



К ВОПРОСУ СТРОЕНИЯ И ВОЗРАСТА БАЗИТОВ ТРАППОВОЙ ФОРМАЦИИ БАСЕЙНА СРЕДНЕГО ТЕЧЕНИЯ Р. ВИЛЮЙ – ИСТОКОВ Р. МАРХА

В. И. Тихоненко, А. Ю. Туркин

Сибирский НИИ геологии, геофизики и минерального сырья, Новосибирск, Россия

Описано структурное положение проявлений базитов трапповой формации. Приведены данные уран-свинцового датирования циркона из интрузий долеритов и роговиков по туфам базальтов, а также содержания петрогенных компонентов и редкоземельных элементов в долеритах и пироксеновых роговиках. Клинопироксены роговиков отчетливо отличаются от породообразующих клинопироксенов долеритов, что подтверждено минералого-кристаллохимическими исследованиями. Установлено, что вулканическая деятельность в районе началась во второй половине карбона (309–306 млн лет) и продолжалась в ранней (298–273), средней (267–265) и до конца поздней перми (261–256 млн лет). Выводы подтверждены относительным возрастом тел долеритов, различиями в содержаниях петрогенных компонентов и редкоземельных элементов, согласуются с определениями прежних лет спорово-пыльцевых комплексов ранней и поздней перми из терригенных отложений, переслаивающихся с туфами базальтов.

Ключевые слова: структуры, геохронология, циркон, вулканизм, Сибирская платформа, карбон, пермь.

TO THE QUESTION OF THE BASITE STRUCTURE AND AGE OF A TRAP FORMATION IN THE BASIN OF THE VILYUY MID-CHANNEL – THE MARKH HEADSTREAM

V. I. Tikhonenko, A. Yu. Turkin

Siberian Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral Resources, Novosibirsk, Russia

The structural position of basite manifestations of a trap formation is described. The data on uranium-lead dating of zircon from intrusions of dolerites and hornfelses based on basalt tuffs, as well as the content of petrogenic components and rare-earth elements in dolerites and pyroxene hornfelses are given. Clinopyroxenes of hornfelses clearly differ from rock-forming clinopyroxenes of dolerites, which is confirmed by mineralogical-crystallochemical studies. It is established that volcanic activity in the region began in the second half of Carboniferous 309–306 and continued in the early – 298–273, middle – 267–265 and up to the end of Permian – 261–256 Ma. The conclusions are confirmed by the relative age of dolerite bodies, differences in the contents of petrogenic components and rare-earth elements, and are consistent with previous years of research on spore-pollen complexes of Early and Late Permian from terrigenous sediments, stratified with basalt tuffs.

Keywords: structures, geochronology, zircon, volcanism, Siberian Platform, Carboniferous, Permian.

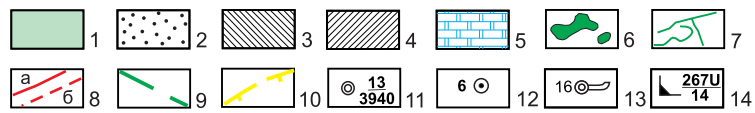
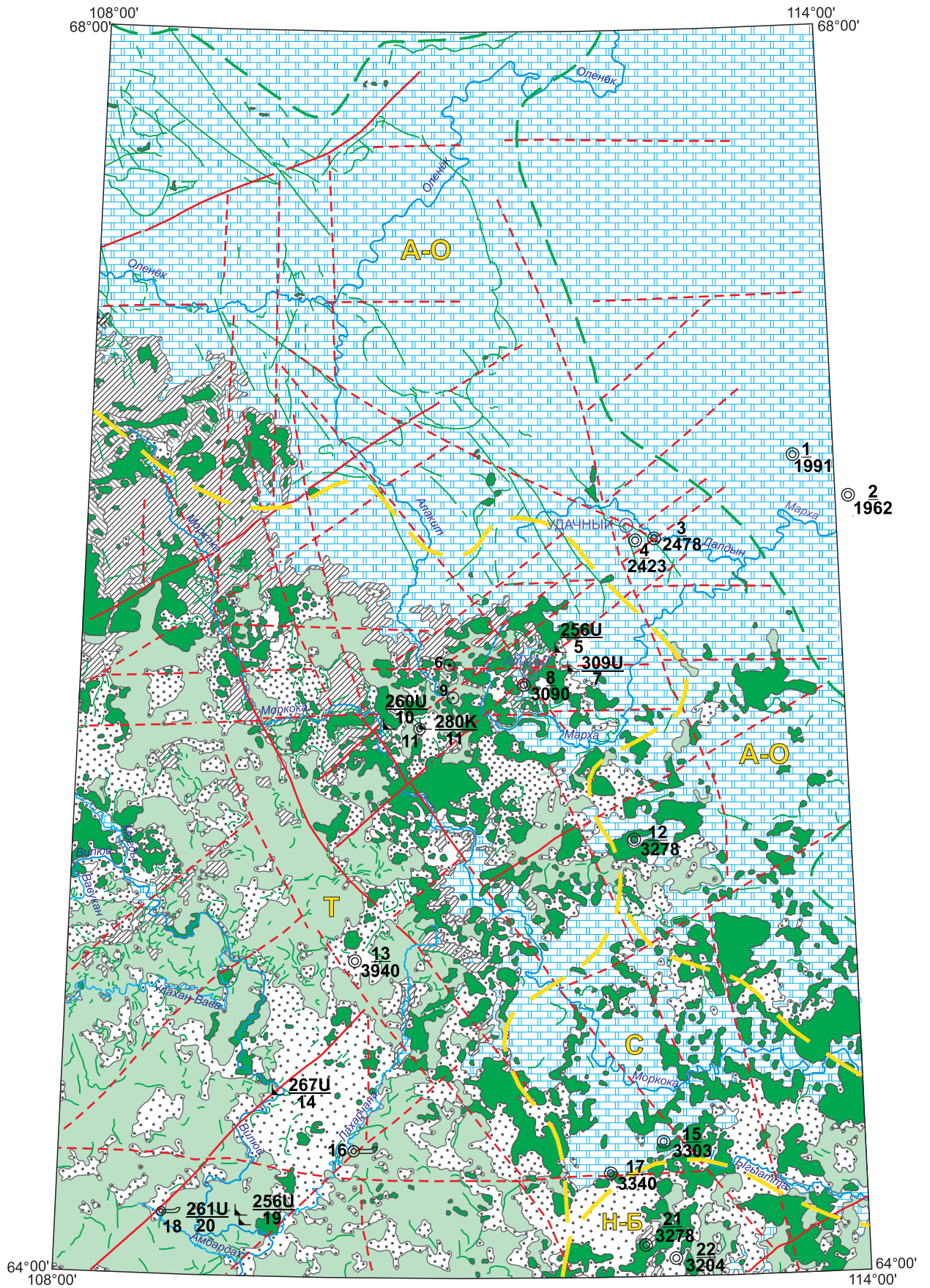
DOI 10.20403/2078-0575-2019-4-3-16

Изучение базитов трапповой формации бассейна среднего течения р. Вилюй – истоков р. Марха проводилось авторами в 2015–2017 гг. при выполнении геолого-съёмочных работ ГК-1000/3 в пределах территории листа Q-49 (Удачный). Территория приурочена к зоне сочленения четырех структур первого порядка Сибирской платформы: южного склона Анабаро-Оленекской антеклизы, северо-восточного борта Тунгусской синеклизы, западной части Сюдджерской седловины и северного замыкания Непско-Ботубобинской антеклизы [4]. В районе широко развиты разрывные нарушения в фундаменте и чехле, представленные разломами преимущественно северо-западного и северо-восточного простирания, реже субширотного и меридионального. Территория представляет собой часть восточной границы области распространения пород трапповой формации, известных в интрузивной и эффузивной фациях (рис. 1).

По геолого-геофизическим данным в районе выделяются два структурных этажа, резко раз-

личных по своему строению и времени формирования, – архейский кристаллический фундамент и рифейско-фанерозойский платформенный чехол. Кристаллический фундамент вскрыт скв. 1–4, 8, 12, 13, 15, 17, 21, 22 (см. рис. 1) на глубинах от 1962 до 3340 м. Поверхность фундамента полого погружается на юг и юго-запад под углами от 30' до 3°, характеризуется сочетанием приподнятых и опущенных структур блокового типа, граничащих, как правило, по разломам. В составе рифейско-фанерозойского осадочно-вулканогенного платформенного чехла в дочетвертичном разрезе выделяются четыре структурных яруса [4], возникших в результате направленного полициклического развития: вендско-раннеордовикский, ордовикско-раннесилурийский, среднепалеозойский и верхнепалеозойско-нижнемезозойский (см. рис. 1).

Вендско-раннеордовикский структурный ярус залегает со структурным несогласием на пенепленизированных образованиях архейского кристаллического фундамента. Его верхняя часть, сложенная



морскими карбонатными и карбонатно-глинистыми породами среднего – верхнего кембрия и раннего ордовика, выходит на современный эрозионный срез в северо-восточной части рассматриваемой территории в пределах южного склона Анабарской антеклизы. Мощность отложений яруса следующая: южный склон Анабаро-Оленекской антеклизы – 1962 м (скв. 2), северо-восточный борт Тунгусской синеклизы – 3581 м (скв. 8); Сюгджерская седловина – 3175 м (скв. 15), погребенная Непско-Ботубинская антеклиза – 3163 м (скв. 22).

Ордовикско-раннесилурийский структурный ярус сложен лагунно-морскими сульфатными глинисто-карбонатными породами, согласно перекрывающими образования вендско-раннеордовикского структурного яруса. Закартированы они в юго-западной половине площади листа Q-49, а в северо-восточной половине отсутствуют, вероятно, срезаны эрозией. Породы яруса имеют моноклинальное залегание с падением на юго-юго-запад под углом около 1–3°. На участках, приуроченных к флексурам и структурным уступам, наклон пластов увеличивается до 5–25°. Мощность отложений 500–700 м.

Небольшие эрозионные останцы подошвы образований *среднепалеозойского структурного яруса* сохранились на северо-западе территории в обнажениях в истоках рек Моркока, Нижняя Томба и Могды. Здесь лагунная сульфатная глинисто-мергельно-доломитовая пестроцветная формация позднего силура без видимого несогласия перекрывает формацию органогенных известковистых доломитов раннего силура. Мощность образований до 110 м.

Верхнепалеозойско-нижнемезозойский структурный ярус в подошве представлен угленосными песчано-глинистыми лагунными и грубыми терригенными континентальными породами, залегающими со структурным несогласием на разных срезах среднепалеозойского, ордовикско-раннесилурий-

ского и вендско-раннеордовикского структурных ярусов. В верхней части яруса терригенные отложения постепенно сменяются осадочно-вулканогенными с широким проявлением интрузивного и эффузивного базитового магматизма.

На современной поверхности рельефа образования яруса сохранились в юго-западном углу территории в бассейне среднего течения р. Вилюй и истоках р. Марха в виде обширных полей. Здесь основание яруса сложено среднекаменноугольно-раннепермской угленосной песчано-глинистой лагунно-континентальной формацией. С размывом и базальными конгломератами ее перекрывает ниже-верхнепермская грубая терригенная континентальная формация. Разрез яруса продолжают верхнепермско-раннетриасовая вулканогенно-терригенная и эффузивная (туфолавовая) формации с широким проявлением субвулканических интрузий базитового магматизма. Переходы терригенных фаций от нижележащих образований в водных бассейнах обычно постепенные; вулканогенных – в водной среде постепенные, а на суше – с несогласным налеганием вулканитов на разновременные срезы подстилающих пород.

Образования рассматриваемого структурного яруса сильно нарушены складчато-глыбовыми дислокациями вдоль разломов различной ориентировки. Большую роль играют вулканотектонические структуры разной морфологии: кольцевые структуры купольного типа, кольцевые и полукольцевые интрузии, которые сопровождаются обильными дайками различных форм, размеров и ориентировок, мелкими телами неправильной формы и полого залегающими силлами. Мощность образований яруса 500–1000 м.

В пространственном распространении базитов интрузивной и эффузивной фаций отчетливо проявляется зональность, обусловленная глубиной эрозионного среза эффузивных образований

Рис. 1. Геологическая карта-схема дочетвертичных образований листа Q-49 (Удачный)

1 – вулканогенно-терригенная и туфолавовая формации с широким проявлением базитового магматизма верхней части верхнепалеозойско-нижнемезозойского структурного яруса; 2 – угленосные песчано-глинистые лагунные и грубые терригенные континентальные отложения нижней части верхнепалеозойско-нижнемезозойского структурного яруса; 3 – лагунная сульфатная глинисто-мергельно-доломитовая пестроцветная формация лудловского и пржидольского отделов силура среднепалеозойского структурного яруса; 4 – лагунно-морские сульфатные глинисто-карбонатные образования ордовикско-раннесилурийского структурного яруса; 5 – морские карбонатные и карбонатно-глинистые отложения среднего – верхнего кембрия и раннего ордовика верхней части вендско-раннеордовикского структурного яруса; 6 – интрузии долеритов (без разделения на комплексы); 7 – дайки и мелкие силлы долеритов (без разделения на комплексы); 8 – структурообразующие разломы: а – достоверные, сложной кинематики, выходящие на картографируемую поверхность, выделенные по данным геологических съемок, б – предполагаемые сместители разломов в фундаменте и чехле платформ, выделенные по комплексу геофизических методов (гравимагнитометрия, сейсморазведка), дешифрируемые в рельефе на топографических картах и дистанционной основе как линейные структуры; 9 – фрагмент северо-восточной границы области распространения базитов трапповой формации Сибирской платформы; 10 – контуры структур I порядка (А-О – Анабаро-Оленекская антеклиза, Т – Тунгусская синеклиза, С – Сюгджерская седловина, Н-Б – Непско-Ботубинская погребенная антеклиза); 11 – глубокие скважины (в числителе – номер скважины на карте, в знаменателе – глубина до поверхности кристаллического фундамента, м); 12 – картировочные скважины, по керну которых составлены опорные разрезы стратифицированных подразделений, и их номера на карте; 13 – места составления опорных разрезов в обнажениях и горных выработках и их номера на карте; 14 – пункты, для которых имеются радиологические определения возраста пород (в числителе – возраст, млн лет, и метод определения (U – уран-свинцовый, К – калий-аргоновый); в знаменателе – номер на карте)

базитов и подстилающих их пород нижележащих структурных ярусов, вмещающих интрузии базитов. Так, в северо-западном углу территории в пределах южного склона Анабаро-Оленекской антеклизы от бассейна р. Оленек до слияния рек Марха и Далдын закартированы многочисленные и весьма протяженные (многие десятки км) дайки долеритов. Они формируют дайковый пояс в системе разрывов Вилуюско-Котуйской зоны глубинного разлома шириной 100–150 км и протяженностью до 500 км, контролировавшей базитовый магматизм [3]. Дайки вертикальны или крутонаклонны, пересекают карбонатные породы вендско-раннеордовикского структурного яруса. На картируемой поверхности здесь нет пластовых интрузий долеритов, широко распространенных юго-западнее и южнее.

На площади распространения пород ордовикско-раннесилурийского и среднепалеозойского структурных ярусов у западной рамки листа Q-49 на водоразделе рек Оленек и Вилую отмечаются те же дайки преимущественно северо-западного простирания, а также многочисленные пластовые интрузии (силлы) долеритов, но лавовые покровы и туфы базальтов здесь не известны.

Территория распространения пород верхнепалеозойско-нижнемезозойского структурного яруса, напротив, характеризуется широким проявлением интрузивных и эффузивных фаций базитового магматизма трапповой формации. Причем в нижней части яруса (водораздел бассейнов рек Марха и Вилую) преобладают пластовые пологозалегающие интрузии долеритов (силлы), закартированные широкой полосой северо-западного простирания на продолжении дайкового пояса (см. рис. 1). Здесь трапповые образования часто перемежаются с лагунными угленосными песчано-глинистыми отложениями среднего карбона – ранней перми, а также с нижне-верхнепермскими грубыми терригенными породами. Осадки обычно меняются в плане и разрезах с постепенными фаціальными переходами или местными размывами. На поверхности терригенные отложения ввиду их слабой литифицированности легко поддаются эрозии и обычно перекрыты элювиально-делювиальными образованиями.

К юго-западу, по мере погружения фундамента и повышения уровня эрозионного среза структурного яруса от более низких стратиграфических горизонтов к более высоким (бассейн среднего течения р. Вилую), количество и размеры интрузий долеритов значительно сокращаются, а в разрезе постепенно начинают преобладать образования эффузивных фаций траппов вулканогенно-терригенной и туфолоавовой формаций. Скопления грубообломочного пирокластического материала на отдельных участках указывают на близость эруптивных центров. Так, преобладание псефитовых и агломератовых туфов в разрезе туфогенной толщи отмечается в юго-западном углу территории в бассейне среднего и верхнего течения р. Улахан-Вава,

в приустьевой части долины р. Вавукан, в районе устья р. Могды, по р. Лахарчана и р. Амбардах, где установлена связь между эруптивными центрами и грубообломочными фациями слоистых туфов. В слоистых туфах здесь встречаются вулканические бомбы размером до 30–40 см, имеющие концентрическое строение [6].

Рисунок размещения даек долеритов в пределах верхнепалеозойско-нижнемезозойского структурного яруса иной, чем в трех нижележащих. Протяженные, линейно вытянутые в северо-западном направлении дайки, пересекающие породы нижележащих структурных ярусов, картируются в эрозионных окнах. Такие дайки обычно не секут пластовые тела долеритов, а прослеживаются под ними, будучи преимущественно подводящими каналами этих тел. Кроме таких даек распространены многочисленные разноориентированные мелкие дайки и силлы, в различных направлениях пересекающие терригенные отложения, вмещающие траппы, а также туфы и лавы более ранних эффузий траппов. Эти дайки и силлы генетически связаны с процессами становления более поздних пластовых интрузивных тел долеритов и являются в большинстве своем их апофизами (см. рис. 1).

Наиболее раннее проявление наземного базитового вулканизма в форме выбросов туфов и излияния лав на описываемой территории стратиграфически зафиксировано в процессе выполнения крупномасштабных геолого-съёмочных работ (А. Г. Волотовский, С. Д. Черный, 1967) в разрезе нижней перми. Разрез вскрыт скв. 6 колонкового бурения вблизи северо-восточной границы распространения эффузивных фаций траппов в подошве верхнепалеозойско-нижнемезозойского структурного яруса на водоразделе рек Марха и Алакит в истоках руч. Каменного (см. рис. 1, скв. 6; рис. 2). Встраивание эффузивных фаций базитов в процесс терригенного осадконакопления, задокументированное в этом разрезе, свидетельствует о синхронности осадконакопления и вулканизма, а небольшие по мощности включения вулкаников в терригенном разрезе – о кратковременности и небольших масштабах вулканических процессов в приуральскую эпоху перми.

Проявления пирокластических образований базитового вулканизма на фоне терригенного осадконакопления стратиграфически зафиксированы также в верхней части разреза верхнепалеозойско-нижнемезозойского структурного яруса в отложениях поздней перми в месте сочленения водоразделов рек Вилую, Марха и Алакит (участок «Усун-Юрях»), в разрезе поисковой скв. 9, пробуренной при выполнении поисковых работ на алмазы (В. П. Серов, 1988), а также в верховьях р. Тегюрюк в разрезе колонковой скв. 11, пробуренной в процессе геолого-съёмочных работ м-ба 1:50 000 (И. А. Бухмиллер, В. И. Охлопков и др., 1974) (см. рис. 1, 2; скв. 9, 11). Еще два разреза с проявлениями базитового вулканизма, охарактеризованные сборами палиноло-

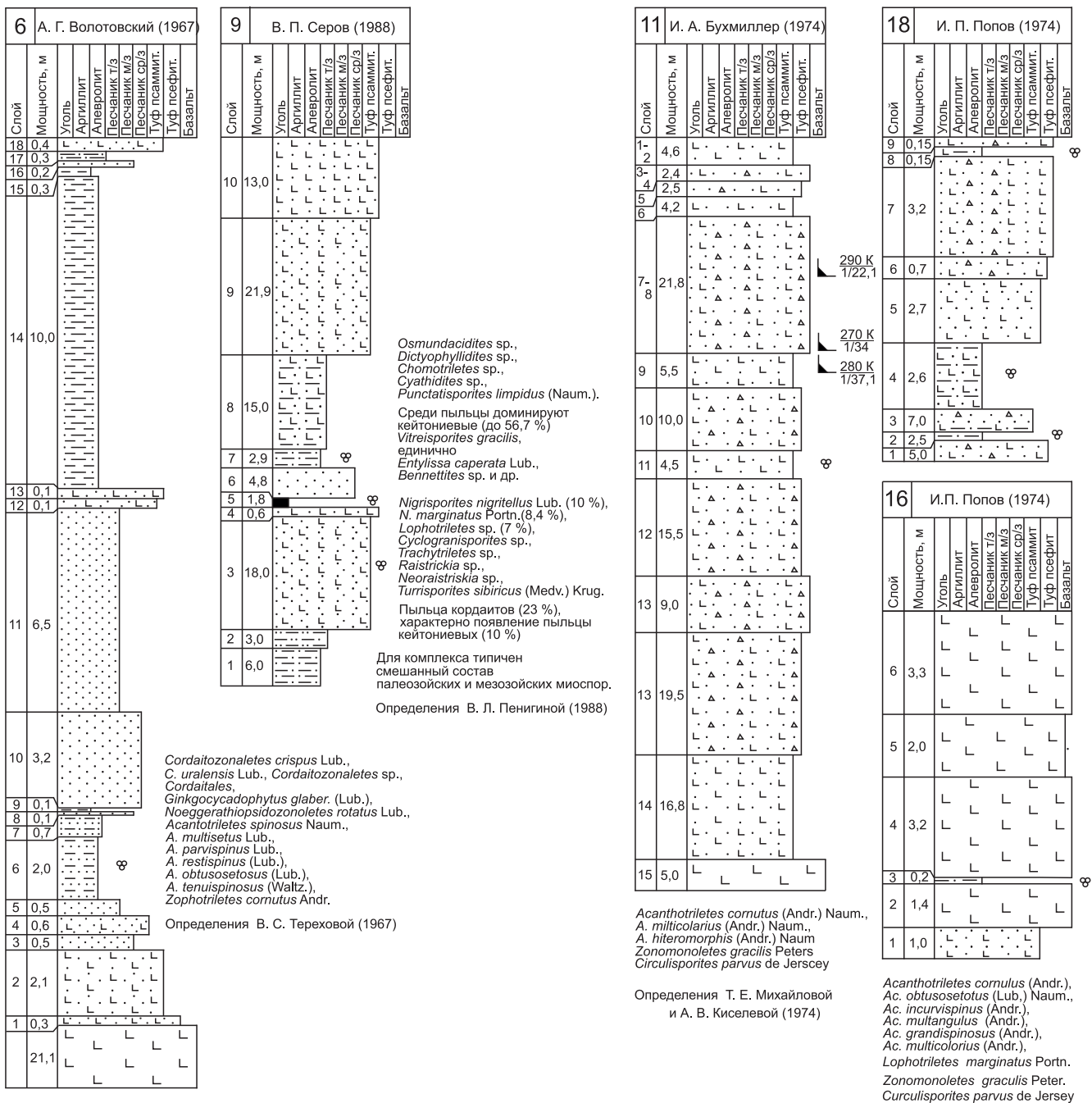


Рис. 2. Частные стратиграфические разрезы (см. рис. 1, разрезы 6, 9, 11, 16, 18) вулканогенно-терригенных и эффузивных туфолавовых образований базитового вулканизма бассейна среднего течения р. Вилюй – истоков р. Марха, охарактеризованные палинологическими сборами (усл. обозн. по ГОСТ 2.857-74)

гических комплексов поздней перми, вскрыты канавами в юго-западном углу территории в бассейне р. Вилюй на левых берегах рек Лахарчана и Амбардах при геолого-съёмочных работах м-ба 1:200 000 (И. П. Попов, Б. Н. Полунин и др., 1974) (см. рис. 1, 2; разрезы 16, 18).

Во время полевых работ нами отмечено большое разнообразие изменений вмещающих пород в экзоконтактах магматических тел базитов. Наибольшую геологическую информацию, на наш взгляд, несут экзоконтактовые изменения туфов:

– незначительные изменения в контактах эффузивных тел базальтов с туфами, перекрывшими их почти сразу после излияния, когда туфы и лавы

находились в разогретом состоянии, но не настолько, чтобы образовались контактовые термальные роговики, так как температура для этого была недостаточна;

– максимальные изменения в контактах интрузивных тел долеритов с формированием в результате контактового термального метаморфизма пироксеновых роговиков по туфам.

Незначительные контактовые изменения выражаются в уплотнении и спекании туфов обычно на глубину 10–20 см, их карбонатизации и цеолитизации. В шлифах видно, что в непосредственном экзоконтакте пирокласты туфов цементируются вулканическим стеклом, заливаемообразно проникающим



Рис. 3. Непосредственный контакт кровли тела базальтов и перекрывающих их псефитовых туфов. В базальтах отчетливо видна «зона закалки» и многочисленные миндалины, выполненные кальцитом и цеолитами. Скальное обнажение в русле у правого берега р. Вилуй (координаты: с. ш. $64^{\circ}4'17''$; в. д. $109^{\circ}23'6''$)

из тела базальта. В эндоконтакте консолидация тела базальта сопровождается формированием зональности («зона закалки») и не очень интенсивной минерализацией миндалекаменной зоны. В шлифах зональность выражена в постепенном переходе от базальта с гиалиновой и гиалопилитовой структурами к более раскристаллизованной породе с пилотакситовой структурой и далее к центру тела – до офитовой. В обнажениях в контактовой зоне базальтов обычно отчетливо видны «зона закалки» и многочисленные миндалины, выполненные кальцитом и цеолитами. Такие контакты свидетельствуют о присутствии эффузивных тел базальтов в составе траппов (рис. 3).

Пироксеновые роговики по туфам отмечаются в экзоконтактах крупных наиболее полно раскри-

сталлизованных дифференцированных интрузий долеритов, вероятно, обогащенных щелочами и летучими компонентами [5]. Эндоконтактовые изменения тел долеритов сопровождаются уменьшением степени раскристаллизованности до микродолеритов (образование «зоны закалки»); экзоконтактовые – прокаливанием туфов в зоне, прилегающей к контактовой поверхности микродолеритов, что выражается в спекании обломков с образованием афанитовых апотуфовых роговиков. В последних об исходной породе напоминает лишь унаследованная ими теневая реликтовая обломочная текстура туфов, часто просматриваемая на выветрелой поверхности сколов. Процесс сопровождается изменением окраски туфов от темной зеленовато-серой до светло-серой с фиолетовым и сиреневым оттенками. Видимая мощность роговиков от долей метра (чаще от 4–5 до 10 м и более). На аэрофотоснимках зоны контактовых изменений обычно выделяются светлым фототонном. Такие роговики по слоистым туфам хорошо иллюстрирует рисунок по фотографии, сделанный нами в стенке карьера трубки Айхал (рис. 4).

Под микроскопом ороговикование туфов обычно выражено в замещении тонкозернистой основной массы исходной породы и образовании каемок микрогранобластового агрегата мельчайшими полигональными кристаллами бесцветного клинопироксена (размер от 0,005 до 0,01–0,02 мм) и мельчайшими лейстами плагиоклаза (размер 0,001×0,01 мм) вокруг литокластов и фенокристаллокластов, подчеркивая их реликтовую текстуру. Кристаллы первичного клинопироксена породы часто бывают полностью перекристаллизованы и замещены микрогранобластовым агрегатом «роговикового» пироксена; зерна оливина сохраняются. Общее содержание новообразованного клинопи-

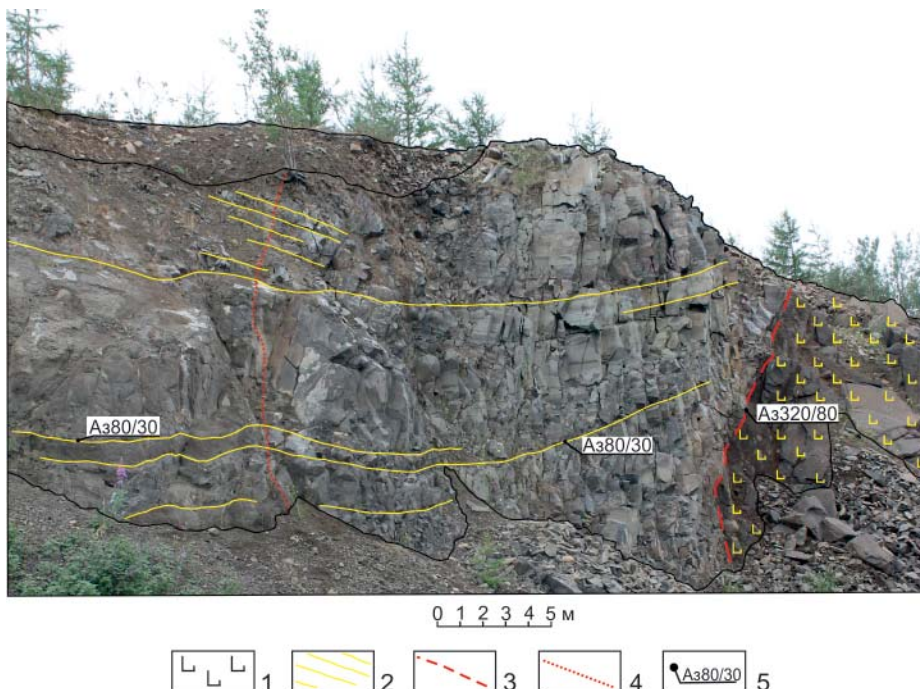


Рис. 4. Ороговикованная пачка слоистых туфов в контакте крупного интрузивного тела долеритов. Северный борт карьера трубки Айхал. Рисунок по фотографии (координаты: с. ш. $65^{\circ}55'33''$; в. д. $111^{\circ}23'45''$)

1 – долериты; 2 – поверхности напластования в туфах; 3 – поверхность контакта долеритов с туфами; 4 – внешняя граница распространения ороговикования в туфах; 5 – замеры залегания поверхностей



роксена в роговиках обычно 20–30 % в зависимости от первичного состава породы.

Следует отметить, что роговики по туфам базальтов являются трудноопределимыми породами. В обнажениях они могут быть приняты за дайки или апикальные части субвулканических тел с брекчиевой текстурой. Надежным признаком их диагностики является определение в шлифах зерен «роговикового» клинопироксена.

Редко удавалось наблюдать непосредственные контакты интрузий долеритов, принадлежащих к разным фазам или магматическим комплексам. Такие контакты обычно резкие, но породы «сварены» в монолит. По одну сторону контакта долериты «свежие», обычно с уменьшением зернистости к контакту («зона закалки»), по другую – плотные, очень крепкие, ороговикованные. В шлифах ороговикование долеритов выражается в появлении мелких полигональных зерен клинопироксена размером 0,05–0,1 мм и мельчайших лейст плагиоклаза, приуроченных к интерстициям породообразующих минералов. В первую очередь замещаются участки вулканического стекла и зерна породообразующего пироксена; сохраняются зерна оливина, а также крупные зерна клинопироксена и плагиоклаза. Реликтовые минералы приобретают пятнистую (микроавернозную) поверхность за счет наличия мельчайших (точечных) вростков клинопироксена. По мере приближения к контакту количество новообразованного «роговикового» пироксена в долерите увеличивается. Обычно только по роговикам под микроскопом можно установить относительный возраст контактирующих интрузивных тел.

В результате минералого-кристаллохимических исследований, проведенных на сканирующем электронном микроскопе высокого разрешения MIRA LM с катодом Шоттки в Объединенном институте геологии, геофизики и минералогии СО РАН (оператор Н.С. Карманов), изучены породообразующие клинопироксены долеритов, клинопироксены роговиков и кристаллиты клинопироксенов, приуроченные к участкам разложенного вулканического стекла. Чувствительность обнаружения химических элементов составляла для Mn, Fe и Na – 0,014 мас. %; для Mg, Al, Si, Ni, Ca и K – 0,01 мас. %.

В процессе проведенных исследований получены качественные изображения зерен и агрегатов минералов при большом увеличении, изучены особенности их сростаний и взаимоотношений в агрегатах, получены данные о химическом составе и кристаллохимических свойствах минералов, характере распределения в них компонентов-примесей. Химические анализы клинопироксенов пересчитаны на кристаллохимическую формулу по кислородному методу [1]; рассчитано и отображено на диаграмме соотношение в них минералов CaSiO_3 (Wo), MgSiO_3 (En) и FeSiO_3 (Fs).

В результате установлено, что по химическому составу и кристаллохимическим характеристикам

клинопироксены пироксен-роговиковой фации отчетливо отличаются от породообразующих клинопироксенов долеритов [8] и кристаллитов клинопироксенов в участках разложенного вулканического стекла (рис. 5).

Судя по геологической обстановке и минеральным парагенезисам роговиков по долеритам и туфам базальтов, процесс контактового метаморфизма был связан с внедрением магматитов основного состава и протекал в условиях пироксен-роговиковой фации, температуры которой для неглубинных условий оцениваются в пределах 700–800 °С, а давления – до 200–300 атм [9, 12].

С целью обоснования возраста базитового магматизма из тел долеритов и сформировавшихся под их воздействием контактовых роговиков нами было отобрано шесть проб (см. рис. 1, точки 5, 7, 10, 14, 19, 20), по которым в лаборатории абсолютного возраста ФГУП «ВСЕГЕИ» выполнены определения возраста пород по циркону U-Pb методом. Изотопные диаграммы с конкордией для цирконов из исследованных проб показаны на рис. 6. Петрохимический и редкометалльный состав долеритов и роговиков из этих проб приведен в таблице, а корреляционные отношения породообразующих оксидов, спектры распределения и диаграммы нормированных к хондриту [13] и примитивной мантии [14] редкоземельных элементов (РЗЭ) – на рис. 7.

Самая древняя датировка базитов зафиксирована в пробе 319, которая отобрана нами в скальном выходе размером 70×10×3 м оливин-клинопироксеновых тонко-мелкозернистых долеритов субвулканического облика в подошве верхнепалеозойско-нижнемезозойского структурного яруса (см. рис. 1, пункт 7). По данным изотопного анализа циркона абсолютный возраст долеритов составляет 309,3±5,4 млн лет (см. рис. 6, а). Здесь же в обнажении (координаты: 65°40'44" с. ш.; 111°53'5" в. д.) нами установлено и подтверждено петрографически, что тонко-мелкозернистые долериты подвергаются ороговикованию со стороны залегающих сверху более раскристаллизованных средне-мелкозернистых оливин-клинопироксеновых долеритов. Время последнего породообразования вышележащих долеритов, по заключению лаборатории, 256,5±2,8 млн лет по циркону из пробы 2130 (см. рис. 6, б), отобранной из крупного субгоризонтально залегающего силла, который непрерывно прослеживается в скальных обрывах от места отбора пробы 2130 (см. рис. 1, пункт 5) до места отбора пробы 319 (см. таблицу, пробы 2130, 319).

Интересны датировки других зон из трех зональных зерен циркона из этой же пробы (263,8±5,7 и 267±5,7 млн лет), первоначально объединенные в одну выборку с конкордантным возрастом 265,5±5,9 млн лет, характеризующимся низкой конкордантностью (0,092), а также датировок зон: 272±5,8; 276±6,1; 280,5±6,0; 281,8±6,1; $X_{cp} = 277,6±6$ млн лет (см. рис. 6, б). Они отсутствуют

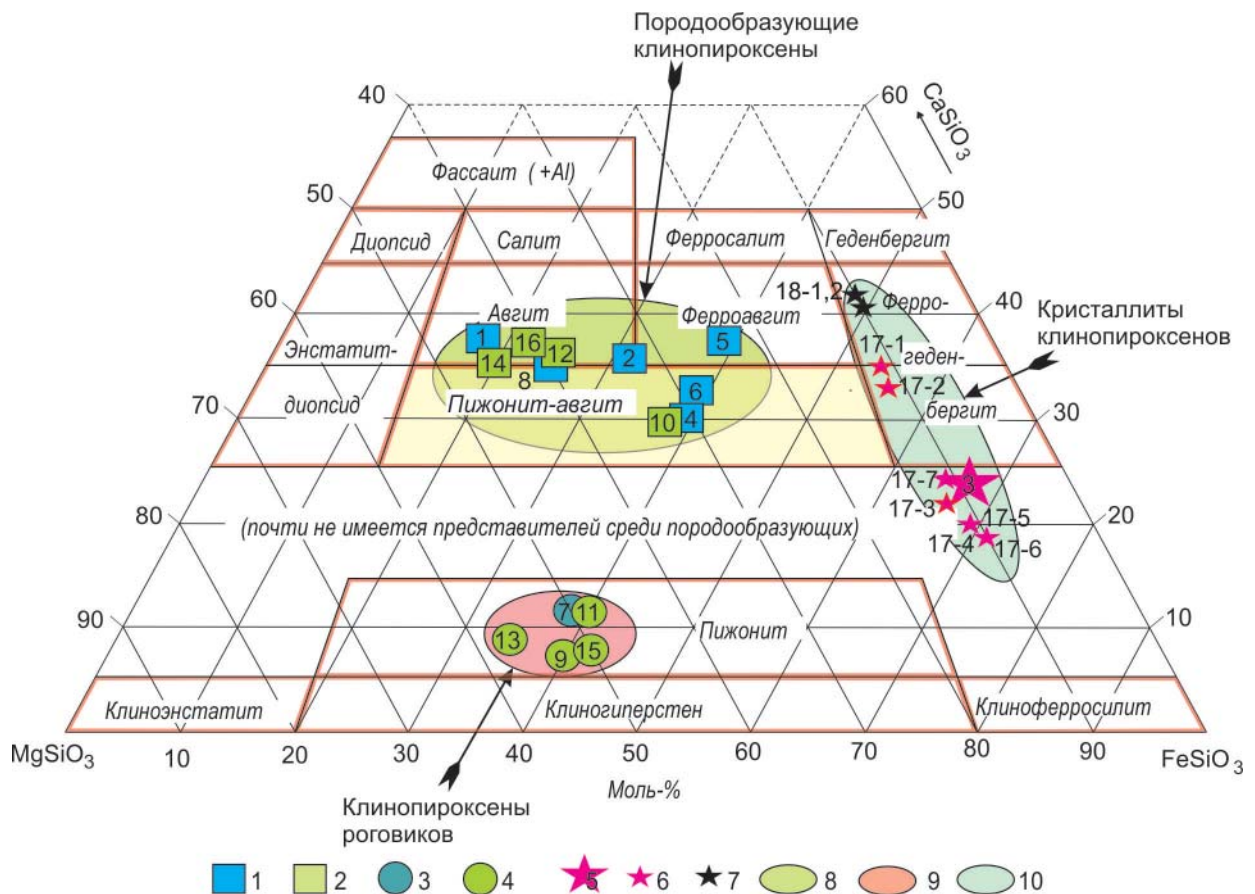


Рис. 5. Соотношение миналов CaSiO_3 (Wo), FeSiO_3 (Fs) и MgSiO_3 (En) в клинопироксенах из магматических пород и роговиков трапной формации бассейна среднего течения р. Вилуй – истоков р. Марха на диаграмме Трегера [11]

1–2 – средние значения состава магматических клинопироксенов (в числителе – номер выборки на диаграмме, в знаменателе – количество проб в выборке): 1 – в долеритах и габбродолеритах (1/6, 2/12, 4/5, 5/5, 6/9, 8/6), 2 – в базальтах (10/5, 12/19, 14/20, 16/5); 3–4 – среднее значение состава клинопироксенов из роговиков: 3 – по долериту (7/4), 4 – по туфам (9/6, 11/14, 13/30, 15/7); 5 – среднее значение состава кристаллитов клинопироксена из долеритов (3/7); 6–7 – частные значения состава кристаллитов клинопироксена: 6 – из долерита (17–1–17–7/7, 7), 7 – из габбродолерита (18–1, 18–2/20); 8–10 – поля состава клинопироксенов: 8 – магматических (породообразующих), 9 – метаморфических (из ороговикованных пород), 10 – кристаллитов клинопироксена из участков разложившегося вулканического стекла в долеритах

в заключении лаборатории, но согласуются с периодами магматических событий, отмеченных на основании анализа U–Pb датировок других наших проб.

Проба 1214 отобрана на левом берегу р. Моркока из дайки мелкозернистых оливин-двупироксеновых долеритов, рассекающих и скарнирующих известняки ордовикско-раннесилурийского структурного яруса (см. рис. 1, точка 10; см. таблицу; рис. 6, 7). По заключению лаборатории, время последнего породообразования магматической породы 260 ± 5 млн лет. При этом два других замера в двух зернах зональных цирконов $280,2 \pm 6$ и $283,1 \pm 6$, $X_{cp} = 281,6 \pm 6$ млн лет (см. рис. 6, в) согласуются с определениями в пробе 2130.

Проба 153 отобрана на правом берегу р. Вилуй в скальном обнажении из роговиков по псефитовым туфам базальтов в контакте (аз. пад. 310° , угол 65°) средне-мелкозернистых долеритов (см. рис. 1, точка 14; см. таблицу, рис. 6, 7). Мощность роговиков 5–7 м. По трем измерениям в двух зернах циркона

время последнего породообразования магматической породы 267 ± 3 млн лет. Какие-то магматические события фиксируются около 296 ± 3 млн лет по трем замерам в трех зональных зернах циркона (291 ± 3 ; 297 ± 3 ; $298 \pm 2,3$ млн лет) и около $306,5 \pm 2$ млн лет по двум замерам (303 ± 2 ; 310 ± 2 млн лет) (см. рис. 6, г, д). Логично предположить, что дата 267 ± 3 млн лет является временем ороговикования туфов, а около 296 ± 3 и $306,5 \pm 2$ млн лет – временем кристаллизации изверженных пород.

Проба 217 отобрана на правом берегу р. Вилуй в скальном выходе размером 100×150 м роговиков по туфам базальтов (см. рис. 1, точка 19; см. таблицу, рис. 6, 7). По двум измерениям в двух зернах циркона время последнего породообразования (256 ± 3 млн лет), вероятно, является временем ороговикования туфов, а наиболее многочисленный (пять зерен) конкордантный кластер с возрастом 273 ± 2 млн лет (см. рис. 6, ж, з), видимо, отражает время кристаллизации изверженной породы.



Содержания петрогенных (в мас. %) и редкоземельных (в г/т) элементов в долеритах и роговиках территории листа Q-49 (Удачный)

Компонент	Порода					
	Долерит			Роговик		
	Ol-Cpx (319)	Ol-Cpx (2130)	Ol-Cpx-Orx (1214)	Cpx (153)	Cpx (217)	Cpx (1141-2)
SiO ₂	48,56	49,24	48,5	52,00	53,14	52,88
TiO ₂	2,17	1,07	1,70	1,14	1,09	1,16
Al ₂ O ₃	14,28	15,05	15,3	14,93	15,13	14,78
Fe ₂ O ₃ общ	15,77	12,76	15,0	12,00	11,50	11,53
MnO	0,22	0,20	0,22	0,17	0,17	0,16
MgO	5,46	7,75	6,4	6,41	6,19	6,67
CaO	9,56	11,10	10,6	10,12	9,73	9,98
Na ₂ O	2,43	2,01	2,6	2,24	2,32	1,68
K ₂ O	0,84	0,41	0,5	0,61	0,75	0,78
P ₂ O ₅	0,24	0,12	0,17	0,12	0,12	<0,01
ППП	0,33	0,35	<0,1	-0,26	-0,1	-0,17
Сумма	99,87	100,06	101,0	99,74	100,13	99,60
La	6,85	7,73	7,33	10,6	11,9	11,9
Ce	15,3	17,2	17,2	22,3	25	25
Pr	2,15	2,42	2,43	2,94	3,2	3,27
Nd	9,74	11	11,8	13	14,2	13,4
Sm	2,9	3,1	3,52	3,49	3,64	3,39
Eu	0,95	1,06	1,26	1,04	1,15	1,18
Gd	3,13	3,47	3,67	3,9	4,25	3,99
Tb	0,57	0,63	0,68	0,59	0,72	0,67
Dy	3,79	4,04	4,37	4,28	4,53	4,43
Ho	0,75	0,95	0,96	0,87	1,1	1,04
Er	1,98	2,5	2,82	2,48	2,74	2,74
Tm	0,39	0,39	0,37	0,37	0,44	0,4
Yb	2,19	2,32	2,45	2,3	2,57	2,53
Lu	0,33	0,37	0,38	0,37	0,38	0,37
V	283	303	293	268	294	290
Cr	293	302	137	220	242	232
Ni	145	124	125	93,9	82,6	75,3
Rb	10,5	11,5	15,3	17,1	19,1	20,9
Sr	175	195	191	193	209	200
Y	21,7	23,4	24,9	23,4	25,7	25,1
Zr	74	78,6	86,9	90,4	104	98,8
Nb	3,84	4,29	4,32	4,88	5,41	5,66
Ba	111	136	120	186	223	206
Hf	1,93	1,87	2,24	2,31	2,74	2,58
Ta	0,2	0,27	0,29	0,33	0,37	0,37
Pb	1,28	1,32	4,94	3,41	3,65	3,51
Th	1,07	1,16	1,03	1,97	2,16	2,32
U	0,43	0,45	0,42	0,66	0,78	0,78

Примечания. Места отбора проб: 319 – истоки р. Марха, водораздел левых притоков Сохсолох и Чукука (точка 7 на рис. 1: с.ш. 65°56'48''; в.д. 111°50'29''); 2130 – там же, (точка 5 на рис. 1: с.ш. 66° 01'4''; в.д. 111° 43'14''); 1214 – левый берег р. Моркока (точка 10 на рис. 1: с.ш. 65°45'48''; в.д. 110°22'52''); 153 – правый берег р. Вилюй (точка 14 на рис. 1: с.ш. 64°34'59''; в.д. 109°34'46''); 217 – там же, (точка 19 на рис. 1: с.ш. 64°11'35''; в.д. 109°19'31''); 1141-2 – левый берег р. Вилюй (точка 20 на рис. 1: с.ш. 65°09'39''; в.д. 109°20'50''). Ol – оливин, Cpx клинопироксен, Orx – ортопироксен.

Проба 1141-2 отобрана на левом берегу р. Вилюй из роговиков по туфам базальтов вблизи отчетливо видимого в скальном обнажении заливообразного контакта крупного интрузивного тела долеритов (см рис. 1, точка 20;

см. таблицу; рис. 6, 7). По двум замерам в одном зерне время последнего породообразования 261,6±6,9 млн лет. Три других замера в двух зернах зональных цирконов дают 298±5,8 млн лет (см. рис. 6, е). Также можно предположить, что дата

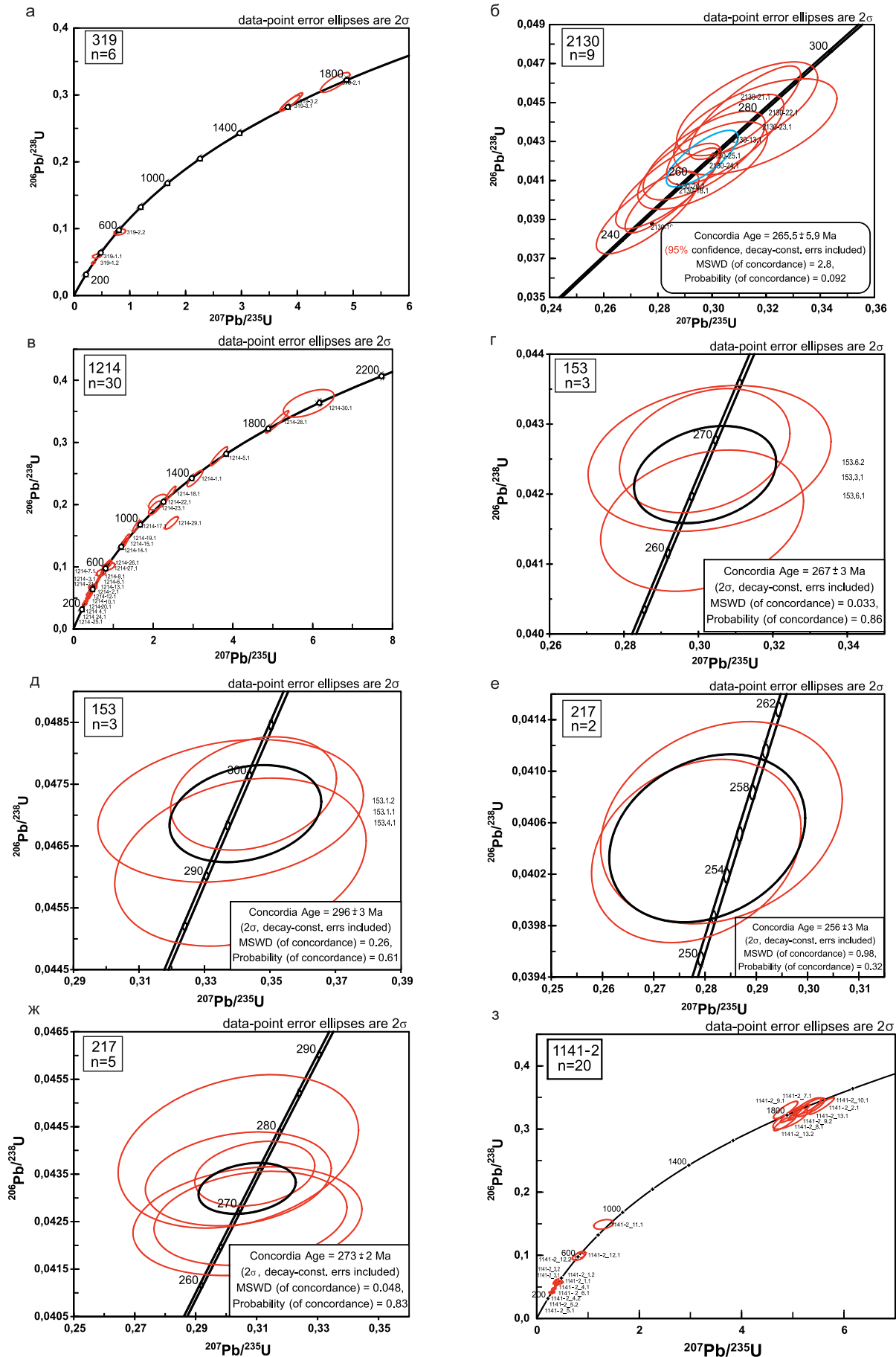


Рис. 6. U-Pb изотопные диаграммы с конкордией для цирконов из долеритов (см. таблицу, пробы 319, 2130, 1214) и роговиков (см. таблицу, пробы 153, 217, 1141–2) базитового магматизма бассейна среднего течения р. Вилюй – истоков р. Марха (n – количество точек замеров)

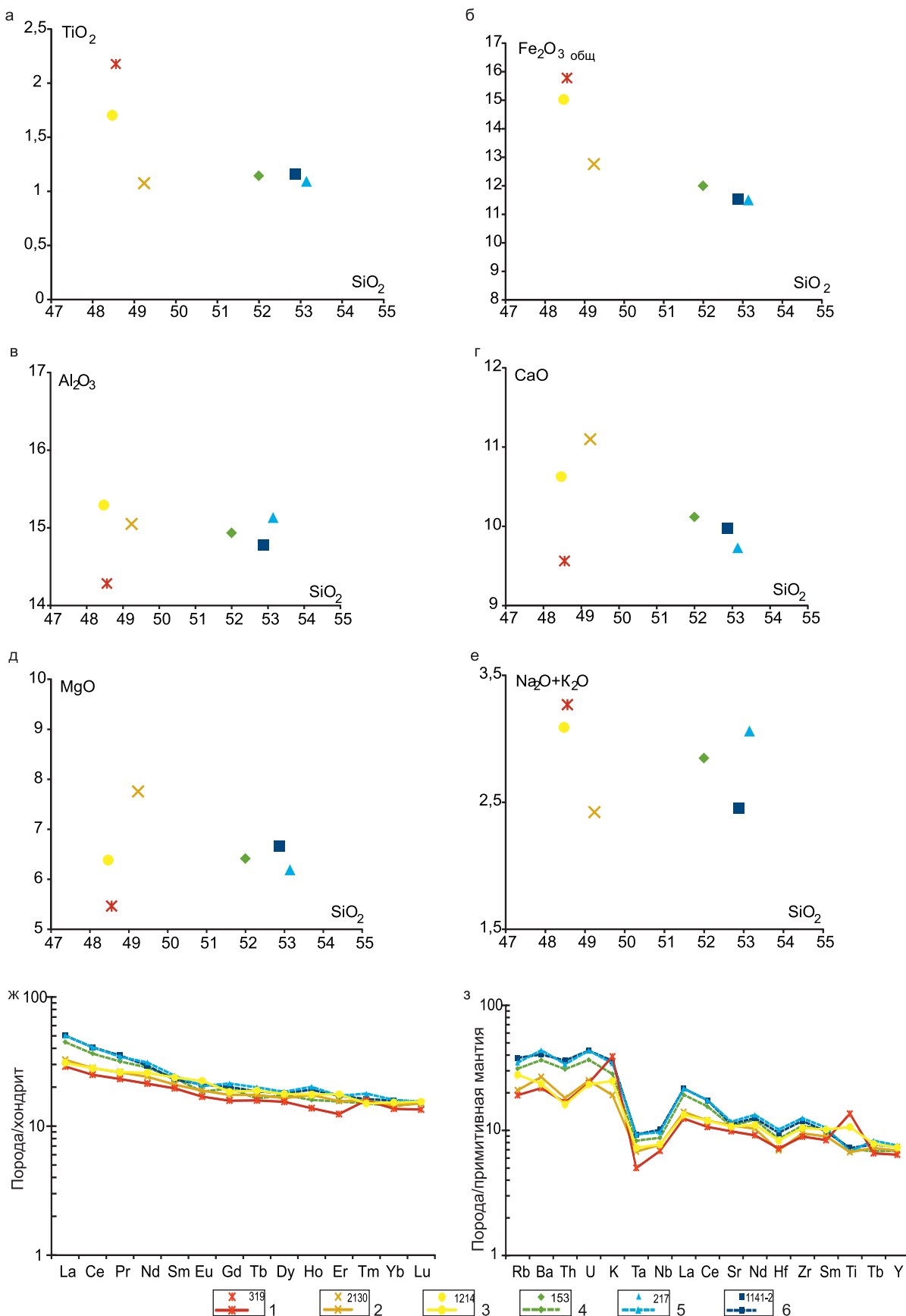


Рис. 7. Корреляционные отношения породообразующих оксидов (а–е), спектры распределения и диаграммы нормированных к хондриту [13] и примитивной мантии [14] редкоземельных элементов (ж, з) в долеритах (пробы 319, 2130, 1214) и роговиках (пробы 153, 217, 1141–2) базитового магматизма бассейна среднего течения р. Вилюй – истоков р. Марха

1–6 – фигуративные точки и спайдер-диаграммы проб, содержания и места отбора которых приведены в таблице

261,6±6,9 млн лет является временем ороговикования туфов, а 298±5,8 млн лет – их кристаллизации после извержения.

Следует добавить, что приведенные результаты радиологических исследований U-Pb методом близки определениям абсолютного возраста K-Ar методом, выполненным Центральной комплексной лабораторией Киевского геолого-разведочного треста по трем пробам, отобранным из туфов в разрезе скв. 11 (см. рис. 2) на глубинах 22,1, 34 и 37,1 м. Абсолютный возраст пород составил 290, 270 и 280 млн лет соответственно (И. А. Бухмиллер, В. И. Охлопков и др., 1974).

Становление многочисленных и разнообразных по морфологии тел базитов (преобладают пологозалегающие) бассейна среднего течения р. Вилюй – истоков р. Марха происходило в субвулканических условиях, о чем свидетельствует преобладание в их сложении порфировых долеритов, которые даже в центральных частях наиболее крупных тел не становятся полнокристаллическими габбро. Редко встречаются долериты с повышенным содержанием вулканического стекла и неполнокристаллические гиалобазальты.

Многочисленные находки в разных частях площади грубообломочных псефитовых и агломератовых туфов и ксенотуфов, реже лав и кластолав базальтов указывают на близость эруптивных центров, которых должно быть несколько в разных частях площади, поскольку грубообломочные эксплозии отлагаются вблизи мест их извержения.

Совокупность субвулканических интрузий и эффузий вместе с дайками и вулканокластическими породами сформировали вулканоплутоническую ассоциацию базитов [7]. Поступление магмы из глубинного очага носило растянутый во времени пульсационный характер, регулируемый, вероятно, тектоническими процессами. Каждая сформировавшаяся на поверхности вулканогенная линза с участием лав базальтов после их отвердевания бронировала верхнюю часть геологического разреза, вследствие чего последующие порции базитовой магмы формировали пологозалегающие залежи (силлы) долеритов, обходя места бронирования, и выбрасывали на поверхность за их пределами новые порции пирокластов и изливали лавы. Этому способствовали слабая литифицированность и водонасыщенность подстилающих эффузивы и вмещающих интрузии терригенных отложений среднего – позднего карбона и перми. Так, вероятно, формировались многоэтажные образования силлов с обратной возрастной последовательностью, где нижние силлы долеритов более молодые, чем верхние [2].

Нужно признать, что вулканическая деятельность в районе началась во второй половине карбона эксплозиями туфов и излияниями лав базальтов (от 309,3±5,4 до 306,5±2 млн лет, пробы 319, 153) и продолжалась в ранней перми эксплозиями

туфов (от 298±5 до 273±2 млн лет, пробы 1141–2, 153, 217) и внедрением долеритов (от 281,6±6 до 279±6,1, пробы 1214, 2130). С середины (от 267±3 до 265,5±5,9 млн лет, пробы 153, 2130) и до конца перми внедрения интрузий долеритов сопровождалось ороговикованием более ранних туфов. Наиболее интенсивно эти процессы проявились от 261,6±6,9 до 256±3 млн лет назад в поздней перми (пробы 1141–2, 1214, 2130, 153).

Содержания петрогенных компонентов и РЗЭ (см. таблицу), а также корреляционные отношения породообразующих оксидов, как и спектры распределения нормированных к хондриту [13] и примитивной мантии [14] РЗЭ на диаграммах (см. рис. 7), позволяют уверенно отличить роговики по туфам базальтов от интрузивных долеритов, а среди последних – карбоновые (проба 319) от позднепермских (пробы 2130, 1214).

Так, на диаграммах корреляционных отношений породообразующих оксидов фигуративные точки проб (153, 217, 1141–2), отобранных из роговиков по туфам базальтов, составляют обособленные области и четко отличаются от долеритов (пробы 319, 1214, 2130). Для роговиков характерны более высокие относительно долеритов содержания SiO_2 (52–53 %) и пониженные – Fe_2O_3 (11–12 %); для карбоновых долеритов (проба 319) – повышенные значения TiO_2 (2,17 %), Fe_2O_3 (15,77 %), $\text{N}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (3,27 %) и более низкие Al_2O_3 (14,28 %), MgO (5,46 %) и CaO (9,56 %), чем для роговиков и позднепермских долеритов (пробы 2130, 1214).

На диаграмме спектра РЗЭ, нормированных к хондриту [13], для роговиков по туфам типичны повышенные значения легких элементов (La-Sm), а также Gd, Ho и Tm; пониженные – Eu. Кривые содержаний РЗЭ позднепермских долеритов (пробы 2130, 1214) практически тождественны, а кривая карбоновых долеритов (проба 319) располагается заметно ниже для всех элементов, кроме Tm.

На диаграмме спектра РЗЭ, нормированных к примитивной мантии [14], роговики характеризуется повышенным содержанием всего спектра РЗЭ, кроме Ti, Tb и Y. Близкими значениями содержаний отмечаются позднепермские долериты (пробы 2130, 1214), а карбоновые долериты (проба 319) отличаются от них заметно более низкими содержаниями Ta, Nb, La, Ce, Sr, Nd и высокими K и Ti.

Различия в содержаниях петрогенных компонентов и РЗЭ карбоновых и позднепермских долеритов подтверждают относительный возраст их тел, установленный нами в обнажениях, где были отобраны пробы 319 и 2130.

Полученные результаты радиологических исследований U-Pb методом долеритов и роговиков согласуются с определениями спорово-пыльцевых комплексов ранней и поздней перми В. С. Тереховой (1967), В. Л. Пенигиной (1988), Т. Е. Михайловой и А. В. Киселевой (1974) из терригенных отложений, переслаивающихся с туфами базальтов (см. рис. 2).



Также подтверждаются представления М. Л. Лурье, В. Л. Масайтиса и Л. А. Полуниной [5] о проявлении на северо-западе Сибирской платформы первого этапа траппового магматизма в позднем карбоне – перми и самом начале триаса, кроме того, подтверждаются выводы Г. Н. Садовникова [10] о проявлении базитового вулканизма в Средней Сибири в гагарьеостровское время вишкильского (северодвинского) века поздней перми.

Стратиграфических данных присутствия эффузивных базитов триаса в пределах территории не установлено. Верхняя возрастная граница вулканогенно-осадочной толщи не определена.

Петрографические определения и описания пород, а также обработка результатов минералого-кристаллохимических исследований выполнены А. Б. Шепелем и М. Е. Гавриленко (СНИИГГиМС).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Булах А. Г. Руководство и таблицы расчета формул минералов. – М.: Недра, 1967. – 143 с.
2. Коробков И. Г., Евстратов А. А., Мильштейн Е. Д. Базитовые вулканоструктуры алмазодносных районов восточного борта Тунгусской синеклизы / отв. ред. А. А. Поцелуев. – Томск: СТТ, 2013. – 270 с.
3. Краснов И. И., Масайтис В. А. Тектоника Оленекско-Виллюйского водораздела в связи со строением окраинных зон Тунгусской синеклизы // Материалы по геологии Сибирской платформы. – М.: Госгеолтехиздат, 1955. – С. 217–234. – (Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер.; вып. 7).
4. Легенда Анабаро-Виллюйской серии государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (третье поколение). Кн. 1 / гл. ред. М. С. Мащак. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. – 311 с.
5. Лурье М. Л., Масайтис В. Л., Полунина Л. А. Интрузивные траппы западной окраины Сибирской платформы // Петрография восточной Сибири. Т. 1. – М., 1962. – С. 5–70.
6. Масайтис В. Л. Трапповая формация бассейна р. Виллюй // Петрография восточной Сибири. Т. 1. – М., 1962. – С. 208–255.
7. Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Изд. 2-е, перераб. и доп. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2008. – 200 с.
8. Породообразующие пироксены / Н. Л. Добрецов, Ю. Н. Кочкин, А. П. Кривенко, В. А. Кутолин. – М.: Наука, 1971. – 453 с.
9. Ревердатто В. В. Фации контактового метаморфизма. – М.: Недра, 1970. – 241 с.
10. Садовников Г. Н. Эволюция биотома траппового плато Средней Сибири // Палеонтологический журнал. – 2016. – № 5. – С. 87–99.
11. Трегер В. Е. Таблицы для оптического определения пороодообразующих минералов. – М.: Госгеолтехиздат, 1958. – 185 с.
12. Фации метаморфизма / Н. Л. Добрецов, В. В. Ревердатто, В. С. Соболев и др. – М.: Недра, 1970. – 432 с.
13. McDonough W. F., Sun S. S. The Composition of the Earth // *Chemical Geology*. – 1995. – Vol. 120. – P. 223–253.
14. Taylor S. R., McLennan S. M. The continental crust: its composition and evolution. – Oxford: Blackwell, 1985. – 312 с.

REFERENCES

1. Bulakh A.G. *Rukovodstvo i tablitsy rascheta formul mineralov* [Guide and calculation tables for mineral formulas]. Moscow, Nedra Publ., 1967. 143 p. (In Russ.).
2. Korobkov I.G., Evstratov A.A., Milshteyn E.D. *Bazitovye vulkanostrukturny almazonosnykh rayonov vostochnogo borta Tungusskoy sineklizy* [Basic volcanic structures of diamondiferous regions of the eastern side of the Tunguska syncline]. Tomsk, STT Publ., 2013. 270 p. (In Russ.).
3. Krasnov I.I., Masaytis V.A. [Tectonics of the Olenek-Vilyui watershed in connection with the structure of the marginal zones of the Tunguska syncline]. *Mater. VSEGEI, nov. ser.* Moscow, Gosgeoltekhizdat Publ., 1955, pp. 217–234. (In Russ.).
4. *Legenda Anabaro-Vilyuyskoy serii gosudarstvennoy geologicheskoy karty Rossiyskoy Federatsii masshtaba 1:1000 000 (tretye pokolenie). Obyasnitel'naya zapiska* [The legend of the Anabar – Vilyui series of the state geological map of the Russian Federation at a scale of 1: 1000 000 (third generation). Explanatory note]. Saint-Petersburg, VSEGEI Publ., 2009. 311 p. (In Russ.).
5. Lurye M.L., Masaytis V.L., Polunina L.A. [Intrusive traps of the western edge of the Siberian Platform]. *Petrografiya Vostochnoy Sibiri. T. 1* [Petrography of East Siberia, vol. 1]. Moscow, 1962, pp. 5–70. (In Russ.).
6. Masaytis V.L. [A Trap formation of the Vilyuy River basin]. *Petrografiya vostochnoy Sibiri. T. 1* [Petrography of East Siberia. Vol. 1]. Moscow, 1962, pp. 208–255. (In Russ.).
7. *Petrograficheskiy kodeks Rossii. Magmaticheskie, metamorficheskie, metasomaticheskie, im-paktnye obrazovaniya. Izdanie vtoroe, pererabotannoe i dopolnennoe* [Petrographic Code of Russia. Magmatic, metamorphic, metasomatic, impact formations. Second edition, revised and supplemented]. Saint-Petersburg, VSEGEI Publ., 2008. 200 p. (In Russ.).
8. Dobretsov N.L., Kochkin Yu.N., Krivenko A.P., Kutolin V.A. *Porodoobrazuyushchie pirokseny* [Rock-forming pyroxenes]. Moscow, Nauka Publ., 1971. 453 p. (In Russ.).
9. Reverdatto V.V. *Fatsii kontaktovogo metamorfizma* [Facies of contact metamorphism]. Moscow, Nedra Publ., 1970. 241 p. (In Russ.).
10. Sadovnikov G.N. Evolution of the biome of the Middle Siberian Trappean Plateau]. *Paleontological Journal*, 2016, vol. 50, no. 5, pp. 518–532.
11. Treger V.E. *Tablitsy dlya opticheskogo opredeleniya porodoobrazuyushchikh mineralov* [Tables for opti-



cal determination of rock-forming minerals]. Moscow, Gosgeolteckizdat Publ., 1958. 185 p. (In Russ.).

12. Dobretsov N.L., Reverdatto V.V., Sobolev V.S., et al. *Fatsii metamorfizma* [Facies of Metamorphism]. Moscow, Nedra Publ., 1970. 432 p. (In Russ.).

13. McDonough W.F., Sun S.S. The Composition of the Earth. *Chemical Geology*, 1995, vol. 120, pp. 223–253.

14. Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust: its composition and evolution. Oxford: Blackwell Publ., 1985. 312 c.

© В. И. Тихоненко, А. Ю. Туркин, 2019