu.ru

****vlasovbkpost@bk.ru

 <https://orcid.org/0009-0002-1842-8497>

*****tema.trutnev@yandex.ru

Проблемой цеолитов как важного вида минерального сырья [1], относимого по многим параметрам к нетрадиционным, новым видам природных ресурсов [2, 3], занимались на Уральском Севере и Тимане геологи ПГО «Главтюменьгеология», Полярноуральской и Саранпальской экспедиций, сотрудники Института геологии Коми НЦ УрО РАН, ВИМСа. Среди них следует отметить Б. А. Голдина, В. А. Нефедова, В. Н. Воронова, В. Н. Кошевого, Б. А. Остащенко, О. Б. Котову и многих других [4–10].

В Приполярноуральском сегменте Уральской аккреционно-складчатой системы на сегодня известно одно месторождение – Мысовское и крупное рудопоявление – Люльинское. Эти объекты залегают среди отложений лопсийской толщи нижнего-среднего девона (D_{1-2} Ip). Последняя представлена в районе месторождения трахибазальт-трахиандезитовыми (муджеерит-бенморентовыми [11]) и трахидацитовыми экструзивно-субвулканическими породами, включая тонкую (пепловую) пирокластику аналогичного состава. Цеолитизация анальцим-клиноптилолитового с монтмориллонитом состава наложена в основном на верхние пирокластические части литологических колонок по скважинам [6, 7], что ставит вопрос о

генезисе и возрасте цеолитового оруденения в качестве важной первоочередной задачи.

В связи с этим нами совместно с коллегами из ОАО «Полярно-Уральское горно-геологическое предприятие» изучался разрез по скважине № 4 (Ахтыльская площадь), пробуренной в истоках р. Малая Сосьва и ее правого притока р. Катильсос (рис. 1), где выявлены цеолитсодержащие породы.

Методика исследований

Данная публикация посвящена изучению геологического строения южной части Северо-Сосьвинской структурно-формационной зоны (СФЗ) и характеристике экструзивного тела ахтыльского комплекса как возможного источника цеолитовой минерализации. Работы проводились в рамках совместных исследований по проблеме «Изучение плюмового магматизма и минерации внутриплитных геодинамических обстановок Уральского Севера» (Г-18), договора № 35-07/ТПИ/3 (59-202-07) и программы «Приоритет 2030 ФГБОУ ВО УГГУ на 2021–2030 гг.». Исследования включали широкий круг задач – от изучения литологии, петрографии, петрохимии пород до выяснения их геохимического, минералогического составов,

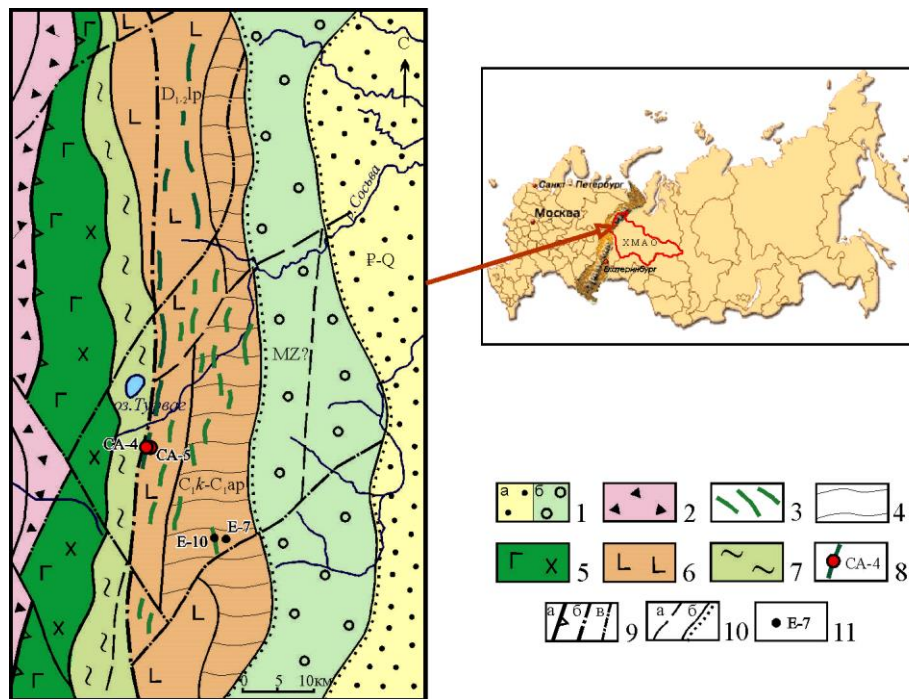


Рисунок 1. Схематическая карта Северо-Сосьвинской структурно-формационной зоны: 1 – палеоген-четвертичный плитный комплекс (а) и осадочные формации (б) Западно-Сибирской плиты; 2–6 – палеозойские осадочные и магматические формации коллизионных (2) и субдукционных (3–6) обстановок Уральского орогена: 2 – войкаро-кемпирсайский меланжевый комплекс (С-Р), 3 – устьманьинский долеритовый комплекс (С₁), 4 – карбонатно-терригенные и базальт-долеритовые комплексы косьинской свиты (С₁к) и апсинской толщи (С₁ар), 5 – тагило-кытлымский (S), верхнетагильский (S₂) и ауэрбаховский (D₃а) комплексы объединенные; 6 – рувшорская (D₁), лопсийская (D₁₋₂) толщи и арбыньинская (D₂₋₃) свита объединенные; 7 – шемурская (O₃–S₁), именовская (S₁₋₂) и сосьвинская (S₂–D₁) свиты объединенные; 8 – скважина СА-4, ахтыльский базанит-анальцимитовый комплекс (MZ?); 9 – тектонические нарушения: а – Главный Уральский глубинный разлом, б – Сосьвинско-Люльинский взбросо-надвиг, в – прочие нарушения; 10 – геологические границы (а), в том числе несогласные (б); 11 – место отбора проб Е-7 и Е-10

Figure 1. Schematic map of the Severo-Sosvinskaya structural-formational zone: 1 – Paleogene-Quaternary plate complex (a) and sedimentary formations (b) of the West Siberian Plate; 2–6 – Paleozoic sedimentary and igneous formations of collisional (2) and subduction (3–6) settings of the Uralian orogen: 2 – Voikaro-Kempirsay melange complex (C-P), 3 – Ust-Maninsky dolerite complex (C₁), 4 – carbonate-terrigenous and basalt-dolerite complexes of the Kos'ya suite (C₁k) and the Apsinskaya sequence (C₁ap), 5 – combined Tagil-Kytlym (S), Upper Tagil (S₂) and Auerbach (D₃a) complexes; 6 – Ruvshor (D₁), Lopsiyskaya (D₁₋₂) strata and Arbynyinskaya (D₂₋₃) suite combined; 7 – Shemurskaya (O₃–S₁), Imenovskaya (S₁₋₂) and Sosvinskaya (S₂–D₁) suites combined; 8 – well SA-4, Akhtyl basanite-analcime complex (MZ?); 9 – tectonic faults: a – Main Ural deep fault, b – Sosvinsko-Lyulya reverse-thrust fault, v – other faults; 10 – geological boundaries (a), including unconformities (b); 11 – sampling location E-7 and E-10

а также геологического строения и тектонических особенностей территории.

Изучение морфологии, внутреннего строения, химического состава как анальцима, так и вмещающих породных комплексов проведено в лабораториях ФГБОУ ВО УГГУ (г. Екатеринбург). Эти работы выполнены с помощью сканирующего электронного микроскопа VEGA LMS фирмы TESCAN с энергодисперсионной приставкой Xplore 30 фирмы Oxford Instruments, при определении состава использовался BSE детектор $U = 20 \text{ kV}$, $I = 3 \text{ nA}$ (аналитик И. А. Власов, ФГБОУ ВО УГГУ). Рентгенографическое исследование выполнено методом монокристалла на установке УРС-55 в камере РКД, излучение $\text{Fe}_{\alpha+\beta}$, $U = 40 \text{ kV}$, $I = 10 \text{ mA}$ (аналитик С. Г. Сустанов, ФГБОУ ВО УГГУ) и с помощью рентгеновского дифрактометра XRD 7000 (Shimadzu) в области углов Θ от 3 до 70 град, режим работы трубки 40 kV, 30 mA, рентгенофлуоресцентный энергодисперсионный метод на спектрометрах СРМ-35 и EDX-8000 (Shimadzu) в лаборатории Института геологии и геохимии УрО РАН. Петрографические работы проведены на микроскопах DM2700P, S9i, M205C фирмы Leica.

Объекты исследований

В геологическом строении рассматриваемой территории, расположенной в истоках р. Малая Сосьва, принимают участие магматические и осадочные формации западной части палеоокеанического сектора Северного Урала. Последний по зоне Главного Уральского глубинного разлома (ГУГР) сочленяется с разномасштабными чешуями докембрийских и раннепалеозойских комплексов палеоконтинентального сектора (рис. 1). Подошвой надвига (и границей палеоокеанического сектора) является западная граница зоны полимиктового серпентинитового меланжа (войкаро-кемпирсайский комплекс тектонитов). Палеоокеанический сектор представлен в районе образованиями Тагильской структурно-формационной мегазоны (СФМЗ), в составе которой выделяется Северо-Сосьвинская СФЗ.

На ранней стадии формирования Тагильской островной дуги (поздний ордовик–ранний силур) в ее основании происходило становление интрузии дунит-клинопироксенит-габбровой (тагило-кытлымский комплекс) надформации, породы которой (преимущественно различное габбро) слагают Ялпынгнерский массив. Вулканогенные комплексы этой стадии представлены образованиями контрастной базальт-риолитовой и базальт-андезит-дацитовой формаций силура–нижнего девона, сохранившихся в виде отдельных фрагментов на западе площади. Первая (базальт-риолитовая) на основе литологического сходства (базальты, дациты, риодациты, риолиты и их туфы) отнесена к шемурской (O_3-S_1) свите. Вторая – (базальты, андезитобазальты и их туфы, прослойки туфоконгломератов, известняков) отнесена к именованной свите на основе литологического состава и фауны криноидей елкинского горизонта (S_{1-2}) в известняках по р. М. Сосьва.

По мере эволюции островной дуги, преимущественно на выклинивании габброидных массивов, формируются интрузии диорит-плаггиогранитовой верхнетагильской формации позднего силура, образуя протяженный вулкано-плутонический пояс. Начиная с пржиждолия по верхний фамен включительно вулканизм носит трахито-

идный характер. Здесь формируются отложения, представленные породами карбонатной (рувшорская толща D_{1-2}), трахибазальт-трахиандезитовой (лопсийская D_{1-2}) и туфогенной трахиандезит-дацитовой (арбыньинская D_{2-3} и нахорская D_{2-3} толщи) формаций.

Для Северо-Сосьвинской СФЗ в карбоне характерны траппоидные образования базальт-долеритовой (косинская свита C_1) формации в сочетании с ритмично построенными пачками пород полимиктовой (апсинская толща C_1) формации. Более молодые части палеозойского разреза на территории отсутствуют. История Уральского палеоокеана завершилась в среднем карбоне–перми коллизионным этапом. По поверхности ГУГР сформировалась зона серпентинитового меланжа, по которой блок палеоокеанического сектора надвигался на палеоконтинентальный. Был выведен на дневную поверхность Ялпынгнерский интрузивный массив. При перемещениях выпадали из разреза комплексы офиолитовой ассоциации и энсиматической островной дуги (S_1), деформировались структуры интрузивных тел. В конце перми территория превратилась в ороген с интенсивными проявлениями блоковой тектоники, сосредоточенного постколлизионного магматизма (ахтыльский комплекс), выветривания и глубокой эрозии.

Мезозойско-кайнозойский плитный структурно-вещественный комплекс (Т-Р) развит повсеместно на востоке площади, где представлен слаболифитизированными отложениями молодой плиты (эммерсивно-трансгрессивно-регрессивного типа мощностью от нескольких сотен до тысячи метров и более), нарушаемыми вспышками активизационного магматизма плюмовой природы [12].

В районе правобережья р. Катильсос (выс. 314,5) буровым профилем (скв. 4, 5) были вскрыты вулканогенные отложения лопсийской (D_{1-2}) толщи, которые изучены нами в процессе камеральных работ. В результате проведенных исследований, включая переинтерпретацию разреза по скважине № 4 и петрографо-минералогических работ, получены новые результаты, позволяющие выделить ахтыльский базанит-анальцимитовый экстрезивно-субвулканический комплекс. Вулканиды среднепалеозойской лопсийской толщи слагают в регионе линейно вытянутый субмеридиональный ареал размером $2 \times 10 \text{ км}$, интрузированный магматитами устьманьинского габбро-долеритового (C_1) и ахтыльского комплексов (рис. 2). Тела последнего приурочены к мощному тектоническому нарушению субмеридионального ($305^\circ-5^\circ$) направления (Сосьвинско-Люльлинский разлом), задокументированному в скважине № 4. Тектоническая зона представлена серией швов, самым крупным из которых является шестиметровая зона милонитизации, сложенная аргиллизированным глинистым материалом с участками брекчирования отдельных более массивных пород с фрагментами в них элементов внутреннего сжатия и дезинтеграции. Отдельные тектонические швы установлены на 33, 47, 92, 138, 163 м, где обычно представлены зонами брекчирования, расланцевания и зеркалами скольжения. Нередко они более контрастно фиксируют контакты анальцимитсодержащих базанитов с вмещающей пирокластикой трахибазальтов и андезитов. Углы падения тектонических структур достаточно крутые ($65^\circ-75^\circ$) и субсогласны с наиболее крупной

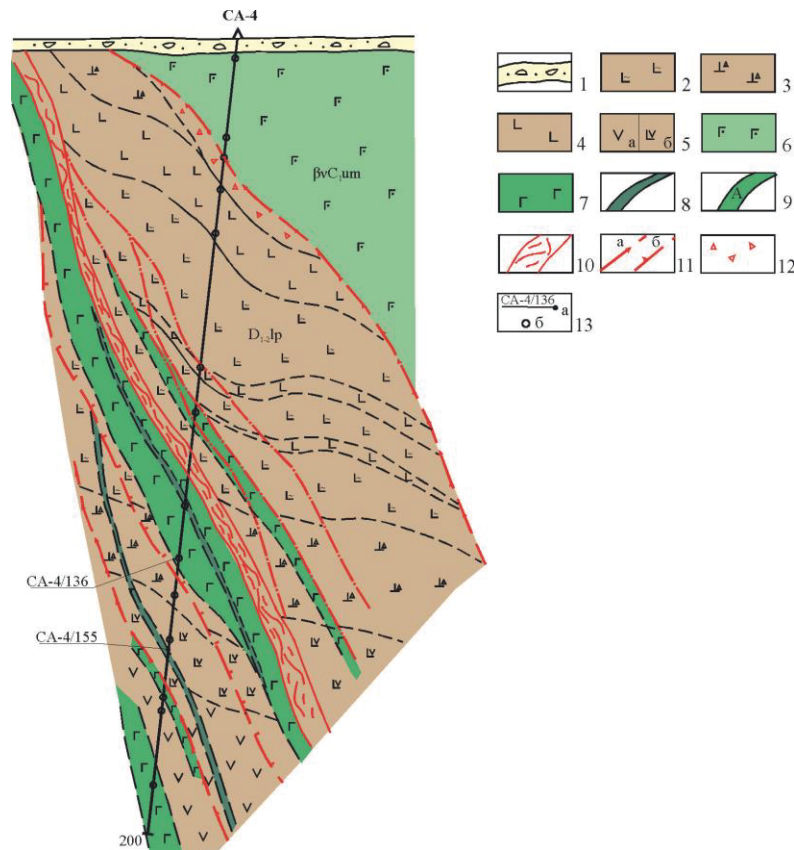


Рисунок 2. Геологический разрез по скв. 4 (СА-4), переинтерпретация материалов Ю. В. Гусарова, 2000, ПУГП ОАО «Аэрогеофизика»: 1 – рыхлые отложения; 2–6 – вулканогенные породы лопсийской толщи (D_{1-2}): 2 – кластолавы базальтов, 3 – разнообломочные туфы, 4 – базальты, 5 – андезиты (а), андезитобазальты (б), 6 – долериты, габбродолериты устьманьинского комплекса (C_{1um}); 7–9: актыльский P-T? комплекс: 7 – базаниты, 8 – анальцимовые базаниты, 9 – анальцимиты; 10 – зона дезинтеграции и расщепления: Сосьвинско-Люльинский разлом; 11 – маломощная зона брекчирования (а), зона с зеркалом скольжения (б); 12 – брекчии, туфобрекчии; 13 – места отбора проб (а) и шлифов (б)

Figure 2. Geological section of well 4 (SA-4), reinterpretation of materials by Yu. V. Gusarov, 2000, PUGP JSC “Aerogeofizika”: 1 – loose sediments; 2–6 – volcanic rocks of the Lopsiyskaya sequence (D_{1-2}): 2 – basalt clastolaves, 3 – heteroclastic tuffs, 4 – basalts, 5 – andesites (a), basaltic andesites (b), 6 – dolerites, gabbro-dolerites of the Ust-Maninsky complex (C_{1um}); 7–9: Akhtyl'sky P-T? complex: 7 – basanites, 8 – analcime basanites, 9 – analcimites; 10 – disintegration and shear zone: Sosvinsky-Lyulinsky fault; 11 – thin breccia zone (a), zone with a slickenside (b); 12 – breccias, tuff breccias; 13 – sampling sites (a) and thin sections (b)

зоной Сосьвинско-Люльинского дизъюнктива. Вмещающие кластолавы и разнообломочные туфы, судя по редким замерам флюидальности, имеют более пологие (от 45° до 20°) по падению элементы залегания по отношению к секущим телам базанитов-анальцимитов.

Анальцимит – светло-серая с коричневатым оттенком вулканическая порода экструзивной фации глубинности, состоящая из фенокristов анальцима с включениями оливина, пироксена и лепидокрокита, погруженными в тонкозернистый базис, представленный ортоклазом и анальцимом с вкраплениями граната, апатита, титанита и пылевидной сыпью рудного минерала. Вкрапленники анальцима и пироксена имеют призматическую форму и размеры менее 1 мм (рис. 3).

Анальцимит. Дифрактометрическое изучение фазового состава анальцимита (рис. 4) показало, что в его составе присутствуют следующие минералы, %: анальцим (39,7), диопсид (25,2), ортоклаз (17,3), форстерит (15,4) и, предположительно, лепидокрокит (2,4).

Основной минерал породы представлен анальцимом, который слагает в плоском сечении шлифа призматические и изометричные порфиоровые вкрапленники

(рис. 3, а, б). Вместе с этим анальцим входит в состав микрита, где его зерна не имеют собственного ограничения. Форма их варьирует от изометричной до удлиненной с остроугольными выступами. На отдельных участках они сростаются друг с другом и образуют причудливые выделения. В призматических сечениях некоторые из них имеют скелетное строение, когда в центральных частях присутствуют полости, содержащие тонкопризматический агрегат. При определении состава этих обособлений было установлено, что он сложен форстеритом.

Изучение особенностей химического состава анальцима на электронном сканирующем микроскопе с энерго-дисперсионной приставкой показало высокую чистоту минерала (табл. 1). Колебания содержаний видообразующих элементов находятся в следующих пределах, мас. %: Na_2O 13,15–13,58/13,37, Al_2O_3 21,70–23,90/23,42, SiO_2 54,45–56,55/55,00.

Минимальные колебания испытывает содержание натрия, но его количество на 0,04–0,07 формульной единицы (ф. е.) отличается от стехиометрического. Вариации содержаний алюминия и кремния достигают более 2 мас. %, и их суммарное количество в тетраэдрах карка-

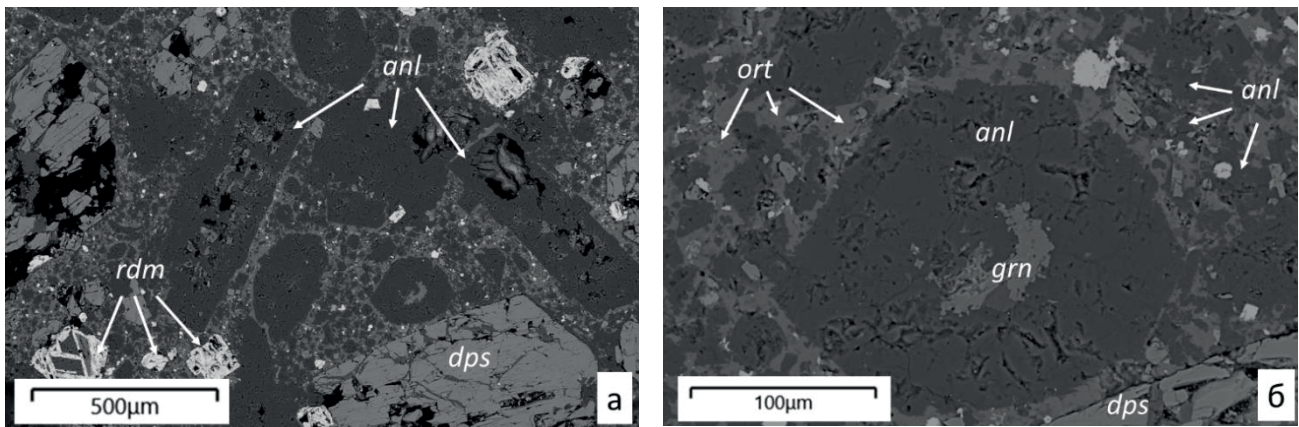


Рисунок 3. Морфология выделений анальцима в анальцимите: а – крупные фенокристаллы анальцима (anl), диопсида (dps) и рудного минерала (rdm) с полостями и без них; б – строение матрикса, сложенного ортоклазом (ort), более мелкими зернами анальцима и включением граната (grn) в полости базальной грани. BSE-изображение

Figure 3. Morphology of analcime segregations in analcimite: a – large phenocrysts of analcime (anl), diopside (dps) and ore mineral (rdm) with and without cavities; б – structure of the matrix composed of orthoclase (ort), smaller grains of analcime and inclusion of garnet (grn) in cavities of the basal face. BSE image

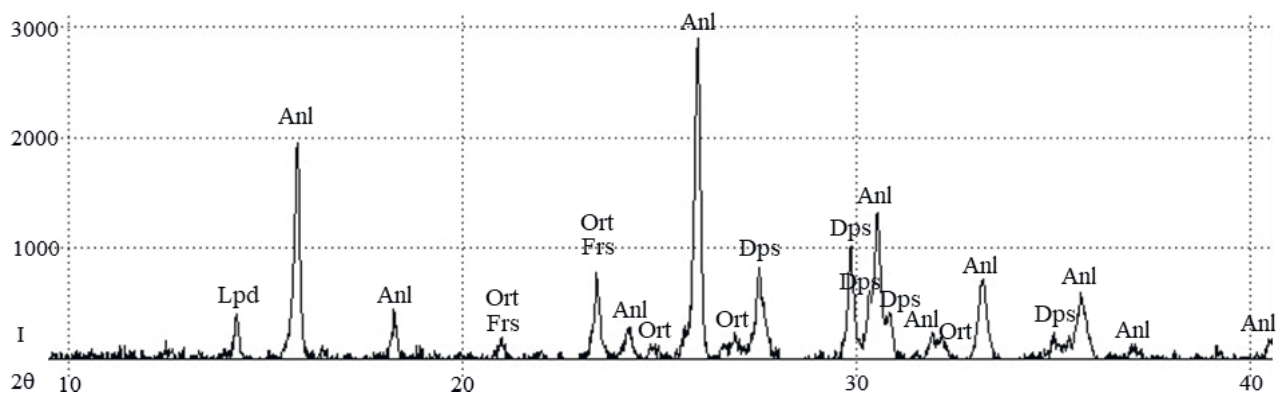


Рисунок 4. Диаграмма фазового состава анальцимита: Anl – анальцим, Dps – диопсид, Ort – ортоклаз, Frs – форстерит, Lpd – лепидокрокит

Figure 4. Phase composition diagram of analcimite: Anl – analcime, Dps – diopside, Ort – orthoclase, Frs – forsterite, Lpd – lepidocrocite

са превышает стехиометрическое на 0,01–0,02 ф. е., компенсируя недостаток натрия. Наряду с этим в некоторых случаях в составе появляются примеси других элементов, мас. %: CaO до 1,44, MgO до 0,8, FeO до 3,69, вызванные механическими примесями сопутствующих минералов.

Второй минерал порфировых вкрапленников анальцимита представлен диопсидом. В отличие от фенокристов анальцима у диопсида они раздроблены, сохраняя при этом исходные контуры кристалла (рис. 5, а). Похоже, что они были разрушены внутренними напряжениями при резком падении температуры при формировании породы. Крупные индивиды содержат остроугольные полости выкрашивания и нередко контактируют с наиболее крупными скелетными кристаллами рудного минерала. Часть трещин в диопсиде заполняет анальцим матрикса.

В химическом отношении состав диопсида неравновесный в катионной и анионной части (табл. 2). В составе наряду с видообразующими элементами присутствует постоянная примесь глинозема, которая дополняет нехватку кремния в тетраэдрах и входит частично в катионные полиэдры. В некоторые индивиды диопсида входят

натрий и титан. Большинство элементов, входящих в состав диопсида, испытывают заметные колебания, мас. %: CaO 20,73–23,55/22,80; MgO 13,36–15,53/14,32; FeO 6,81–8,32/7,41; Al_2O_3 4,02–6,72/5,46; SiO_2 47,58–51,21/49,43; TiO_2 0,67–1,04/0,81; Na_2O 0,52–1,52/1,02.

Колебания значений кальция в эмпирической формуле минерала показывают, что выше 0,84 ф. е. – граничное значение с авгитом, минерал отвечает диопсиду, ниже – авгиту [13]. Граница диопсида с салитом соответствует содержанию магния 0,80 ф. е., по этому показателю большинство проб в табл. 2 представлено салитом. По содержанию алюминия в тетраэдрической позиции 0,24 ф. е. приближает некоторые анализы к фассаиту. Натрий, встреченный в двух пробах, не позволяет относить его к пироксену, так как при этом нарушается баланс валентностей. Вследствие этого примесь натрия является механической. Таким образом, состав пироксена в анальцимите непостоянен и варьирует от салита до диопсида, переходя местами в авгит и приближается в отдельных случаях к фассаиту.

Оливин был выявлен в виде призматических микрокристаллов, образующих пористый агрегат на кавер-

Таблица 1. Химический состав фенокристаллов анальцима, мас. %
Table 1. Chemical composition of analcime phenocrysts, wt. %

Оксиды	Номера анализов								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na ₂ O	13,44	13,18	13,15	13,33	13,27	13,58	13,54	13,24	13,58
Al ₂ O ₃	23,90	24,05	23,48	23,65	23,89	23,57	21,70	22,85	23,71
SiO ₂	54,45	54,56	55,16	54,81	54,63	54,64	56,55	55,70	54,50
H ₂ O	8,21	8,21	8,21	8,21	8,21	8,21	8,21	8,21	8,21
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
	1 – Na _{0,95} [Al _{1,03} Si _{1,99} O ₁₀] · H ₂ O					2 – Na _{0,94} [Al _{1,03} Si _{1,99} O ₁₀] · H ₂ O			
	3 – Na _{0,93} [Al _{1,01} Si _{2,01} O ₁₀] · H ₂ O					4 – Na _{0,94} [Al _{1,02} Si _{2,00} O ₁₀] · H ₂ O			
	5 – Na _{0,94} [Al _{1,03} Si _{1,99} O ₁₀] · H ₂ O					6 – Na _{0,96} [Al _{1,02} Si _{2,00} O ₁₀] · H ₂ O			
	7 – Na _{0,96} [Al _{0,93} Si _{2,06} O ₁₀] · H ₂ O					8 – Na _{0,94} [Al _{0,98} Si _{2,03} O ₁₀] · H ₂ O			

Примечание: вода определена по стехиометрии.
 Note: water is determined by stoichiometry.

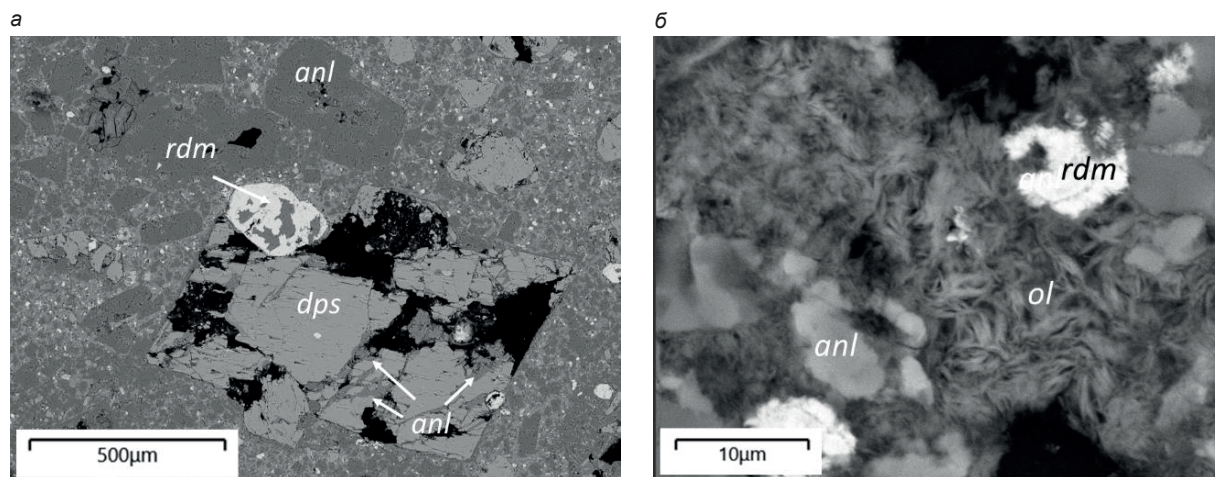


Рисунок 5. Особенности строения анальцимита: а – крупный идиоморфный фенокристалл диопсида (dps), раздробленный с большим количеством полостей и трещинами, залеченными анальцимом (anl); б – тонкопризматический агрегат кристаллов оливина (ol) с рудным минералом (rdm) в полости скелетного кристалла анальцима (anl). BSE-изображение

Figure 5. Structural features of analcime: а – large idiomorphic phenocryst of diopside (dps) crushed with a large number of cavities and cracks healed by analcime (anl); б – fine prismatic aggregate of olivine crystals (ol) with an ore mineral (rdm) in a cavity of a skeletal crystal of analcime (anl). BSE image

нозные призматические грани скелетных фенокристаллов анальцима (рис. 5, б). Размер выделения составляет 50 × 20 мкм. Длина отдельных индивидов достигает 4 × 1 мкм. Вместе с оливином встречаются пластинчатые выделения рудного минерала, установленного в матриксе.

В химическом составе оливина (табл. 3) были выявлены следующие химические элементы, мас. %: CaO 0,59–0,93/0,76, MgO 29,51–31,72/30,78, FeO 5,94–10,72/7,17, MnO 0,69–1,05/0,88 (7), Al₂O₃ 18,44–19,99/19,42, Cr₂O₃ 0,55–2,44/1,32 (5), SiO₂ 38,02–41,59/40,28.

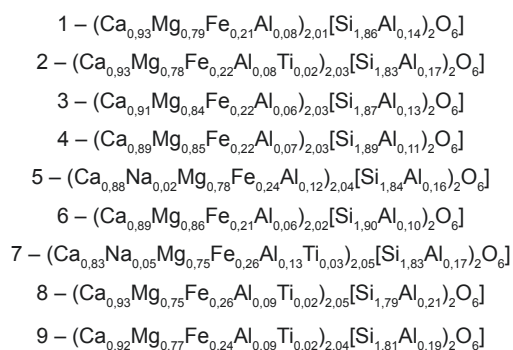
Состав оливина в целом достаточно необычен. Это связано главным образом с необычайно высоким содержанием алюминия, который входит в тетраэдрические позиции, дополняя недостаток кремния, количество его варьирует от 0,02 до 0,08 ф. е. в эмпирической формуле. Необычайно много алюминия в катионной части, где он превышает содержание железа в 2–4 раза и количество его составляет 0,46–0,52 ф. е. Колебание форстеритового минала в оливине составляет 58,9–61,8/60,9 %. Максималь-

ное содержание алюминия в оливине составляет 9,95 % Al₂O₃ и характерно для поздних генераций пород щелочного, основного состава [14]. В нашем случае количество гипотетического алюминиевого минала составляет 25,0–29,5/28,2 %. Содержание фаялитового минала достаточно низкое для основных пород и составляет 6,7–12,2/8,0 %. Примеси миналов кальциоливина и тефроита чуть более 1 %. Почти в 60 % проб встречается хром 0,01–0,05 ф. е., который может быть связан с механической примесью.

Рудный минерал представлен в анальцимите в виде порфириовидных вкрапленников скелетных пластинчатых кристаллов (рис. 6, а, б), которые в породе нередко приурочены к диопсиду. Форма их близка к прямоугольной, иногда почти квадратной, реже трапецевидной. Размеры их колеблются в диапазоне 0,10–0,15 мм, иногда немного меньше. Их внутреннее строение показывает, что они представляют собой сросток четырех или более индивидов, каждый из которых имеет свою полость между ребрами скелета (рис. 6, а, б). Полости обычно заполнены анальцимом, реже в них присутствует

Таблица 2. Химический состав фенокристов диопсида, мас. %
Table 2. Chemical composition of diopside phenocrysts, wt. %

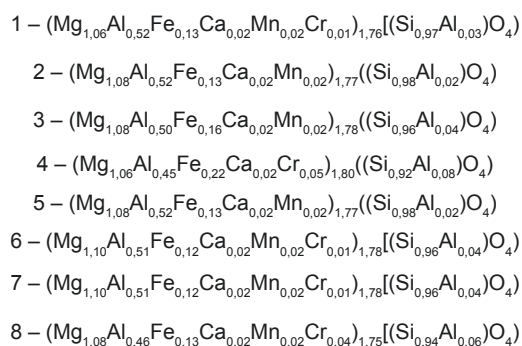
Оксиды	Номера анализов								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na ₂ O	–	–	–	–	0,52	–	1,52	–	–
CaO	23,54	23,55	23,08	22,77	22,22	22,73	20,73	23,29	23,25
MgO	14,22	14,01	15,12	15,36	14,01	15,53	13,36	13,44	13,80
FeO	6,92	6,90	7,09	6,99	7,78	6,81	8,32	8,26	7,60
Al ₂ O ₃	5,16	5,61	4,41	4,02	6,42	3,72	6,71	6,72	6,37
SiO ₂	50,16	49,12	50,30	50,86	49,05	51,21	48,32	47,58	48,31
TiO ₂	–	0,81	–	–	–	–	1,04	0,71	0,67
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00



Примечание: здесь и далее содержание элемента находится ниже пределов обнаружения прибора.
 Note: here and further the element content is below the detection limits of the device.

Таблица 3. Химический состав форстерита, мас. %
Table 3. Chemical composition of forsterite, wt. %

Оксиды	Номера анализов							
	1	2	3	4	5	6	7	8
CaO	0,86	0,88	0,82	0,74	0,64	0,59	0,62	0,93
MgO	30,10	31,72	30,51	29,51	30,97	31,46	30,78	31,16
FeO	6,52	6,32	7,85	10,72	6,37	5,94	6,93	6,69
MnO	1,00	0,75	0,90	–	1,05	0,99	0,69	0,81
Al ₂ O ₃	19,88	19,99	19,46	18,57	19,38	19,76	19,85	18,44
Cr ₂ O ₃	0,61	–	–	2,44	0,00	0,55	0,82	2,20
SiO ₂	41,03	40,34	40,46	38,02	41,59	40,71	40,31	39,77
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00



гранат. В некоторых случаях внутри полостей или у границы с ребром просматривается тонкопластинчатое строение, свидетельствующее о спайности или отдельности в минерале.

При определении фазового состава анализимита на рентгеновском дифрактометре было установлено, что рудный минерал представлен лепидокрокитом. Изуче-

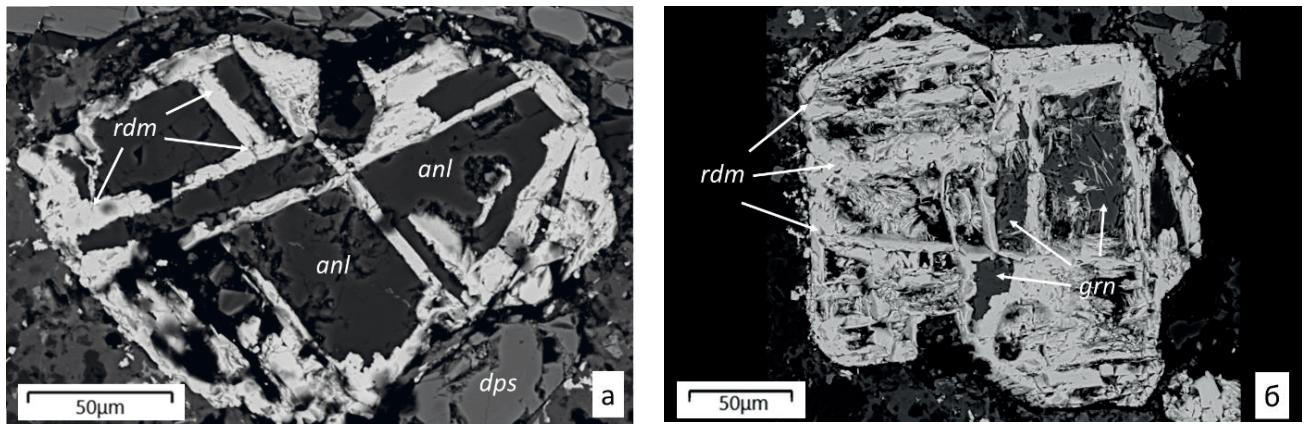


Рисунок 6. Форма скелетных, комбинированных кристаллов гематита (белое): а – прямоугольные полости заполнены анальцимом (anl); б – полости заполнены гранатом (grn). BSE-изображение

Figure 6. Form of skeletal, combined crystals of hematite (white): а – rectangular cavities filled with analcime (anl); б – cavities filled with garnet (grn). BSE image

**Таблица 4. Химический состав лепидокрокита, мас. %
Table 4. Chemical composition of lepidocrocite, wt. %**

Оксиды	Номера анализов								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
MgO	2,07	0,00	1,47	1,67	–	–	3,48	1,20	1,44
Fe ₂ O ₃	80,32	82,80	79,80	79,97	87,41	86,19	68,61	81,28	80,85
Al ₂ O ₃	2,23	2,52	1,42	1,75	–	1,45	–	2,06	1,51
SiO ₂	3,97	–	–	–	–	0,70	–	–	0,81
TiO ₂	0,78	3,64	6,83	6,13	2,40	1,32	14,74	4,98	4,91
H ₂ O*	10,63	10,43	10,48	10,48	10,19	10,34	10,69	10,48	10,48
Сумма	100,00	99,39	100,00	100,00	100,00	100,00	97,52	100,00	100,00
	$(\text{Fe}_{0,85}\text{Si}_{0,06}\text{Al}_{0,04}\text{Mg}_{0,04}\text{Ti}_{0,01})\text{O}(\text{OH})$ $(\text{Fe}_{0,90}\text{Al}_{0,04}\text{Ti}_{0,04}\text{V}_{0,01})_{0,99}\text{O}(\text{OH})$ $(\text{Fe}_{0,86}\text{Ti}_{0,07}\text{Al}_{0,03}\text{Mg}_{0,03})_{0,99}\text{O}(\text{OH})$ $(\text{Fe}_{0,86}\text{Ti}_{0,07}\text{Al}_{0,03}\text{Mg}_{0,03})_{0,99}\text{O}(\text{OH})$ $(\text{Fe}_{0,96}\text{Ti}_{0,03})_{0,99}\text{O}(\text{OH})$ $(\text{Fe}_{0,94}\text{Al}_{0,03}\text{Ti}_{0,01}\text{Si}_{0,01})_{0,99}\text{O}(\text{OH})$ $(\text{Fe}_{0,72}\text{Ti}_{0,16}\text{Mg}_{0,07}\text{Mn}_{0,02}\text{V}_{0,01})_{0,98}\text{O}(\text{OH})$ $(\text{Fe}_{0,88}\text{Ti}_{0,05}\text{Al}_{0,04}\text{Mg}_{0,02})_{0,99}\text{O}(\text{OH})$ $(\text{Fe}_{0,87}\text{Ti}_{0,05}\text{Al}_{0,03}\text{Mg}_{0,03}\text{Si}_{0,01})_{0,99}\text{O}(\text{OH})$								

Примечание: *вода определена по стехиометрии; в пробе 2: V₂O₃ – 0,61 мас. %, в пробе 7: MnO – 1,41 и V₂O₃ – 1,07 мас.%.
Note: *water is determined by stoichiometry; in sample 2: V₂O₃ – 0,61 wt.%, in sample 7: MnO – 1.41 and V₂O₃ – 1.07 wt.%.

ние химического состава минерала (табл. 4) показало в нем присутствие следующих видообразующих и примесных элементов, мас. %: Fe₂O₃ 68,61–87,41/80,80, Al₂O₃ 1,42–2,52/1,85 (7), TiO₂ 0,78–14,74/5,08, MgO 1,20–3,48/1,62 (6), SiO₂ 0,70–3,97/1,83 (3). В единичных случаях присутствуют V₂O₃ 0,61–1,07 и MnO 1,41.

Рассматривая полученный состав лепидокрокита и сопоставляя его с известными данными, можно предпо-

ложить следующее: постоянная примесь титана с такими высокими содержаниями для лепидокрокита не характерна. Данные о гидроксидах и оксигидратах титана, по данным базы Минкрисст [15], в настоящее время неизвестны. К тому же отсутствуют данные о примеси титана в лепидокроките. Логичнее было предположить, что при формировании породы первоначально образовался гематит, который на постмагматическом этапе заместился лепидокрокитом.

Таблица 5. Химический состав граната, мас. %
Table 5. Chemical composition of garnet, wt. %

Оксиды	Номера анализов				
	1	2	3*	4	5
CaO	24,68	23,85	23,45	23,97	24,13
MgO	3,93	3,69	3,59	4,30	3,85
FeO	5,71	5,24	4,87	3,59	5,68
MnO	–	0,80	0,58	–	0,71
Al ₂ O ₃	26,44	26,29	26,62	27,32	25,19
SiO ₂	39,24	40,13	40,15	40,82	40,44
Сумма	100,00	100,00	99,26	100,00	100,00

$$(Ca_{1,96}Mg_{0,43}Fe_{0,35}Al_{0,20}Mn_{0,24}Al_{2,00}(Si_{2,90}Al_{0,10})_{3,00}O_{12})$$

$$(Ca_{1,88}Mg_{0,41}Fe_{0,32}Al_{0,24}Mn_{0,05}Al_{2,00}(Si_{2,96}Al_{0,04})_{3,00}O_{12})$$

$$(Ca_{1,85}Mg_{0,39}Fe_{0,30}Al_{0,26}Mn_{0,04}Cr_{0,04}Al_{2,00}(Si_{2,95}Al_{0,05})_{3,00}O_{12})$$

$$(Ca_{1,87}Mg_{0,47}Fe_{0,22}Al_{0,31}Mn_{0,28}Al_{2,00}(Si_{2,97}Al_{0,03})_{3,00}O_{12})$$

$$(Ca_{1,91}Mg_{0,42}Fe_{0,35}Al_{0,18}Mn_{0,04}Al_{2,00}(Si_{2,99}Al_{0,01})_{3,00}O_{12})$$

Примечание: *Cr₂O₃ – 0,74 мас. %.

Note: *Cr₂O₃ – 0.74 wt. %.

Таблица 6. Химический состав ортоклаза, мас. %
Table 6. Chemical composition of orthoclase, wt. %

Оксиды	Номера анализов							
	1	2	3	4	5	6	7	8
K ₂ O	14,20	15,76	13,14	12,63	14,95	15,60	15,79	15,39
Na ₂ O	1,03	0,66	1,94	2,59	1,12	0,49	0,50	1,04
Al ₂ O ₃	19,27	19,18	19,82	19,58	19,12	19,25	19,30	19,09
SiO ₂	64,32	64,40	64,15	65,20	64,81	64,66	64,41	64,48
Сумма	98,82	100,00	99,05	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

$$1 - (K_{0,84}Na_{0,09}Fe_{0,02}Al_{0,01})_{0,96}[Al_{1,04}Si_{2,96}O_8]$$

$$2 - (K_{0,93}Na_{0,06}Al_{0,01})_{1,00}[Al_{1,03}Si_{2,97}O_8]$$

$$3 - (K_{0,77}Na_{0,17}Ca_{0,05}Al_{0,01})_{1,00}[Al_{1,06}Si_{2,94}O_8]$$

$$4 - (K_{0,73}Na_{0,23}Al_{0,02})_{0,98}[Al_{1,03}Si_{2,97}O_8]$$

$$5 - (K_{0,88}Na_{0,10}Al_{0,02})_{1,00}[Al_{1,02}Si_{2,98}O_8]$$

$$6 - (K_{0,92}Na_{0,04}Al_{0,02})_{0,98}[Al_{1,02}Si_{2,98}O_8]$$

$$7 - (K_{0,93}Na_{0,04}Al_{0,02})_{0,99}[Al_{1,03}Si_{2,97}O_8]$$

$$8 - (K_{0,91}Na_{0,09}Al_{0,01})_{1,01}[Al_{1,03}Si_{2,97}O_8]$$

Примечание: присутствует в пробах: 1 – Fe₂O₃ 1,18; 3 – CaO 0,95.

Note: present in samples: 1 – Fe₂O₃ 1.18; 3 – CaO 0.95.

Второй минерал, росший в кавернозных гранях скелетных фенокристаллов анальцима и рудного минерала, представлен **гранатом**. Его форма выделения подчиняется морфологии пустот минерала хозяина. Она бывает прямоугольной, остроугольной, серповидной. Размеры в рудном минерале меньше 15 × 8 мкм, в анальциме больше 71 × 17 мкм.

В составе граната (табл. 5) обнаружены следующие видообразующие элементы, мас. %: CaO 23,45–24,68/24,02, MgO 3,59–4,30/3,87, FeO 3,59–5,71/5,02, MnO 0,58–0,80/0,70 (3), Al₂O₃ 25,19–26,62/26,37, SiO₂ 39,24–40,82/40,16.

Необычность состава граната заключается в очень высоком содержании алюминия. В его эмпирических формулах алюминий входит в тетраэдрические позиции,

где дополняет кремний до стехиметрического состава. Его количество колеблется от 0,01 до 0,10 ф. е., он также полностью заполняет октаэдрическую позицию в структуре и дополняет недостаток двухвалентных катионов. При пересчете состава на миналы получаем четырехкомпонентный состав. Преобладающий минал представлен гроссуляром, его содержание составляет (в ат. %) 64,2–66,7/65,4, пиропового минала – 13,5–16,3/14,6, альмандинового – 7,7–12,1/10,7. Количество минала гипотетического алюминиевого граната с формулой $Al_4[SiO_4]_3$ – 6,1–10,8/8,2. Содержание спессартинового и уваровитового миналов менее 1,5 ат. %. Максимальное количество алюминия в гроссуляре, которое было установлено ранее, составляет 23,21 мас. % [16]. Нахождения гроссуляров в субвулканических породах ранее не установлено.

В матриксе преобладающие минералы представлены ортоклазом и анальцимом. Ортоклаз служит основой, в которую погружены зерна анальцима разной конфигурации и размеров. Соотношение между ними меняется на отдельных участках по преобладанию того или иного минерала. В химическом составе ортоклаза (табл. 6) выявлено присутствие следующих химических элементов, мас. %: K_2O 12,63–15,79/14,68, Na_2O 0,49–1,94/1,17, Al_2O_3 19,09–19,82/19,33, SiO_2 64,15–65,20/64,55. В единичных случаях присутствуют CaO 0,95, Fe_2O_3 1,18.

Исходя из изучения эмпирических формул ортоклаза, можно видеть, что в его составе не хватает кремния 0,02–0,06 ф. е., суммы щелочных катионов калия и натрия от 0,01 до 0,07 и присутствует избыток алюминия

0,04–0,07 ф. е. Содержание альбитового минала в ортоклазе варьирует от 4 до 23 %. В единичных случаях встречается примесь анортитового минала 5 % и окисного железа 1,18 мас. %.

Титанит встречается в виде слегка удлинённых или клиновидных зерен в матриксе. Размер отдельных зерен достигает 17×7 мкм.

В химическом составе титанита установлены следующие химические элементы, мас. %: CaO 27,69–29,36/28,29, MgO 0,57–1,36/0,97 (2), Fe_2O_3 1,51–2,01/1,79 (3), Al_2O_3 7,33–9,21/7,88, V_2O_5 0,94–1,97/1,64, SiO_2 31,26–31,70/31,48, TiO_2 23,87–26,89/25,76, F 2,34–4,31/3,00. Для минерала с максимальным содержанием фтора была рассчитана эмпирическая формула $Ca_{0,97}(Ti_{0,62}Al_{0,35}V_{0,02}Si_{0,01})_{0,99}[SiO_4](O_{0,56}F_{0,44})_{1,00}$.

Сравнивая состав минерала с титанитами, приведенными в других литературных источниках [17], можно обозначить следующие типоморфные особенности: обладает повышенным содержанием MgO почти в три раза, Al_2O_3 и F на 1,0–3,0 мас. %, постоянной примесью V_2O_5 более 1,0 мас. %.

Апатит образует мелкие изометричные выделения в рудном минерале, размер которых не превышает 5–6 мкм. В матриксе встречаются более крупные полигональные зерна размером $0,16 \times 0,10$ мм.

Более крупные зерна соответствуют фторапатиту с небольшой примесью железа. Химический состав минерала, мас. %: CaO 54,44, FeO 0,66, P_2O_5 41,81, F 2,52, H_2O^+ 0,57. Эмпирическая формула $(Ca_{4,95}Fe_{0,05})_5(PO_4)_3(F_{0,68}OH_{0,32})$.

Таблица 7. Содержание петрогенных оксидов, мас. %
Table 7. Content of petrogenic oxides, wt. %

Оксиды*	Номер пробы						
	E-7	E-10	CA-5/22,5	CA-4/155	CA-4/136	C	20K86
	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	47,23	48,00	48,64	50,37	45,66	51,31	52,31
TiO_2	1,10	1,63	1,39	0,54	0,66	0,96	1,08
Al_2O_3	8,55	16,28	14,28	16,61	14,44	17,23	16,60
$Fe_2O_3^{**}$	18,15	10,38	14,81	8,61	11,55	6,62	9,03
FeO	2,30	5,61	7,80	1,00	2,00	5,74	4,73
MnO	0,12	0,35	0,17	0,17	0,24	0,06	0,17
MgO	6,42	5,87	6,66	5,83	9,75	4,59	4,82
CaO	7,66	9,10	6,50	4,83	7,76	6,22	5,46
NaO	2,04	3,17	3,30	4,90	2,70	4,74	6,62
K_2O	0,49	0,29	0,19	2,60	0,60	2,22	0,56
P_2O_5	0,42	0,19	0,18	0,33	0,36	0,30	0,22
П.п.п.	7,33	0,16	3,90	5,00	5,70	n/o	3,22
Сумма	99,59	99,82	100,02	99,79	9,42	99,99	99,80

Примечание: *анализы выполнены в ЦП УрО РАН; **суммарное содержание $Fe_2O_3 + FeO$; 1 – базальт апсинской (C_1) толщи; 2–3 – габбро-долериты устьманьинского (C_1) комплекса; 4–5 – ахтыльский (P-T) комплекс: 4 – анальцимит, 5 – анальцимитовый базанит; 6 – абсорокит (средний состав) Восточно-Магнитогорской островной палеодуги D_3 fm [11]; 7 – муджирит люльинского комплекса D_2 [11], n/o – оксид не определялся.

Note: *analyses were performed in the Central Research Center of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences; **total content of $Fe_2O_3 + FeO$; 1 – basalt of the Apsinsky (C_1) sequence; 2–3 – gabbro-dolerites of the Ust-Man'insky (C_1) complex; 4–5 – Akhtylsky (P-T) complex: 4 – analcimite, 5 – analcimite basanite; 6 – absorokite (average composition) of the East Magnitogorsk island paleoarc D_3 fm [11], 7 – mudzhierite of the Lyul'insky complex D_2 [11], n/a – oxide was not determined.

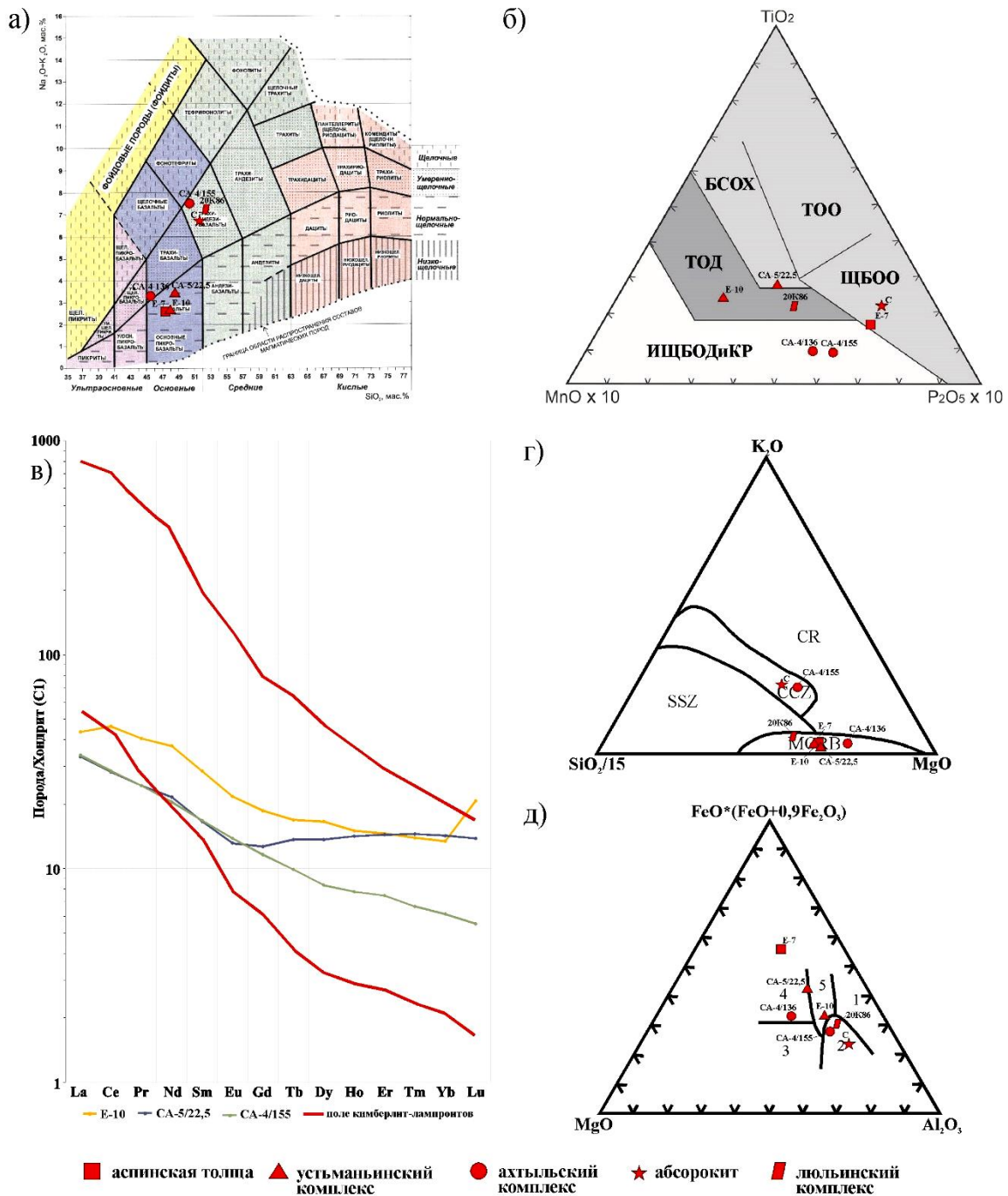


Рисунок 7. Классификационные диаграммы пород акхтыльского комплекса: а – TAS-диаграмма; б – диаграмма $MnO-TiO_2-P_2O_5$ [19]; поля составов: ИЩБОДиКР – известково-щелочные базальты островных дуг и континентальных рифтов, ТОД – толеиты островных дуг, БСОХ – базальты срединно-океанических хребтов, ТОО – толеиты океанических островов, ЩБОО – щелочные базальты океанических островов; в – хондрит-нормализованные спектры РЗЭ для пород акхтыльского комплекса; г – тройная дискриминационная диаграмма для вулканитов с использованием $K_2O, SiO_2/15, MgO$ [20]; поля составов вулканитов: CR – континентальных рифтов, ССЗ – областей межконтинентальной коллизии, MORB – срединно-океанических хребтов, SSZ – зон субдукции; д – тройная дискриминационная диаграмма для пород базальтового и андезитового состава $Mg-FeO^*(FeO + 0,9 Fe_2O_3)-Al_2O_3$ [21]; поля составов базальтов: 1 – надспрединговых островов, 2 – островных дуг, 3 – срединно-океанических хребтов, 4 – океанических островов, 5 – континентальных

Figure 7. Classification diagrams of the rocks of the Akhtyl complex: а – TAS diagram; б – $MnO-TiO_2-P_2O_5$ diagram [19]; composition fields: ИЩБОДиКР – calc-alkaline basalts of island arcs and continental rifts, ТОД – island arc tholeiites, БСОХ – mid-ocean ridge basalts, ТОО – oceanic island tholeiites, ЩБОО – oceanic island alkali basalts; в – chondrite-normalized REE spectra for the rocks of the Akhtyl complex; г – triple discrimination diagram for volcanics using $K_2O, SiO_2/15, MgO$ [20]; fields of volcanic compositions: CR – continental rifts, ССЗ – intercontinental collision zones, MORB – mid-ocean ridges, SSZ – subduction zones; д – triple discrimination diagram for rocks of basaltic and andesitic composition $Mg-FeO^*(FeO + 0.9 Fe_2O_3)-Al_2O_3$ [21]; fields of basalt compositions: 1 – supra-spreading islands, 2 – island arcs, 3 – mid-ocean ridges, 4 – oceanic islands, 5 – continental

В более мелких зернах состав усложняется и появляется дополнительно примесь SO_3 , среднее содержание которой близко к одному проценту. Кроме этого, в нем воз-

растает количество фтора, которое в одном зерне было выше формульной единицы, увеличивается количество механических примесей.

Для полной характеристики пород комплекса следует сказать несколько слов о базанитах, в том числе анальцимсодержащих. Это породы субвулканической фации глубинности, интрузирующие вулканогенный разрез лопсийской толщи, и нередко по зальбандам тектонизированы. Мощность отдельных тел варьирует от 0,5 до 12–13 м. Они залегают при восточном генерализованном падении под углами 75°–80°. Это породы темно-серого с зеленовато-розоватым (коричневатым) оттенком, массивные, мелкозернистые, скрытокристаллические, иногда гломеропорфироватые. В шлифах наблюдаются авгит (до 30 %), плагиоклаз (лабрадор до 40 %), оливин (от 5 до 35 %), анальцим, титанит, магнетит, иногда шпинель, апатит и вулканическое стекло(?). Порода характеризуется (табл. 7) пониженным содержанием кремнезема, оксида титана и повышенными концентрациями магнезии. По химическому составу, согласно TAS диаграмме (рис. 7), порода (СА-4/136) попадает в поле трахибазальтов (базанитов-тефритов), а на диаграмме (сумма щелочей – кремнезем) по Le Bas et al (1986) на границу базанитов-пикробазальтов-базальтов. Анальцимиты (СА-4/155) характеризуются низкими содержаниями оксида титана (табл. 7) и повышенными значениями щелочей, располагаясь на границе полей фонотефритов–трахиандезитоба-

зальтов [1], а по классификации Le Bas et al (1986) – в поле муджиеритов [18].

Обсуждение результатов

Установленные по геологическим признакам и картированию экструзивно-субвулканические магматические породы базанит-анальцимитового состава близки к умеренно-щелочному и щелочному петрохимическим подотрядам [1] основных пород с преобладанием натрия над калием (Na/K – 1,8) и при низком содержании оксида титана. Содержание окисного железа резко преобладает над закисным, что свидетельствует в пользу их приповерхностных субконтинентальных условий формирования. Этот вывод подтверждается и невысоким содержанием оксида марганца по отношению к титану и фосфору, что характеризует данную ассоциацию как близкую к толеитовым составам, в том числе континентальных (окраинно-континентальных) рифтов, либо к областям межконтинентальной коллизии и срединных океанических хребтов (K₂O – SiO₂/15 – MgO) (рис. 7). По соотношениям Nb/Y, Zr/Y, Ti/Y эти породы также близки к магматизму срединно-океанических либо окраинно-континентальных рифтовых зон [22]. Содержания ванадия и титана в вулканиках ахтыльского комплекса аналогичны таковым в базальтах океанических островов, в том числе подоб-

Таблица 8. Содержание микроэлементов, г/т
Table 8. Microelement content, g/t

Элемент	Проба			Элемент	Проба		
	Е-10; габбродолерит	СА-5/22,5; габбродолерит	СА-4/155; анальцимит		Е-10; габбродолерит	СА-5/22,5; габбродолерит	СА-4/155; анальцимит
Li	4,000	1,40	2,84	I	0,176	1,020	0,990
Be	0,530	0,40	0,43	Cs	0,029	0,060	0,410
P	10,000	687,83	1250,75	Ba	116,692	37,670	472,910
Sc	25,845	30,09	21,67	La	10,632	8,130	8,270
Ti	6971,699	6616,36	2489,30	Ce	29,376	17,940	18,150
V	232,795	250,43	258,96	Pr	3,897	2,340	2,350
Cr	224,721	36,13	40,19	Nd	17,632	10,210	9,670
Mn	2394,321	941,93	926,31	Sm	4,380	2,550	2,570
Co	39,060	23,71	20,52	Eu	1,255	0,760	0,800
Ni	108,019	23,49	11,77	Gd	3,795	2,580	2,360
Cu	18,956	18,58	27,87	Tb	0,631	0,510	0,370
Zn	74,883	56,84	31,47	Dy	4,198	3,470	2,120
Ga	9,410	6,38	13,48	Ho	0,850	0,800	0,440
Ge	13,644	6,62	5,28	Er	2,418	2,380	1,240
As	0,080	0,12	0,16	Tm	0,355	0,370	0,170
Rb	1,281	2,98	19,03	Yb	2,212	2,350	1,010
Sr	273,732	146,59	166,23	Lu	0,523	0,350	0,140
Y	27,492	24,36	12,90	Hf	–	2,170	0,730
Zr	145,837	80,11	22,31	Ta	–	0,140	0,100
Nb	2,663	1,35	1,08	W	–	0,140	0,160
Mo	0,501	0,55	0,28	Re	–	0,010	0,004
Ag	0,614	0,05	0,02	Hg	–	0,020	0,020
Cd	0,131	0,12	0,06	Tl	–	0,020	0,060
In	0,067	0,08	0,05	Pb	–	0,850	4,560
Sn	1,248	0,63	0,57	Bi	–	0,004	0,010
Sb	0,021	0,03	0,02	Th	–	0,470	1,000
Te	0,008	0,04	0,03	U	–	0,290	0,370

Примечание: *анализы выполнены в ЦП УРО РАН; привязку смотри в табл. 7.

Note: *analyses were performed in the Central Research Center of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences; see Table 7 for reference.

ных щелочно-базитовым ассоциациям типа гавайтов. При умеренном содержании $R\text{Э}3+Y$ (62,5 г/т) отмечается обогащение тяжелыми лантаноидами в анальцимитах ($La/Yb - 3,4$) по сравнению с габбродолеритами нижнего карбона ($La/Yb - 8,2$) устьманьинского комплекса. Тогда как в последнем общее содержание редкоземов и иттрия колеблется в пределах 78,7–109,0 г/т, что, видимо, вызвано условиями проницаемости и мощности коры. Соотношение рубидия и стронция на диаграмме Конди [23] составляет для габбродолеритов карбона менее 15 км, а для пород ахтыльского комплекса – 15–20 км. В целом рассмотрение концентрации микроэлементов и их соотношения в анальцимите показывает во многом их обособленность и отличие как от $K-Na$ абсорокитов Восточно-Мугаджарской палеодуги (D_3fm) и муджиеритов люльинского (D_{1-2}) комплекса [11], так и от габбродолеритов устьманьинского комплекса карбона (табл. 8).

В изученном анальцимите существует ряд специфических особенностей в строении породы и в химическом составе минералов, которые в иных условиях неизвестны. Порода имеет хорошо выраженное порфировое строение. В качестве порфировых вкрапленников в анальцимите присутствуют анальцим и рудный минерал, образующие скелетные фенокристаллы с полостями на недоразвитых гранях, в которых образуются оливин, гранат и фторопатит. Кроме этого, в порфировых вкрапленниках встречаем диопсид, кристаллы которого раздроблены в результате резкого падения температуры и давления. Вследствие этого в кристаллах возникает множество каверн, а мелкие трещины в оставшихся обломках заполнены анальцимом микрита. Последний состоит преимущественно из ортоклаза и анальцима с переменным соотношением обоих минералов на отдельных участках. Кроме этого, в нем присутствуют единичные зерна титанита и фторопатита.

Химический состав большинства минералов поражает высоким содержанием алюминия, не имеющим аналогов в других обстановках. В большинстве минералов алюминий входит в несколько позиций в их химической формуле: дополняет тетраэдрические, недонасыщенные кремнием, заполняет или дополняет октаэдрические и даже щелочные катионы. Все это указывает на неравновесные условия, когда при высокой температуре алюминий может оказаться в любом месте.

Выявлен форстерит, в котором четверть октаэдрических позиций занимает алюминий. В составе граната сложного поликомпонентного состава, в котором преобладает гроссуляровый минал, алюминий входит в позицию двухвалентных катионов и бывает на четвертой позиции после пиропового и альмандинового минала, а иногда и на третьей. Предполагается гипотетический чисто алюминиевый гранат – $Al_4[SiO_4]_3$, среднее содержание которого 8,2 ат. %. Присутствие пиропового минала в среднем составляет 14,6 ат. %. Удивителен и состав титанита, у которого чуть более трети алюминия в позиции титана, но кроме этого он высокофтористый, и ему не хватает 0,07 ф. е. для выделения фтортитанита.

По своим петрографическим и петрохимическим параметрам породы ахтыльского базанит-анальцимитового комплекса близки к составу основных щелочных и субщелочных вулканитов натриевого ряда [1], формиру-

вание которых, по-видимому, вызвано постколлизийными рифтогенными процессами, протекавшими в окраинно-континентальных обстановках. Пермско-триасовый возраст пород принят на основании интродуирования ими карбоновых осадков, включая угленосные отложения отдельных мульд Сосьвинско-Салехардского бассейна, где на основании $U-Pb$ анализа цирконов нами были получены изотопные значения возраста $254,9 \pm 5,4$ млн лет СКВО-0,017 из кали-натриевых базальтоидов, близких к анальцимовым базанитам ахтыльского комплекса. Кроме того, данные магматические процессы отчетливо коррелируются с рифтогенезом Урало-Сибирского сегмента Евразии [24] и проявлением мощнейшего траппоидного магматизма в фундаменте Западно-Сибирской платформы, в том числе перекликаясь с составами умереннокальциевых шошонитов, вскрытых Уренгойской скважиной № 414-10А [25].

Анализ геологического строения области развития вулканитов ахтыльского комплекса показал приуроченность магматитов к крупному субмеридиональному тектоническому нарушению (Сосьвинско-Люльинский разлом), относимому к одному из швов, фиксирующих область сопряжения Уральской аккреционно-складчатой системы и Западно-Сибирской плиты. Резонансный тип рифтогенеза [26] обусловил определенные связи данной структуры с геодинамическими процессами растяжения в пределах основания Западно-Сибирской плиты, вызванными влиянием Сибирского суперплюма [27]. Процессы рифтогенеза сопровождалась активным триасовым магматизмом, зародившимся еще в пермский этап постколлизийной стабилизации. Однако эти процессы растяжения не привели к образованию океанической структуры [28]. Вместе с этими процессами растяжения и магматизма, распространявшимися по системе линеаментов, была захвачена и периферическая область Уральского орогена в виде резонансного рифтогенеза [26] с внедрением малых интрузий и даек щелочно-базит-ультрабазитового (Северо-Уральский сегмент) и кислого (Южно-Уральский сегмент) составов.

Важным аспектом проводимых исследований кроме вопросов минералого-петрографического направления является выяснение геологического положения возраста известной цеолитовой минерализации (Ятринского) Северо-Сосьвинского района ХМАО [16]. Это обнаруженное в 1976 г. В. А. Нефедовым по р. Бол. Люля Мысовское месторождение, а в 1990 г. – В. Н. Кошевым Люльинское проявление [6], локализованные в горизонтах тонкой (пепловой) пирокластик среди вулканитов трахиандезитового и трахидацитового состава лопсийской толщи нижнего-среднего девона. Наряду с тонкообломочными (пепловыми) туфами цеолитовая минерализация клиноптилолит-анальцимового с монтмориллонитом составов также характерна и для некоторых пластов гравийно-песчаных туфов среднего девона, в которых полезное ископаемое представлено анальцимом и вермикулитом? [6]. Отмечено, что среди вмещающих туфов установлены «...зоны, сложенные зелеными или зеленовато-желтыми глинами, относимыми к щелочноземельным бентонитам. Последние залегают среди вулканитов в виде субвертикальных образований преимущественно северо-восточ-

ного простираения». И как полагают авторы [6], субвертикальные тела монтмориллонитовых глин и пластообразные тела цеолитов среди вулканогенно-осадочных образований Люльинского рудопроявления являются результатом одного и того же процесса и тесно связаны генетически и пространственно. Этот важнейший вывод также свидетельствует о постдевонском возрасте цеолитовой минерализации. Еще одним возрастным уровнем является цеолитонность в цементе песчаников (до 20 %) триасового возраста, установленная на р. Нядояха в пределах Щучьинского блока Полярного Урала [29]. Все эти прямые геологические наблюдения, наряду с изотопной диагностикой, достаточно убедительно свидетельствуют о посткарбонном, вероятно, пермско-триасовом, а возможно, и триас-юрском возрасте цеолитового оруденения, источником которого послужили, по-видимому, гидротермы, сопровождавшие внедрение базанит-анальцимитового магматизма ахтыльского комплекса и его аналогов в пределах Урала.

Заключение

Впервые в пределах южной части Северо-Сосьвинской структурно-формационной зоны Тагильского прогиба Приполярноуральского сегмента Уральской аккреционно-складчатой системы выявлен и задокументирован ахтыльский базанит-анальцимитовый комплекс, интрузирующий терригенно-вулканогенные отложения лопсийской толщи нижнего–среднего девона. Это группа небольших экструзивно-субвулканических тел контролируется Сосьвинско-Люльинским субмеридиональным нарушением, расположенным в тыловой части Главного Уральского надвига вблизи западной границы мезозойско-кайнозойских отложений плитного сектора Западно-Сибирской молодой платформы. Породы состоят из анальцима, диопсида, авгита, ортоклаза, форстерита, иногда биотита и, предположительно, лепидокрокита, а акцессорные минералы представлены магнетитом, гематитом, гранатом, титанитом; отмечается шпинель. Своеобразием структурного и химического состава отдельных

минералов является их раздробленность (диопсид) в результате резкого падения температуры и давления в процессе формирования, а также переменные соотношения ортоклаза и анальцима в отдельных участках матрикса породы. Высокие содержания алюминия в анальцимите, вплоть до образования гипотетического алюминиевого граната, не имеет аналогов в других обстановках, а значительное количество пиропового минала (16,3 %) в нем свидетельствует о глубинности формирования исходной магмы и ее неравновесности в процессе становления флюидонасыщенного щелочно-базитового комплекса.

В целом породы по своим петро-геохимическим параметрам близки составам глубинных щелочных и субщелочных вулканитов натриевого ряда муджиерит-гаваитовой серии, сформированных в постколлизивной субконтинентальной обстановке пермо-триас-юрского рифтогенеза в области сочленения Урала и Западно-Сибирской молодой платформы. Для них характерны низкие содержания титана, повышенные окисного железа, щелочей с натриевым уклоном, общее невысокое содержание редкоземельных элементов (62,53) при преобладании легких лантаноидов над тяжелыми. В целом соотношение Nb/Y, Zr/Y, Ti/Y и концентрация других микроэлементов показывают обособленность и отличие пород базанит-анальцимитового ахтыльского комплекса от субщелочных вулканитов девона (люльинский комплекс) и габбродолеритов устьманьинского комплекса карбона (рис. 7, табл. 7, 8).

Обширная эксплозивная деятельность, сопровождавшаяся обилием гидротерм, привела к образованию цеолитового оруденения в благоприятных проницаемых пепловых и вулканомиктовых горизонтах среднего–верхнего девона и триаса в краевой восточной части Уральского орогена. Не исключено, что данный комплекс по составу, времени формирования и геодинамической обстановке проявления отчасти коррелируется с сылвенским флюидолитовым и сертыннинским лампроитовым комплексами, перспективными на коренную алмазность.

ЛИТЕРАТУРА

1. Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Изд. 2-е, доп. / отв. ред. Л. Н. Шарпенко. СПб: ВСЕГЕИ, 2008. 200 с.
2. Михайлов А. С., Бузов А. И., Аблямитов П. О. Цеолиты // Нетрадиционные виды нерудного минерального сырья. М.: Недра, 1990. 259 с.
3. Михайлов А. С., Дистанов У. Г. Минеральное сырье. Цеолиты: справочник. М.: ЗАО «Геоинформмарк», 1999. 29 с.
4. Анальцимсодержащие породы Тимана как перспективный вид полезных ископаемых / Д. А. Шушков [и др.] // Научные рекомендации – народному хозяйству. Сыктывкар: Коми научный центр УрО РАН, 2006. Вып. 123. 40 с.
5. Воронов В. Н., Бабушкин Л. А. Лаборовский рудный узел и его нетрадиционный для Урала комплекс полезных ископаемых // Труды III Полярно-Уральской науч.-практ. конф. Салехард, 2007. С. 198–223.
6. Кошевой В. Н. Федоров О. П. Люльинский цеолитонный район на Приполярном Урале // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО. Ханты-Мансийск: Издат. Наука Сервис, 2004. Т. 3. С. 298–302.
7. Нефедов В. А. Природные минеральные сорбенты Полярного Урала // Полярный Урал – новая минерально-сырьевая база России. Тюмень: Изд-во ТГУ, 1997. С. 196–199.
8. Ожогова Е. Г., Котова О. Б., Шушков Д. А., Луговская И. Г., Григорьева А. В. Особенности вещественного состава анальцимсодержащих пород Тимана // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2003. № 8(104). С. 8–10.
9. Остащенко Е. А. Проблема цеолитов Тимана: науч. докл. Сыктывкар: Коми НЦ УрО РАН, 1984. Вып. 49. 20 с.
10. Сидоренко А. В. Проблемы геологии цеолитов // Природные цеолиты. М.: Наука, 1980. С. 5–7.
11. Бочкарев В. В., Язева Р. Г. Субщелочной магматизм Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 256 с.
12. Душин В. А., Сердюкова О. П., Малюгин А. А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Изд. второе. Сер. Полярно-Уральская. Лист Q-42-I, II (Лаборовая): объяснит. записка. СПб: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2009. 372 с.
13. Диопсид // Минералы: справочник. Т. III. Вып. 2. Силикаты с линейными трехчленными группами, кольцами и цепочками кремнекислородных тетраэдров. М.: Наука, 1981. С. 300–329.
14. Лукьянова Л. И., Багдасаров Э. П. Группа оливина // Типоморфизм минералов: справочник / под ред. Л. В. Чернышевой. М.: Недра, 1989. С. 318–337.

15. Кристаллографическая и кристаллохимическая База данных для минералов и их структурных аналогов. URL: <https://database.iem.ac.ru/mincryst/rus/index.php>
16. Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 1. Ортосиликаты и кольцевые силикаты / пер. с англ. П. П. Смолина, В. И. Финько; под ред. В. П. Петрова. М.: Мир, 1965. 371 с.
17. Титанит // Минералы: справочник. Т. III. Вып. 1. Силикаты с одиночными и сдвоенными кремнекислородными тетраэдрами / под ред. Ф. В. Чухрова. М.: Наука, 1972. С. 337–351.
18. Le Bas M. J., Le Maitre R. W., Streckeisen A., Zanettin B. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram // Journal of Petrology. 1986. Vol. 27, issue 3. P. 745–750. <https://doi.org/10.1093/petrology/27.3.745>
19. Mullen E. D. MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis // Earth and Planetary Science Letters. 1983. Vol. 62, issue 1. P. 53–62. [http://dx.doi.org/10.1016/0012-821X\(83\)90070-5](http://dx.doi.org/10.1016/0012-821X(83)90070-5)
20. Демина Л. И., Симонов Д. А. Вулканиды как индикаторы процесса континентальной коллизии // Докл. АН. 1999. Т. 366. № 6. С. 793–796.
21. Pearce J. A., Gale G. H. Identification of ore-deposition environment from trace-element geochemistry of associated igneous host rocks // Geological Society, London, Special Publications. 1977. Vol. 7. P. 14–24. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1977.007.01.03>
22. Магматические горные породы. Т. 6. Эволюция магматизма в истории Земли / О. А. Богатиков [и др.]. М.: Наука, 1987. 439 с.
23. Condie K. C. Archean magmatism and crustal thickening // Geological Society of America Bulletin. 1979. Vol. 84. No. 9. P. 2981–2992. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1973\)84<2981:AMACT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1973)84<2981:AMACT>2.0.CO;2)
24. Душин В. А., Сустанов С. Г., Прокопчук Д. И., Трутнев А. К., Козьмин В. С. Первая находка алмаза из нижнепермских отложений в районе истоков р. Сылва (Свердловская область) // Региональная геология и металлогения. 2022. № 91. С. 68–78. https://doi.org/10.52349/0869-7892_2022_91_68-78; <https://www.elibrary.ru/dbmtot>
25. Медведев А. Я., Альмухамедов А. И., Кирда Н. П. Геохимия пермтриасовых вулканитов Западной Сибири // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 1-2. С. 86–100.
26. Нечеухин В. М., Душин В. А., Оловянишников В. А. Геодинамическая карта Урало-Тимано-Палеоазиатского сегмента Евразии масштаба 1 : 2 500 000 / отв. ред. В. А. Коротеев. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, УГГУ, 2009.
27. Добрецов Н. Л. Пермтриасовые магматизм и осадконакопление в Евразии как отражение суперплума // Докл. АН. 1997. Т. 354. № 2. С. 220–223.
28. Аглонов С. В. Геодинамика раннемезозойского Обского палеоокеана. М.: Изд-во Ин-та океанологии АН СССР, 1987. 98 с.
29. Воронов В. Н., Костюк М. А., Юсупов М. М. Природные сорбенты Полярного Урала – эффективное средство для решения экологических и многих других народнохозяйственных проблем региона // II Полярно-Уральская науч.-практ. конф. Тюмень, 2004. С. 175–179.

Статья поступила в редакцию 14 ноября 2024 года

Akhtylsky analcimite complex of the North-Sosvinskaya structural-formational zone (Northern Urals)

Vladimir Aleksandrovich DUSHIN^{1*}

Sergey Gennad'evich SUSTAVOV^{1**}

Nina Nikolaevna KOVAL'CHUK^{2***}

Igor' Aleksandrovich VLASOV^{1****}

Artem Konstantinovich TRUTNEV^{1*****}

¹Ural State Mining University, Ekaterinburg, Russia

²OJSC "Polar-Ural mining and geological enterprise", Labytnangi, YANAO, Russia

Abstract

Object of the study. The article describes the first identified and mapped Akhtyl basanite-analcimite complex, established within the southern part of the Severo-Sosvinskaya structural-formational zone of the Tagil trough (sources of the Malaya Sosva River, Khanty-Mansiysk Autonomous Okrug).

Objective of the work – Study of the geology, mineralogical and petrochemical composition and mineralization of unique, rarely encountered basanite-analcimite magmatites that appeared in the Permian-Triassic stage of development of the Ural North.

Methodology and research methods. The work is based on the results of our own research with the generalization and reinterpretation of the results of studying the core of well no. 4 of the Akhtyl profile, including the work on the problem of "Study of plume magmatism and minerageny of intraplate geodynamic settings of the Ural North" (G-18), contract no. 35-07/TPI/3 (59-202-07) and the "Priority 2030" program, which are supplemented by the study of the morphology, internal structure, chemical composition of volcanics in the Central Laboratory of the Federal State Budgetary Educational Institution of Higher Education "Ural State Mining University" and the Central Laboratory "Geoanalyst" of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences (Ekaterinburg). The article presents the results of studies on a VEGA LMS electron microscope from TESCAN with an Xplore 30 energy-dispersive attachment from Oxford Instruments, as well as an XRD 7000 X-ray diffractometer (Shimadzu), etc.

Results. For the first time, relatively rare rocks (analcimite) in the Akhtyl basanite-analcimite complex were diagnosed and studied using modern research methods, their mineralogical, petrographic and petrochemical composition was determined, geological and isotopic data on the age of the complex rocks and the geodynamic setting of their formation were obtained. Analcimite is a volcanogenic rock of the extrusive facies consisting of analcime phenocrysts with inclusions of olivine, pyroxene and lepidocrocite, immersed in an orthoclase-analcimite base with inclusions of garnet, apatite, titanite and a rash of ore mineral. It is shown that the chemical composition of most analcimite minerals is characterized by a high aluminum content, indicating nonequilibrium conditions of its formation.

Keywords: Analcime, zeolites, Akhtyl complex, rifting.

REFERENCES

1. 2008, Petrographic Code of Russia. Magmatic, Metamorphic, Metasomatic, Impact Formations. 2nd Edition expanded. Ed. by L. I. Sharpenok. Saint Petersburg, 200 p.
2. Mikhailov A. S., Burov A. I., Abyamitov P. O. 1990, Zeolites. Non-traditional types of non-metallic mineral raw materials. Moscow, 259 p.
3. Mikhailov A. S., Distanov U. G. 1999, Mineral raw materials. Zeolites: Directory. Moscow, 29 p.
4. Shushkov D. A. et al. 2006, Analcime-bearing rocks of Timan as a promising type of minerals. Scientific recommendations for the national economy. Syktyvkar, issue 123. 40 p.
5. Voronov V. N., Babushkin L. A. 2007, Laborovsky ore cluster and its complex of useful minerals, unconventional for the Urals. Proceedings of the III Polar-Ural Scientific Practical Conference. Salekhrad, pp. 198–223.
6. Koshevoy V. N., Fedorov O. P. 2004, Lyulinsky zeolite-bearing region in the Subpolar Urals. Ways to realize the oil and gas potential of the Khanty-Mansiysk Autonomous Okrug. Khanty-Mansiysk, vol. 3, pp. 298–302.
7. Nefedov V. A. 1997, Natural mineral sorbents of the Polar Urals. Polar Urals – a new mineral resource base of Russia. Tyumen, pp. 196–199.
8. Ozhogina E. G., Kotova O. B., Shushkov D. A., Lugovskaya I. G., Grigor'eva A. V. 2003, Features of the material composition of analcime-containing rocks of Timan. *Vestnik Instituta geologii Komi NTS UrO RAN* [Vestnik of Institute of Geology of Komi SC UB RAS], no. 8(104), pp. 8–10.
9. Ostashchenko E. A. 1984, The Problem of Timan Zeolites: Scientific Reports Academy of Sciences. Syktyvkar, issue. 49, 20 p.


✉ Vladimir.Dushin@m.ursmu.ru

 <https://orcid.org/0000-0002-9657-6324>

**Sustavov.s@ursmu.ru

***snige@m.ursmu.ru

****vlasovbkpost@bk.ru

 <https://orcid.org/0009-0002-1842-8497>

*****tema.trutnev@yandex.ru

10. Sidorenko A. V. 1980, Problems of Zeolite Geology. Natural Zeolites. Moscow, pp. 5–7.
11. Bochkarev V. V., Yazeva R. G. 2000, Subalkaline magmatism of the Urals. Ekaterinburg, 256 p.
12. Dushin V. A., Serdyukova O. P., Malyugin A. A. et al. 2009, State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1 : 200,000. Second edition. Polar-Ural Series. Sheet Q-42-I, II (Laboratory). Explanatory note. Saint Petersburg, 372 p.
13. 1981, Diopside. Minerals: Handbook. Vol. III. Issue 2. Silicates with linear three-membered groups, rings and chains of silicon-oxygen tetrahedra. Moscow, pp. 300–329.
14. Lukyanova L. I., Bagdasarov E. P. 1989, Olivine group. Typomorphism of minerals: Handbook. Ed. by L. V. Chernysheva. Moscow, pp. 318–337.
15. Crystallographic and Crystallochemical Database for Minerals and their Structural Analogues. URL: <https://database.iem.ac.ru/mincryst/rus/index.php>
16. Deere W. A., Howie R. A., Zisman J. 1965, Rock-forming minerals. Orthosilicates and ring silicates. Translated from English by P. P. Smolina, V. I. Finko; ed. by V. P. Petrov. Moscow, 371 p.
17. Titanite. Minerals: Handbook. 1972, Vol. III. Issue. 1. Silicates with single and double silicon-oxygen tetrahedral. Ed. by F.V. Chukhrov. Moscow, pp. 337–351.
18. Le Bas M. J., Le Maitre R. W., Streckeisen A., Zanettin B. A. 1986, A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, vol. 27, issue 3, pp. 745–750. <https://doi.org/10.1093/petrology/27.3.745>
19. Mullen E. D. 1983, MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 62, issue 1, pp. 53–62. [http://dx.doi.org/10.1016/0012-821X\(83\)90070-5](http://dx.doi.org/10.1016/0012-821X(83)90070-5)
20. Demina L. I., Simonov D. A. 1999, Volcanics as indicators of the continental collision process. *Doklady Akademii nauk* [Proceedings of the Academy of Sciences], vol. 366, no. 6, pp. 793–796.
21. Pearce J. A., Gale G. H. 1977, Identification of ore-deposition environment from trace-element geochemistry of associated igneous host rocks. *Geological Society, London, Special Publications*, vol. 7, pp. 14–24. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1977.007.01.03>
22. Bogatikov O. A. et al. 1987, Igneous rocks. Evolution of magmatism in the history of the Earth. Moscow, 439 p.
23. Condie K. C. 1979, Archean magmatism and crustal thickening. *Geological Society of America Bulletin*, vol. 84, no. 9, pp. 2981–2992. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1973\)84<2981:AMACT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1973)84<2981:AMACT>2.0.CO;2)
24. Dushin V. A., Sustavov S. G., Prokopchuk D. I., Trutnev A. K., Koz'min V. S. 2022, The first find of a diamond from Lower Permian deposits in the area of the Sylva River sources (Sverdlovsk region). *Regional'naya geologiya i metallogeniya* [Regional geology and metallogeny], no. 91, pp. 68–78. https://doi.org/10.52349/0869-7892_2022_91_68-78; <https://www.elibrary.ru/dbmtot>
25. Medvedev A. Ya., Almukhamedov A. I., Kirda N. P. 2003, Geochemistry of Permo-Triassic volcanics of Western Siberia. *Geologiya i geofizika* [Geology and Geophysics], vol. 44, no. 1-2, pp. 86–100.
26. Necheukhin V. M., Dushin V. A., Olovyanishnikov V. A. 2009, Geodynamic map of the Ural-Timan-Paleoasian segment of Eurasia at a scale of 1 : 2 500 000. Ed. by V. A. Koroteev. Ekaterinburg.
27. Dobretsov N. L. 1977, Permian-Triassic magmatism in Eurasia as a reflection of a superplume. *Doklady Akademii nauk* [Proceedings of the Academy of Sciences], vol. 354, no. 2, pp. 220–223.
28. Aponov S. V. 1987, Geodynamics of the Early Mesozoic Ob Paleoocean. Moscow, 98 p.
29. Voronov V. N., Kostyuk M. A., Yusupov M. M. 2004, Natural sorbents of the Polar Urals – an effective means for solving environmental and many other national economic problems of the region. Polar-Ural Scientific Practical Conference. Tyumen, pp. 175–179.

The article was received on November 14, 2024