ГЕОХИМИЯ, 2023, том 68, № 3, с. 227–254

ГЕОХИМИЯ, ВОЗРАСТ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ВУЛКАНИТОВ ИНДИГИРСКОГО РАЗРЕЗА, УЯНДИНО-ЯСАЧНЕНСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА (СЕВЕРО-ВОСТОК АЗИИ)

© 2023 г. А. В. Ганелин[a], *, М. В. Лучицкая[a], М. В. Маскаев[a]

[a]*Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Геологический институт РАН, Пыжевский пер., 7, стр. 1, Москва, 119017 Россия*

**e-mail: al-gan@yandex.ru*

Поступила в редакцию 12.07.2022 г.
После доработки 08.08.2022 г.
Принята к публикации 10.08.2022 г.

Уяндино-Ясачненский вулкано-плутонический пояс (УЯВП) является одной из крупнейших структур подобного типа на Северо-Востоке Азии. Его образования протягиваются в северо-западном направлении на 900 км от верховьев р. Колыма к верховьям р. Селеннях. Для пояса характерна сильная фациальная изменчивость и зональность, выраженная в смене с северо-востока на юго-запад вулканитов основного состава (Илиньтасская зона) кислыми вулканитами (Дарпирская зона). Недостаточная изученность УЯВП приводит к неоднозначной интерпретации его геодинамической природы и эволюции вулканизма. В статье рассмотрены новые детальные геохимические, изотопные и геохронологические данные для вулканитов индигирского разреза Дарпирской зоны УЯВП. Датирование вулканитов U-Th-Pb SIMS методом по циркону показало, что породы разреза, относимые ранее к оксфордскому-титонскому ярусам, являются более молодыми: 150 ± 2–152 ± 2 млн лет, что соответствует только тионскому времени. Для андезитов основания разреза характерны дефицит Ta-Nb, соотношение индикаторных элементов (Th/Nb_{pm}, La/Nb_{pm}, La/Sm_{pm} >1), очень низкие значения $\varepsilon_{Nd} = (-8)$ – что может свидетельствовать о контаминации мантийных источников континентальной корой. Перекрывающие андезиты кислые вулканиты имеют характеристики постколлизионных гранитоидов. Они также характеризуются значительными вариациями величины ε_{Nd} от –2.4 до –6.5 и модельных возрастов. Закономерное положение пород в разрезе, а также характерное для островодужных построек увеличение щелочности и кремнекислотности вверх по разрезу от андезибазальтов к риолитам верхов разреза позволяет предполагать, что надсубдукционные расплавы генерировались под коллизионной корой. Источником таких расплавов мог быть фрагмент мантии обогащенной флюидами в процессе предшествующей субдукции.

Ключевые слова: Уяндино-Ясачненский вулкано-плутонический пояс, коллизия, субдукция, активная континентальная окраина, Колымо-Омолонский микроконтинент, геохимия, геохронология, U-Pb SHRIMP, циркон

DOI: 10.31857/S0016752523030056, **EDN:** NXBMLQ

ВВЕДЕНИЕ

Уяндино-Ясачненский вулкано-плутонический пояс (УЯВП) является важным элементом мезозойских структур Верхояно-Колымской складчатой системы. Несмотря на длительную историю исследований, он до сих пор представляет собой слабоизученный объект. Основные сведения о геологии УЯВП представлены в публикациях (Данилов, Ставский, 1984; Парфенов, 1984; Гедько, 1988; Сурнин, 1990; Дылевский, 1994; Трунилина и др., 2004; Трунилина и др., 2007; Akinin et al., 2020 и др.).

Терригенно-вулканогенные комплексы УЯВП перекрывают структуры коллизионного пояса Черского. Они протягиваются широкой полосой (100–150 км) на расстояние около 900 км в северо-западном направлении от верховьев р. Колыма к верховьям рек Селеннях и Уяндина (рис. 1а, 1б). Формирование УЯВП связывают с заложением зоны субдукции в поздней юре. Последующее развитие этой субдукционной зоны привело к закрытию Оймяконского океанического бассейна и коллизии Сибирского континента и Колымо-Омолонского супертеррейна (Парфенов, 1984; Гедько, 1988; Оксман, 2000*)*. Согласно биостратиграфическим данным (Данилов, Ставский, 1984) возраст УЯВП характеризуется широкими вариациями в пределах поздней юры, а для самих пород характерна сильная фациальная изменчивость

как вкрест, так и по простиранию. Имеющиеся геохронологические данные, полученные методами Rb-Sr и K-Ar изотопии для валовых проб вулканитов, составляют от 160 до 150 млн лет (Трунилина, 2007).

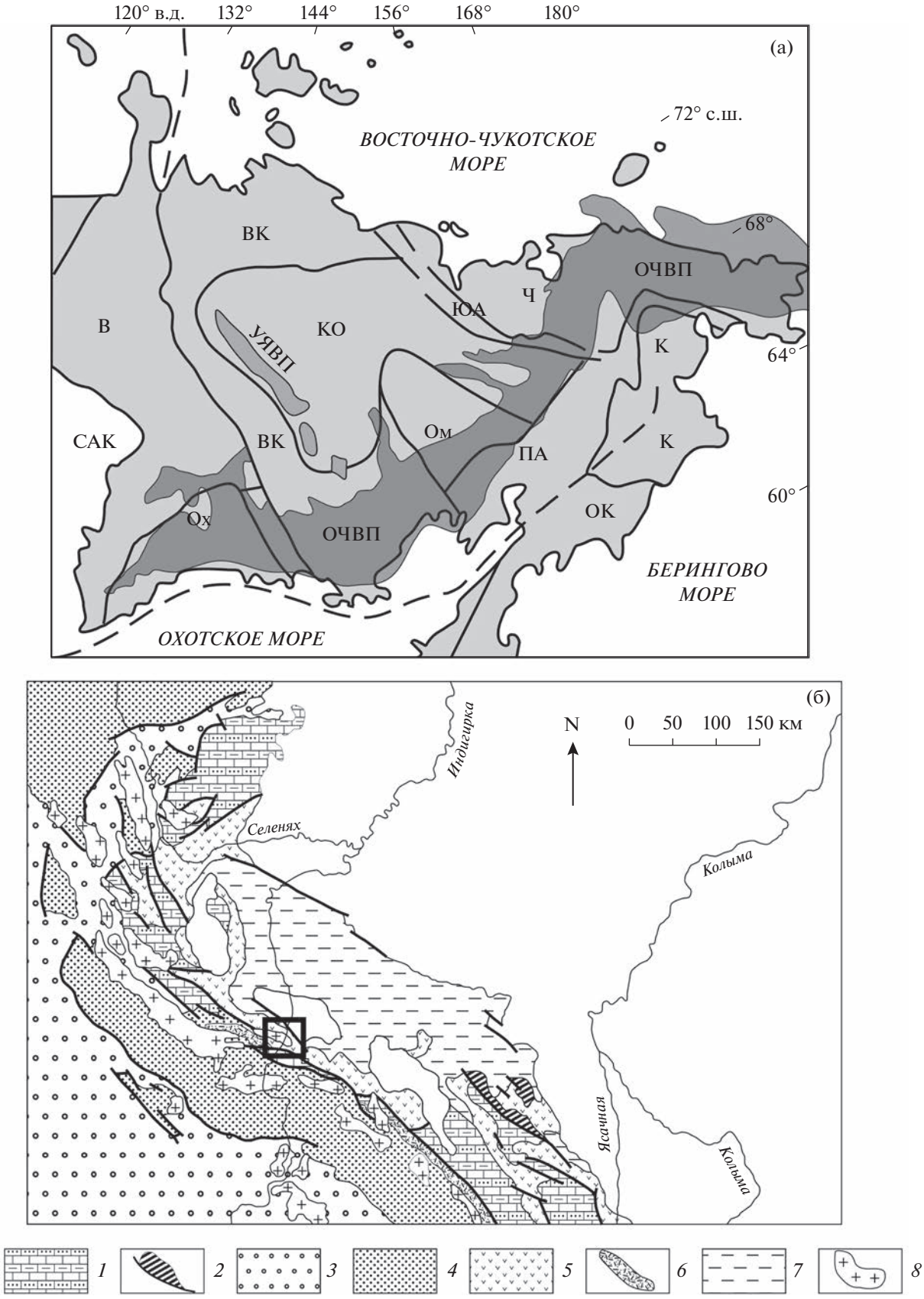
Важной особенностью пояса является зональность, выраженная вкрест простирания. Согласно данным (Парфенов, 1984; Гедько, 1988; Дылевский, 1994) с северо-востока на юго-запад выделяются две контрастные по составу вулканитов зоны, которые тянутся вдоль простирания пояса: Ильиньтасская, сложенная преимущественно вулканитами основного состава, и Дарпирская с преобладанием кислых вулканитов. Следует отметить, что большинство исследований УЯВП проводилось в Илиньтасской зоне, в ее центральной (Гедько, 1988; Терехов, Дылевский, 1988) и северо-восточной частях (Трунилина и др., 2004, 2007). Согласно данным Гедько (1988) в строении УЯВП можно выделить четыре вещественных комплекса, отвечающих главным этапам развития пояса. Первый комплекс представлен терригенными породами батско-келловейского возраста с конгломератами в основании, которые с угловым несогласием перекрывают карбонатные комплексы палеозоя, триаса и нижней юры. Мощность отложений меняется от десятков-сотен метров на северо-востоке до 2000 м на юго-западе. Второй комплекс – вулканогенный. Он представлен вулканитами преимущественно основного состава, которые согласно перекрывают терригенные породы первого комплекса. Отмечается большое количество лав с подушечной и канатной отдельностями. Вверх по разрезу базальты постепенно сменяются эффузивами среднего состава, переслаивающимися с туфотерригенными породами. Мощность отложений комплекса меняется вкрест простирания от 500 м вдоль юго-западного фронта пояса до 1500 м в центральной части. В составе третьего комплекса выделяются вулканогено-терригенные породы с вулканитами кислого состава, кислыми туфами, алевролитами, глинистыми сланцами. На основании комплекса двустворок, породы характеризуются раннекиммеридж-ранневолжским возрастом. Четвертый комплекс присутствует только в юго-западной части пояса и характеризуется сильной фациальной изменчивостью. В его составе выделяются два типа разреза. В первом типе породы комплекса представлены туфо-терригенными разновидностями и кислыми туфами, которые перекрываются вулканомиктовыми песчаниками и алевролитами с маломощными прослоями угля. Второй тип представлен туфотурбидитами с олистолитами палеозойских известняков, которые перекрываются толщей кислых вулканитов. Суммарная мощность третьего и четвертого комплексов варьирует от 2 до 4 км (Гедько, 1988). Из приведенного описания хорошо видно, что наблюдается омоложение возраста пород вкрест простирания от Илиньтасской к Дарпирской зоне (Дылевский, 1994).

Вещественные комплексы УЯВП в различной степени деформированы. Наиболее интенсивно угловое несогласие между батскими конгломератами и палеозойско-раннемезозойским фундаментом проявлено в Илиньтасской зоне. Здесь же наблюдаются более интенсивные деформации (Зоненшайн и др., 1990; Дылевский, 1994). “Породы смяты в разнопорядковые, в том числе в узкие складки с крутыми (до 75°–80°) углами наклона крыльев” (Дылевский, 1994). В Дарпирской зоне породы УЯВП перекрывают породы фундамента с незначительным несогласием, а структурно они образуют моноклинали с углами падения до 30°–40° (Гедько, 1988; Дылевский, 1994).

Контрастный характер вулканизма при недостаточной изученности вещественного состава пород, разный стиль деформаций, отсутствие данных по абсолютным возрастам привели к появлению различных вариантов интерпретации геодинамической природы УЯВП и вергентности позднеюрской зоны субдукции. Большинство авторов, констатируя общий надсубдукционный характер вулканизма, расходятся во мнениях относительно конкретных геодинамических условий формирования УЯВП. Некоторые исследователи рассматривают комплексы пояса как позднеюрские рифтогенные образования (Сурнин, 1990). Не исключается возможность формирования отдельных сегментов пояса в различных геодинамических обстановках (Дылевский, 1994).

Вергентность зоны субдукции по мнению одних авторов была направлена на восток под структуры Колымо-Омолонского микроконтинента (Парфенов, 1984; Оксман, 2000). Основа-

Рис. 1. (а) – Схема орогенных поясов по (Парфенов и др., 2003); (б) – геологическая схема Уяндино-Ясачненского вулканического пояса (УЯВП) по (Гедько, 1988). На (а): Орогенные пояса, кратоны и кратонные террейны: САК – Северо-Азиатский кратон, В – Верхоянский складчато-надвиговый пояс, ВК – Верхояно-Колымский пояс, КО – Колымо-омолонский супертеррейн, ЮА – Южно-Анюйский пояс, Ч – Чукотский пояс, К – Корякский пояс, ПА – Пенжинско-Анадырский пояс, ОК – Олюторско-Камчатский пояс, Ох – Охотский террейн, Ом – Омолонский террейн. Вулканические пояса: УЯВП – Уяндино-Ясачненский, ОЧВП – Охотско-Чукотский. На (б): *1, 2* – комплексы основания УЯВП: *1* – палеозойско-раннемезозойские карбонатно-терригенные комплексы, *2* – палеозойско-раннемезозойские терригенно-вулканогенные комплексы; *3* – пермско-триасовые терригенные комплексы; *4* – средне-позднеюрские терригенные отложения Иньяли-Дебинского синклинория; *5*, *6* – позднеюрские терригенно-вулканогенные отложения УЯВП; *7* – позднеюрские туфотерригенные отложения (бастахская серия); *8* – меловые гранитоиды.


120° в.д.
132°
144°
156°
168°
180°
(а)
72° с.ш.
ВОСТОЧНО-ЧУКОТСКОЕ МОРЕ
68°
ВК
ОЧВП
Ч
ЮА
В
КО
УЯВП
К
64°
САК
ВК
Ом
ПА
К
60°
Ох
ОЧВП
ОК
БЕРИНГОВО МОРЕ
ОХОТСКОЕ МОРЕ
(б)
N
0 50 100 150 км
Индигирка
Селенях
Колыма
Ясачная
Колыма
1
2
3
4
5
6
7
8

нием для этого, вероятно, является тот факт, что фундаментом для комплексов Илиньтасской зоны являются структуры Омулевского террейна. По мнению других исследователей, субдукция была направлена на юго-запад в сторону Сибири (Гедько, 1988; Зоненшайн и др., 1990; Трунилина и др., 2004). Это заключение было сделано для пород Илиньтасской зоны, используя методику, основанную на корреляционной связи содержаний калия с глубиной залегания сейсмофокальной зоны. Исследование проведено на 163 образцах базальтов, отобранных вкрест простирания зоны (Гедько, 1988). Предпочтение западному направлению субдукции также отдают авторы в работе (Akinin et al., 2020). С направлением субдукции связано решение вопроса о тектонической природе Илиньтасского и Иньяли-Дебинского синклинориев. В случае падения зоны субдукции на юго-запад в качестве тылового бассейна рассматриваются юрские флишевые отложения Инъяли-Дебинского прогиба, расположенного к западу от УЯВП, а в качестве преддугового бассейна волжские отложения Илинь-Тасского антиклинория, расположенного к востоку от УЯВП. В случае восточного падения зоны субдукции отложения Иньяли-Дебинского прогиба рассматриваются в качестве преддугового бассейна, а Илинь-Тасского в качестве тылового (Парфенов и др., 2003)

U-Pb датировки вулканитов УЯВП, полученные современными методами цирконометрии, весьма ограничены. В последнее время появились данные для южных сегментов пояса, значения которых составляют 152–153 млн лет (Prokopiev et al., 2007; Akinin et al., 2020).

В настоящей статье приводятся первые результаты изучения петрогеохимического и изотопного (Sr-Nd) состава вулканитов Дарпирской зоны, вскрывающихся в разрезе реки Индигирка, в центральной части УЯВП. Представлены новые данные по изотопным возрастам пород, полученные по цирконам методом U-Th-Pb (SIMS). Сделаны выводы о геодинамических аспектах формирования разреза.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

В районе среднего течения р. Индигирка (рис. 1б) разрез Дарпирской зоны УЯВП включает в себя две толщи, возраст которых определен: нижняя толща – оксфорд–киммеридж, верхняя толща – киммеридж–титон (Объяснительная записка..., 1988) (рис. 2).

Нижняя толща залегает согласно на терригенных отложениях келловейского возраста Иньяли-Дебинского синклинория. В основании разреза залегают пачки вулканогенных пород основного–среднего состава. В целом в разрезе преобладают различные вулканиты кислого состава, которые чередуются с редкими прослоями терригенных пород. Максимальная мощность нижней толщи в районе – 900 м. Образования верхней толщи согласно перекрывают нижнюю. По набору пород обе толщи очень похожи. Для верхней толщи характерно переменное количество кислых туфов, риолитов и терригенных пород вдоль простирания (Объяснительная записка..., 1988). Преобладающим типом пород являются кислые туфы, при подчиненном количестве риолитов, дацитов, андезитов. Мощность толщи от 800 до 1500 м.

Нижняя толща была изучена в правом борту р. Индигирка на двух участках между ручьями Уструктах и Учча (рис. 3а). В районе устья руч. Уструктах преобладают андезибазальты, андезиты и дациты с прослоями терригенных пород. От устья р. Учча вниз по течению в правом борту р. Индигирка в высоких скальных обрывах протяженностью 3 км вскрываются кислые вулканиты нижней толщи, которые чередуются с серыми, светло-серыми тонкозернистыми туфами кислого состава. Присутствуют горизонты кластолав. Вулканиты представлены риолитами, которые часто образуют столбчатую отдельность. В центральной части обрывов наблюдается пачка переслаивающихся светлых туфопесчаников с темными туфоалевролитами мощностью около 40–50 м. Породы хорошо выделяются на фоне светлых вулканитов, подчеркивая структурные особенности разреза: моноклинальное падение на юг (аз. 200°) под углами 25°–30°.

Верхняя толща согласно перекрывает нижнюю толщу. Ее основание было изучено в обрывах левого борта р. Индигирка в районе устья руч. Ыарга-Юрях (рис. 3б). В обнажениях протяженностью 1.5 км вскрываются риолиты с редкими прослоями алевролитов (мощность пачек 60–120 м). Выше по течению, в районе устья руч. Сары-Келлах (правый борт р. Индигирка) вулканиты образуют отдельные небольшие коренныевыходы завершающие разрез и представленные переслаиванием дацитов и риолитов (рис. 3б). Видимая мощность толщи около 800 м.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Анализ содержаний породообразующих элементов в вулканитах осуществлялся в лаборатории химико-аналитических исследований Геологического института РАН рентгенофлуоресцентным методом с использованием последовательного спектрометра S4 Pioneer фирмы “Bruker” (Германия) и программного обеспечения “Spectra-Plus”. Интервалы анализируемых содержаний в пересчете на оксиды (мас. %): кремния – 1.0–99.5, титана – 0.01–5.0, алюминия – 1.0–60.0, железа – 1.0–40.0, марганца – 0.01–1.0, кальция – 1.0–50.0, магния –

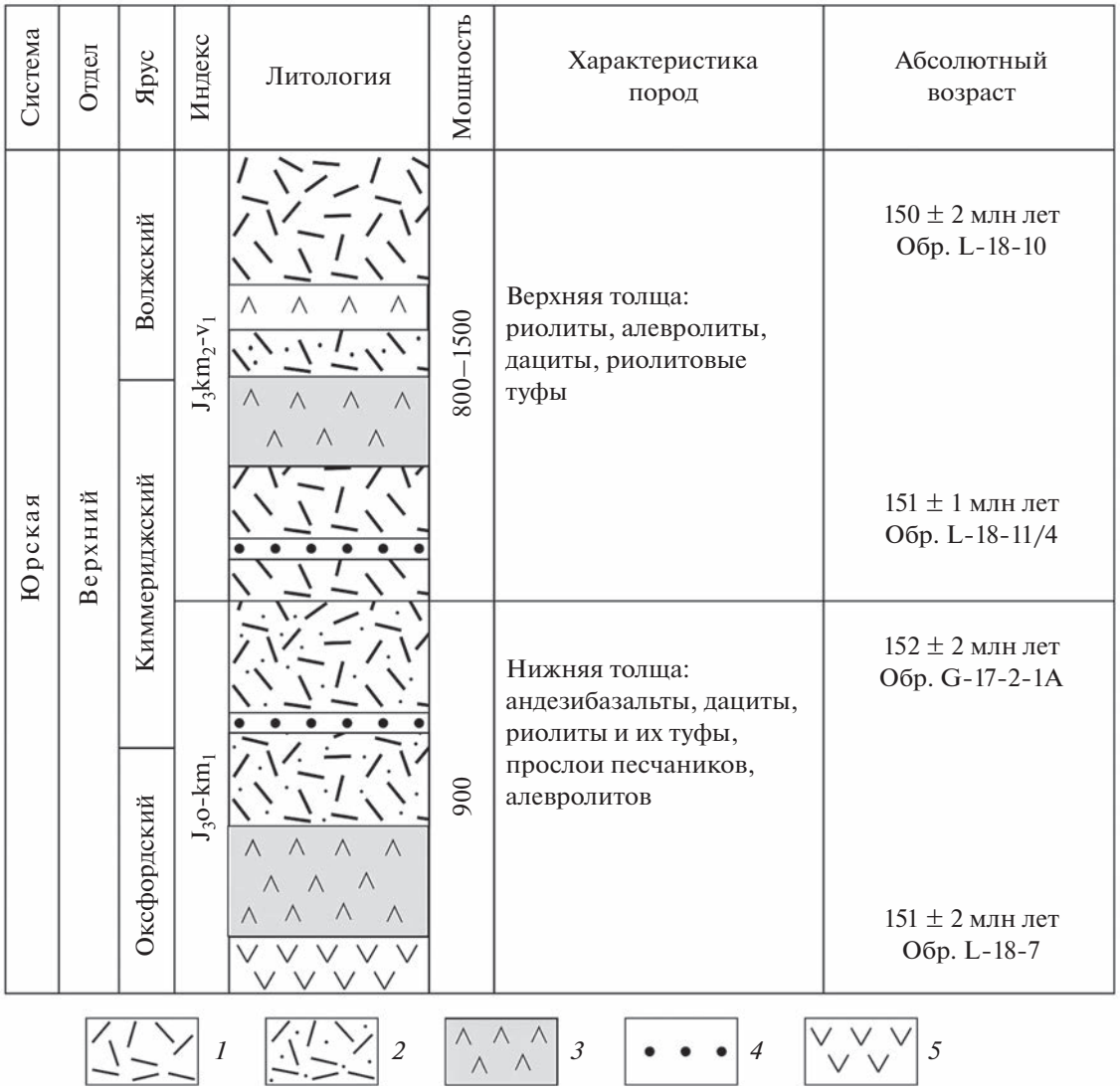


Рис. 2. Стратиграфическая колонка индигирского разреза УЯВП. Построена с использованием данных (Объяснительная записка..., 1988). Данные по абсолютным возрастам см. табл. 1. *1* – риолиты; *2* – риолитовые туфы; *3* – дациты; *4* – туфопесчаники, туфоалевролиты; *5* – андезибазальты.

0.1–40, натрия – 0.1–10.0, калия – 0.1–10.0, фосфора – 0.01–5.0. Для учета матричных эффектов в программе “Spectra-Plus” использован метод фундаментальных параметров. В качестве образцов сравнения использованы стандартные образцы (ГСО, ОСО, МСО) близкие по составу к анализируемым пробам (кислые, средние и основные породы). Для построения градуировочных графиков использовалось более 50 стандартных образцов различного состава. Техника подготовки проб к анализу и статистические показатели точности и правильности анализа соответствуют требованиям отраслевой методики НСАМ № 439-РС МПР РФ.

Редкоэлементный анализ проб проводился в Аналитическом центре Института проблем технологии микроэлектроники и особо чистых материалов РАН. Для разложения образцов пород основного состава использовали открытые системы, а для образцов пород кислого состава – автоклавы МКП-05 НПВФ (“АНКОН-АТ-2”, Россия). Контроль за полнотой растворения образцов и возможными потерями на стадии разложения проводили с использованием добавки стабильных высокообогащенных изотопов ^{161}Dy и ^{62}Ni к каждому анализируемому образцу. Содержание микроэлементов в полученных растворах определяли методами атомно-эмиссионной спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICAP-61, *Thermo Jarrell Ash*, США) масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (X-7, *Thermo Elemental*, США). Относительное стандартное отклонение для всех определяемых элементов не

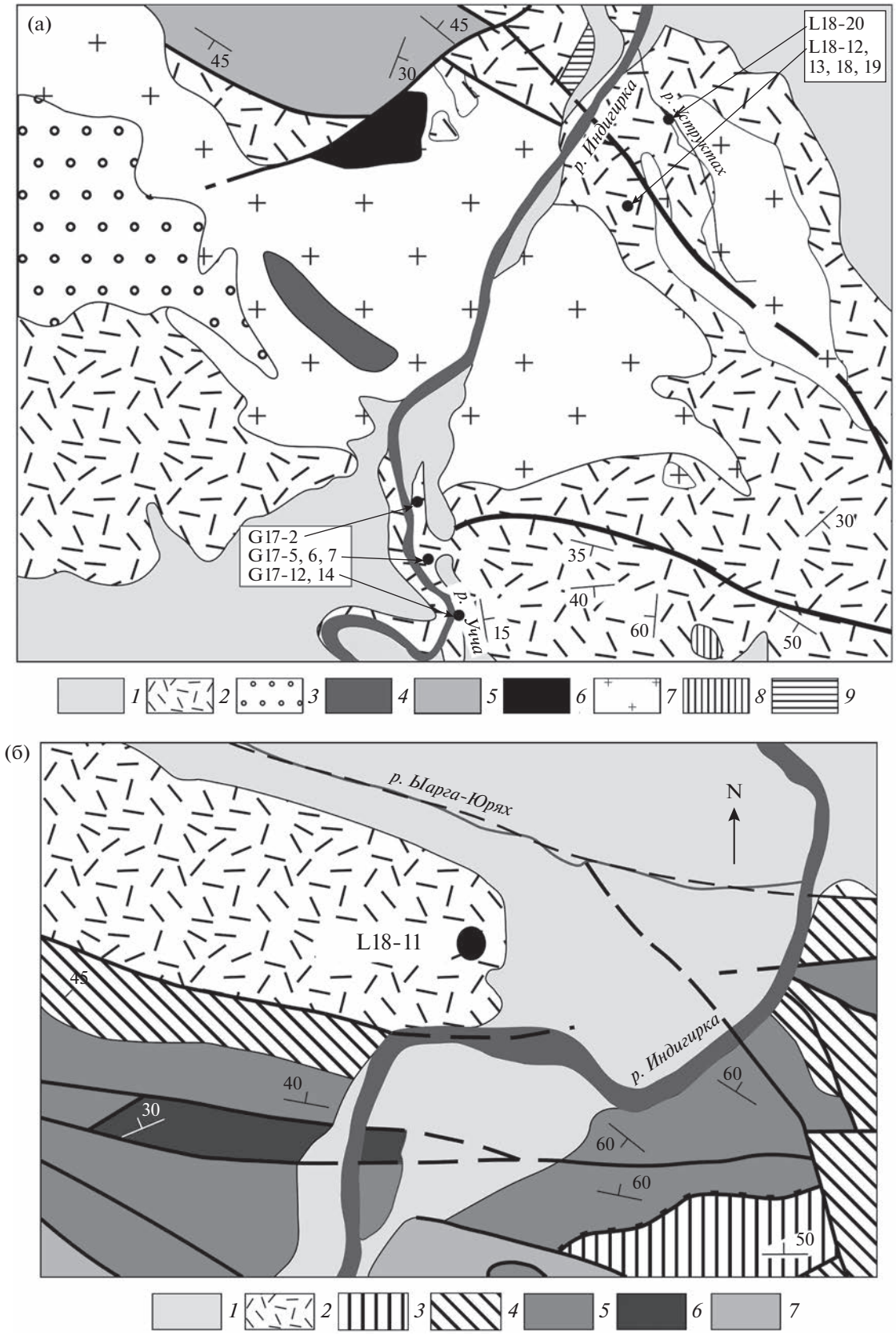

(а)
45
45
30
L18-20
L18-12,
13, 18, 19
р. Индигирка
р. Устружных
G17-2
G17-5, 6, 7
G17-12, 14
р. Учча
35
40
15
60
50
30'
1 2 3 4 5 6 7 8 9
(б)
р. Ыарга-Юрях
N
L18-11
45
40
30
р. Индигирка
60
60
60
50
1 2 3 4 5 6 7

Рис. 3. Геологические схематические карты районов развития отложений УЯВП в долине р. Индигирка (Объяснительная записка..., 1988): (а) – нижней толщи (о-km_1) (междуречье рр. Уструктах и Учча), (б) – нижней части верхней толщи (km_2-v_1) (устье руч. Ыарга-Юрях), (в) – верхней части верхней толщи (устье руч. Сары-Кыллах). На (а): *1* – четвертичные отложения; *2*, *3* – верхнеюрские отложения зоны Уяндино-Ясачненского вулканического пояса*: 2* – оксфордский и кимериджский ярусы – кислые туфы, покровы риолитов, дацитов, андезитов, прослои вулканомиктовых терригенных пород; *3* – келловейский ярус – алевролиты, аргиллиты, известковистые песчаники, редкие линзы конгломератов*; 4* – верхнесилурийские отложения – мраморизованные и окварцованные известняки с редкими прослоями известково-глинистых сланцев и глинистых известняков; *5* – карбонатно-слюдистые, серицит-хлоритовые, полевошпатово-слюдистые сланцы, редкие прослои мраморизованных известняков и кварцитов позднепротерозойского(?) возраста; *6* – позднемеловые субщелочные лейкократовые габбро; *7* – позднеюрские граниты, лейкограниты; *8* – позднеюрские субвулканические тела андезитового состава, *9* – ранненепротерозойские (?) метаморфические комплексы. На (б): *1* – четвертичные отложения, *2* – верхнеюрские отложения Уяндино-Ясачненского вулканического пояса (km_2-v_1), *3–5* – терригенно-карбонатные отложения девона: *3* – верхнего, *4* – среднего, *5* – нижнего; 6 – карбонатные отложения силура, 7 – кристаллические сланцы верхнего протерозоя (?). На (в): *1* – четвертичные отложения, *2* – верхнеюрские отложения Уяндино-Ясачненского вулканического пояса (km_2-v_1), *3* – среднеюрские (батские) терригенные отложения, *4* – среднеюрские байосские терригенные отложения, *5*, *6* – терригенно- карбонатные отложения девона: *5* – верхнего, *6* – среднего, *7* – карбонатные отложения силура, *8* – кристаллические сланцы верхнего протерозоя (?), *9* – раннемеловые гранодиориты, *10* – позднеюрские интрузивные и субвулканические образования кислого состава, *11* – раннемелове гранитоидные массивы.

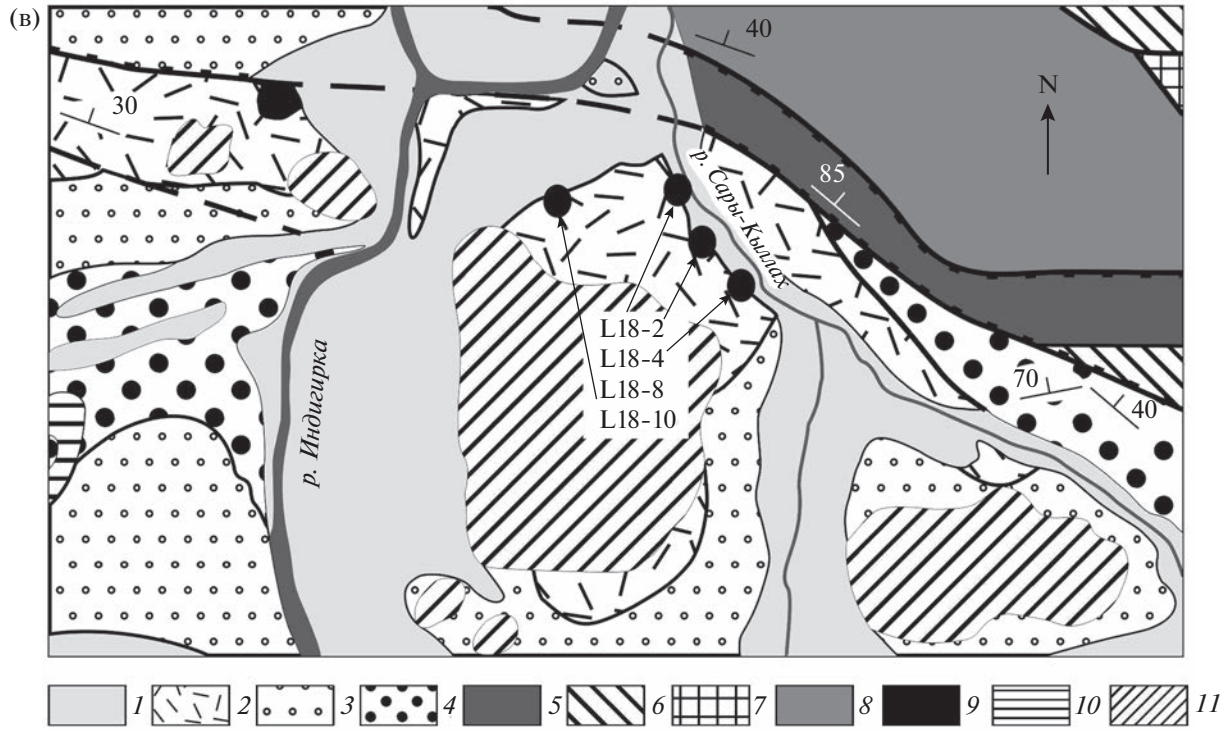


Рис. 3. Окончание.

превышает 0.2 при измерении содержания этих элементов до пятикратного предела обнаружения и не превышает 0.1 при измерении содержания, превышающего пятикратный предел обнаружения. Для проверки правильности анализа образцов использовали стандартные образцы: Габбро Эссекситовое СГД-1А (ГСО 521-84П); Габбро Эссекситовое СГД-2А (ГСО 8670-2005); альбитизированный гранит СГ-1а (ГСО520-84П); щелочной агпаитовый гранит СГ-3 (ГСО3333-85).

Изотопный состав Sr и Nd был определен в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (г. С.-Петербург) на термоионизационном масс-спектрометре TRITON (Thermo). Средняя точность анализов составляла 0.002% (2 σ) для изотопного отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ и 0.005% (2 σ) для отношения $^{143}Nd/^{144}Nd$. Расчет концентраций методом изотопного разбавления и отношений $^{87}Rb/^{86}Sr$ и $^{147}Sm/^{144}Nd$ производился в программе Excel2003. Ошибка измерения концентраций – 1%.

U-Pb SIMS датирование цирконов осуществлялось на вторично-ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований (ЦИИ) ВСЕГЕИ. Измерения изотопных отношений U и Pb прово-

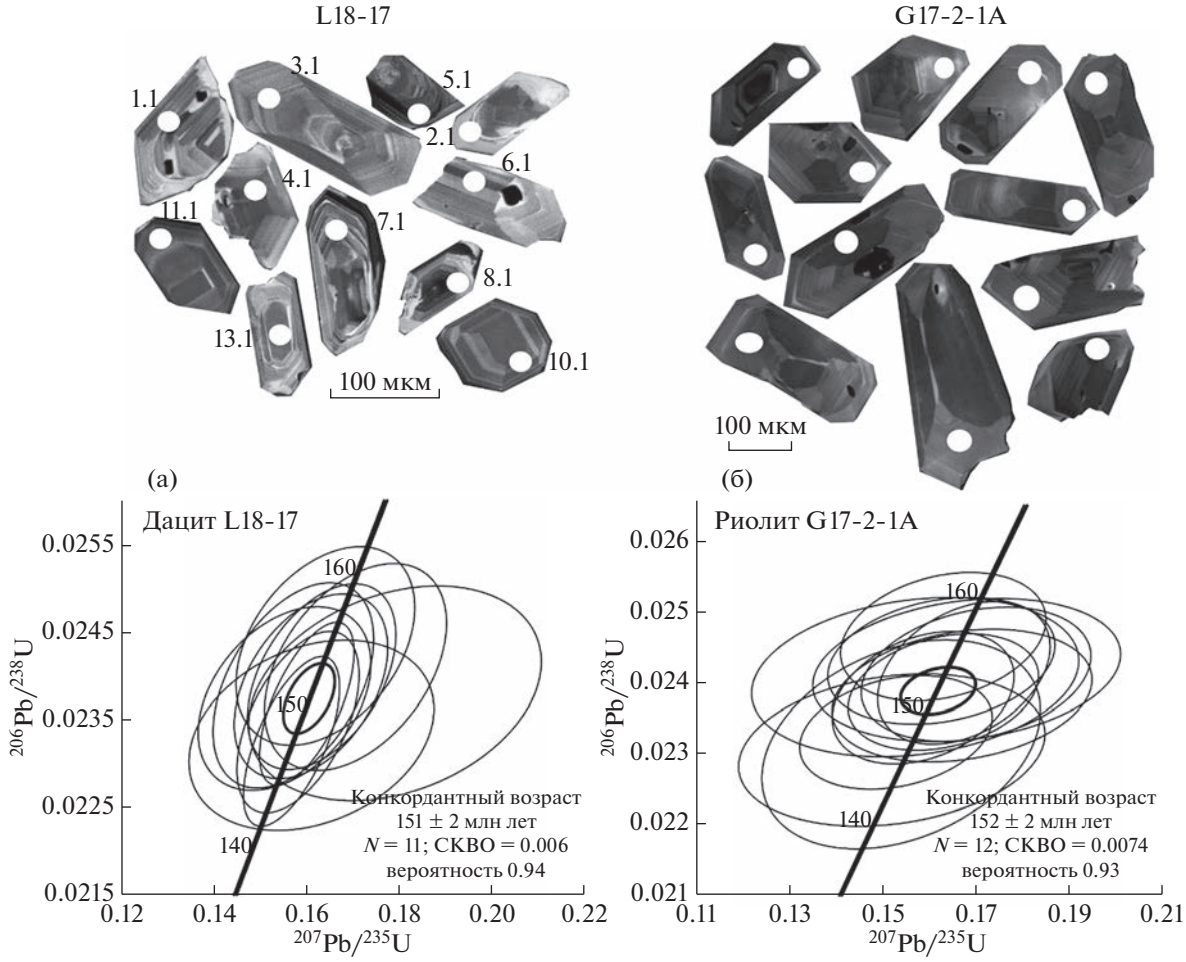


Рис. 4. Диаграммы с конкордиями для образцов вулканитов Индигирского разреза УЯВП. Нижняя толща: (а) – дацит, (б) – риолит; верхняя толща: (в) – риолит, (г) – дацит.

дились по традиционной методике, принятой в ЦИИ (Whilliams, 1998). Обработка полученных данных осуществлялась с использованием программы SQUID (Ludwig, 2000), а построение графиков с конкордией – с использованием программы ISOPLOT (Ludwig, 2003).

РЕЗУЛЬТАТЫ U-Th-Pb (SIMS) ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОНОВ

Для геохронологических U-Pb изотопных исследований были отобраны образцы из всех разновидностей кислых вулканитов Индигирского разреза. Результаты представлены в табл. 1 и на рис. 4.

Нижняя толща. Образец дацита (L18-17) был отобран в борту руч. Уструктах (рис. 3а). Проанализировано 11 зерен циркона. Зерна идиоморфные, призматические размером от 100 до 300 мкм, прозрачные с отчетливой концентрической зональностью. Отношения Th/U составляют 0.43–1.19, что свидетельствует о магматической природе циркона. Конкордантный возраст по результатам одиннадцати измерений составил 151 ± 2 млн лет (табл. 1, рис. 4б).

Образец риолита G17-2-1а был отобран выше по разрезу в обрывах р. Индигирка из пачек риолитов вблизи руч. Учча. Из образца было проанализировано 12 зерен циркона. Отношения $^{232}Th/^{238}U$ составляют 0.41–0.52. Зерна цирконов прозрачные, чистые, не трещиноватые. Форма зерен преимущественно удлиненная призматическая, реже таблитчатая. Характерна концентрическая зональность, параллельная граням зерен. Диапазон полученных значений возраста составил от 147.4 до 154.8 млн лет. Конкордантный возраст по 11 измерениям составил 152 ± 2 млн лет (табл. 1, рис. 4б).

Верхняя толща. Образец риолита L18-11-4 был отобран из пачки кислых пород в скальном обнажении левого борта р. Индигирка вблизи устья руч. Ыарга-Юрях. Проанализировано 12 зерен цир-

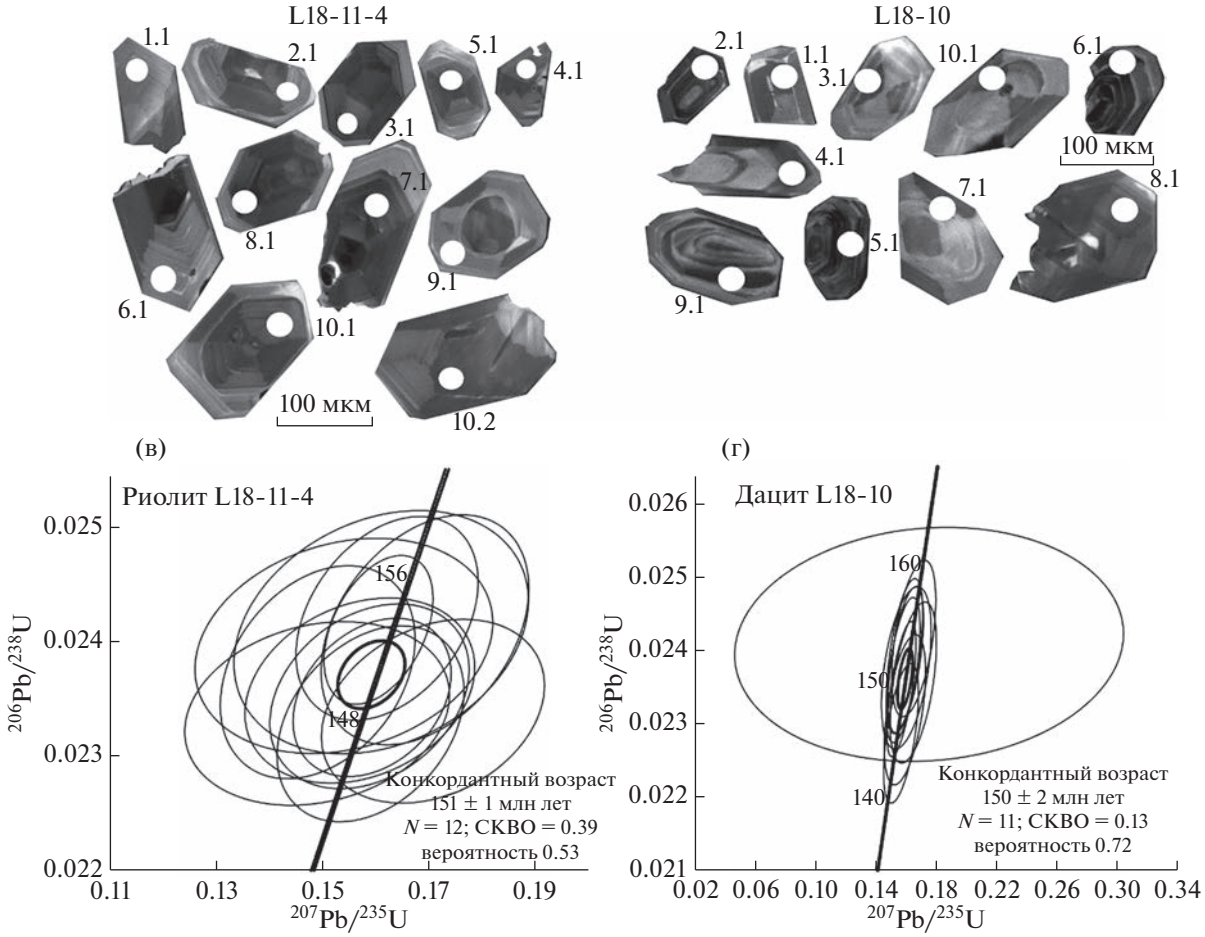


Рис. 4. Окончание.

кона. Зерна прозрачные, размером 100–150 мкм, идиоморфные удлиненно – и короткопризматические. Отношения $^{232}Th/^{238}U$ составляют 0.41–0.81, что свидетельствует о магматическом генезисе. По результатам 12 измерений конкордантный возраст составил 151 ± 1 млн лет.

Образец дацита L18-10 отобран из верхней части верхней толщи индигирского разреза (правый борт Индигирки) из обнажений вулканитов кислого состава в районе устья руч. Сары-Келлах. Из образца выделено десять зерен цирконов. Размер зерен 100 мкм, цирконы прозрачные короткопризматические с отчетливой концентрической зональностью. Отношения $^{232}Th/^{238}U$ составляют 0.32–0.62, что свидетельствует о магматическом генезисе цирконов. Конкордантный возраст по 10 измерениям составил 150 ± 2 млн лет.

Погрешности единичных анализов приводятся на уровне 1 σ; погрешности вычисленных конкордантных возрастов приводятся на уровне 2σ. Коэф. корр. – коэффициент коррекции.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ СОСТАВ

Андезибазальты. Массивные породы зеленовато-сероватого цвета. Структура породы преимущественно афировая, реже с незначительным количеством вкрапленников клинопироксена и плагиоклаза (3–5%) полностью замещенных хлоритом. Основная масса девитрифицирована, представлена мелкими массами плагиоклаза, биотита и разложенного стекла. Структура основной массы пилотакситовая и микролитовая.

Риолиты верхов нижней толщи и основания верхней толщи очень похожи. Для пород характерны массивные пятнистые, реже полосчатые текстуры. Структуры порфировые, сериальнопорфировые. Количество вкрапленников 30–40%. Они представлены кварцем, кислым плагиоклазом и калиевым полевым шпатом, которые часто образуют зерна различных генераций и размеров. Кварц (15–20%) представлен крупными изометричными зернами (2–5 мм) и более мелкими зернами (0.3–0.5 мм) угловатые, неправильной формы. Плагиоклаз (10–20%) представлен идио-

Таблица 1. Результаты U-Pb SHRIMP датирования цирконов из вулканитов Индигирского разреза УЯВП

Точка	% $^{206}Pb_c$	г/т U	г/т Th	$\frac{^{232}Th}{^{238}U}$	г/т $^{206}Pb^*$	(1) $\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$ Age		(1) $\frac{^{238}U}{^{206}Pb^*}$	±%	(1) $\frac{^{207}Pb^*}{^{206}Pb^*}$	±%	(1) $\frac{^{207}Pb^*}{^{235}U}$	±%	(1) $\frac{^{206}Pb^*}{^{238}U}$	±%	Коэф. корр.
G17-2-1A-1.1	0.00	153	64	0.43	3.11	151	±2.6	42.2	1.7	0.0498	4.4	0.1626	4.8	0.02369	1.7	0.364
G17-2-1A-2.1	0.31	218	102	0.49	4.48	152.1	±2.1	41.89	1.4	0.0495	4.9	0.163	5.1	0.02387	1.4	0.276
G17-2-1A-3.1	0.33	207	104	0.52	4.16	148.5	±2.1	42.92	1.4	0.0476	5.3	0.1529	5.5	0.0233	1.4	0.262
G17-2-1A-4.1	0.33	194	99	0.52	4.13	157	±2.3	40.57	1.5	0.048	5.3	0.163	5.5	0.02465	1.5	0.264
G17-2-1A-5.1	0.66	98	33	0.35	2.03	153.4	±2.8	41.53	1.9	0.0472	8.9	0.157	9.1	0.02408	1.9	0.205
G17-2-1A-6.1	0.36	155	63	0.42	3.23	153.6	±2.4	41.46	1.6	0.0512	5.7	0.17	5.9	0.02412	1.6	0.268
G17-2-1A-7.1	0.61	155	67	0.45	3.08	146.9	±2.7	43.39	1.9	0.0479	8.6	0.152	8.8	0.02305	1.9	0.214
G17-2-1A-8.1	0.00	180	81	0.46	3.72	153.8	±2.5	41.43	1.7	0.0503	4.2	0.1674	4.5	0.02414	1.7	0.364
G17-2-1A-9.1	0.67	162	71	0.45	3.39	154	±2.7	41.36	1.7	0.0504	7.8	0.168	8	0.02418	1.7	0.219
G17-2-1A-10.1	0.43	254	135	0.55	5.33	154.8	±2.3	41.14	1.5	0.0485	5.9	0.1626	6.1	0.02431	1.5	0.243
G17-2-1A-11.1	0.53	171	77	0.47	3.41	147.4	±3.7	43.2	2.6	0.0483	7.5	0.154	7.9	0.02313	2.6	0.322
G17-2-1A-11.1re	0.48	141	56	0.41	2.9	151.8	±2.5	41.98	1.6	0.0508	6.6	0.167	6.8	0.02382	1.6	0.241
L18-17-7.1	0.00	608	252	0.43	12.2	148.2	±2.5	43.01	1.7	0.0489	2.1	0.1567	2.7	0.02325	1.7	0.634
L18-17-9.1	0.67	216	105	0.50	4.36	148.6	±2.7	42.87	1.9	0.0499	6.5	0.161	6.7	0.02332	1.9	0.277
L18-17-11.1	0.00	318	140	0.46	6.42	149.5	±2.6	42.61	1.8	0.0489	2.9	0.1581	3.4	0.02347	1.8	0.522
L18-17-8.1	0.08	749	570	0.79	15.2	150.9	±2.5	42.23	1.6	0.04902	2	0.16	2.6	0.02368	1.6	0.634
L18-17-10.1	0.27	218	120	0.57	4.47	151.3	±2.8	42.12	1.8	0.0474	4.5	0.1552	4.9	0.02374	1.8	0.376
L18-17-6.1	0.00	100	50	0.51	2.05	151.6	±3.2	42.02	2.1	0.0544	6.9	0.179	7.2	0.0238	2.1	0.293
L18-17-4.1	0.15	326	180	0.57	6.7	152.1	±2.6	41.88	1.8	0.0489	3.8	0.1609	4.2	0.02388	1.8	0.416
L18-17-13.1	0.00	157	81	0.53	3.21	152.2	±3.1	41.86	2	0.0477	4	0.1571	4.5	0.02389	2	0.452
L18-17-3.1	0.00	246	120	0.50	5.07	152.8	±2.7	41.69	1.8	0.0494	3.6	0.1632	4	0.02399	1.8	0.447
L18-17-2.1	0.00	132	71	0.56	2.73	153.5	±3	41.5	2	0.0513	4.3	0.1705	4.7	0.0241	2	0.422
L18-17-1.1	0.32	263	155	0.61	5.52	155	±2.9	41.08	1.9	0.0489	4.5	0.164	4.8	0.02434	1.9	0.387
L18-17-12.1	0.00	693	801	1.19	24.5	259.7	±4.1	24.33	1.6	0.05035	1.8	0.2853	2.4	0.04111	1.6	0.664
L18-17-5.1	0.11	272	133	0.50	37	946	±14	6.33	1.6	0.06996	1.2	1.524	2	0.158	1.6	0.816

Таблица 1. Окончание

Точка	% $^{206}Pb_c$	г/т U	г/т Th	$\frac{^{232}Th}{^{238}U}$	г/т $^{206}Pb^*$	(1) $\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$ Age		(1) $\frac{^{238}U}{^{206}Pb^*}$	±%	(1) $\frac{^{207}Pb^*}{^{206}Pb^*}$	±%	(1) $\frac{^{207}Pb^*}{^{235}U}$	±%	(1) $\frac{^{206}Pb^*}{^{238}U}$	±%	Коэф. корр.
L18-11-4-1.1	0.00	157	62	0.41	3.19	151.2	±2.3	42.13	1.6	0.0456	4.8	0.1491	5	0.02373	1.6	0.313
L18-11-4-2.1	0.00	194	92	0.49	3.87	148.4	±2.2	42.95	1.5	0.0495	4.2	0.159	4.5	0.02328	1.5	0.329
L18-11-4-3.1	0.63	264	117	0.46	5.34	148.9	±2	42.78	1.4	0.0464	6.7	0.149	6.8	0.02337	1.4	0.199
L18-11-4-4.1	0.35	215	107	0.51	4.37	150.2	±2.1	42.42	1.4	0.0483	5.5	0.157	5.6	0.02357	1.4	0.252
L18-11-4-5.1	0.32	238	128	0.55	4.81	149	±2	42.76	1.4	0.0529	4.8	0.1707	5	0.02339	1.4	0.279
L18-11-4-6.1	0.49	149	62	0.43	3.08	152.6	±2.4	41.74	1.6	0.0467	7.2	0.154	7.4	0.02396	1.6	0.217
L18-11-4-7.1	0.24	439	264	0.62	8.9	149.8	±1.7	42.54	1.2	0.0491	3.7	0.1593	3.8	0.02351	1.2	0.304
L18-11-4-8.1	0.00	584	457	0.81	12.1	153.5	±1.7	41.5	1.1	0.0483	2.4	0.1605	2.6	0.0241	1.1	0.417
L18-11-4-9.1	0.47	184	71	0.40	3.82	153.4	±2.8	41.53	1.8	0.0486	6.8	0.161	7	0.02408	1.8	0.259
L18-11-4-10.1	0.25	229	124	0.56	4.63	149.8	±2.1	42.52	1.4	0.049	4.6	0.1588	4.8	0.02352	1.4	0.292
L18-11-4-10.1re	0.00	163	73	0.46	3.37	153.5	±2.6	41.49	1.7	0.0509	4.4	0.1692	4.7	0.0241	1.7	0.362
L18-11-4-5.1re	0.00	219	112	0.53	4.56	154.1	±2.4	41.33	1.5	0.0486	4	0.1621	4.3	0.0242	1.5	0.359
L18-10-9.1	0.13	574	268	0.48	8.89	115.1	±1.9	55.51	1.7	0.0473	2.8	0.1175	3.3	0.01802	1.7	0.516
L18-10-5.1	0.11	546	283	0.54	10.7	145.8	±2.4	43.72	1.7	0.0496	2.5	0.1565	3	0.02287	1.7	0.564
L18-10-10.1	0.00	274	115	0.43	5.46	147.8	±2.6	43.12	1.8	0.0498	3	0.1591	3.5	0.02319	1.8	0.507
L18-10-2.1	0.00	835	385	0.48	16.8	149.5	±2.4	42.61	1.6	0.04847	1.8	0.1568	2.5	0.02347	1.6	0.666
L18-10-1.1	0.00	220	116	0.54	4.46	150.1	±2.8	42.45	1.9	0.0507	3.3	0.1646	3.8	0.02356	1.9	0.499
L18-10-4.1	0.00	433	188	0.45	8.83	151.2	±2.5	42.14	1.7	0.0483	2.4	0.1579	2.9	0.02373	1.7	0.578
L18-10-7.1	0.00	170	56	0.34	3.47	151.3	±2.8	42.1	1.9	0.0489	3.8	0.16	4.2	0.02376	1.9	0.447
L18-10-8.1	0.00	418	249	0.62	8.58	152.1	±2.6	41.89	1.7	0.0485	2.4	0.1596	3	0.02387	1.7	0.572
L18-10-11.1	0.00	381	116	0.32	7.83	152.4	±2.7	41.81	1.8	0.0482	2.6	0.1588	3.1	0.02392	1.8	0.566
L18-10-12.1	12.86	161	51	0.33	3.83	153.4	±4.1	41.5	2.7	0.053	29	0.175	30	0.02408	2.7	0.091
L18-10-3.1	0.00	247	111	0.46	5.13	153.9	±2.7	41.38	1.8	0.0495	3.2	0.1649	3.6	0.02416	1.8	0.494
L18-10-6.1	0.03	488	269	0.57	143	1893	±26	2.93	1.6	0.11319	0.43	5.327	1.6	0.3413	1.6	0.965

Примечания. Pb_c и Pb – обычный и радиогенный свинец, соответственно. Изотопные отношения скорректированы по измеренному ^{204}Pb.

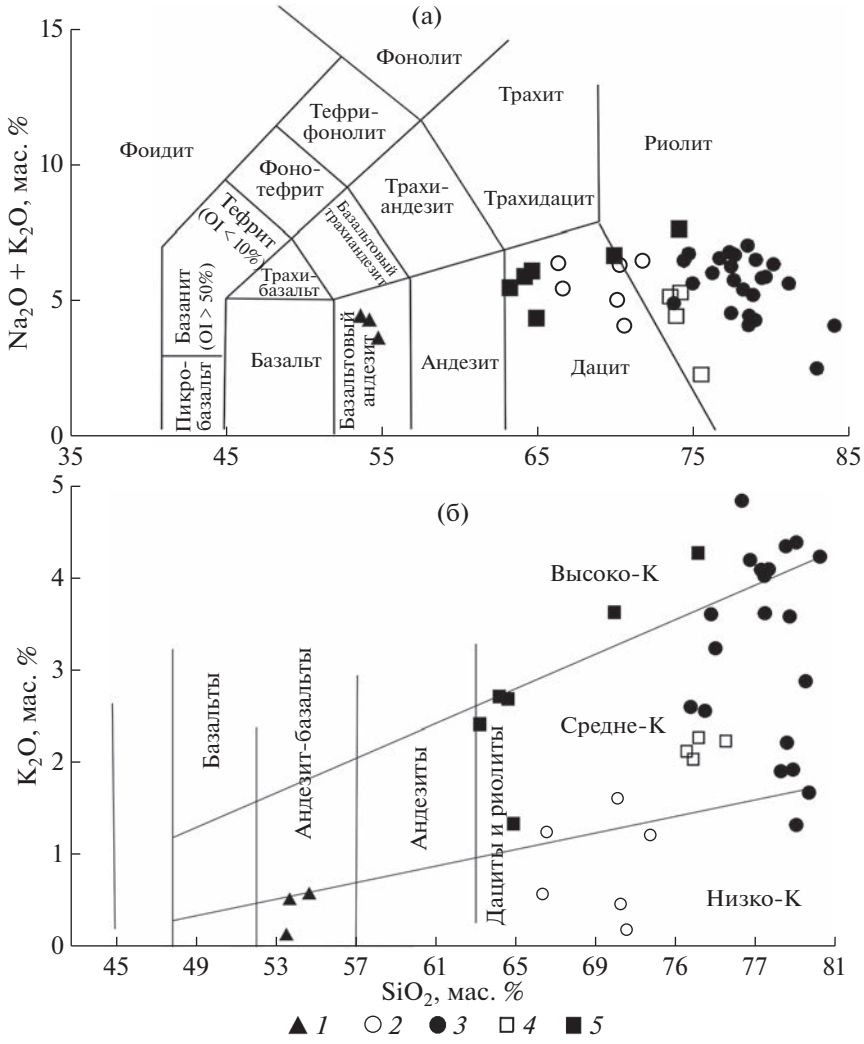


Рис. 5. Классификационные диаграммы SiO_2–$Na_2O + K_2O$ (Middlemost, 1994) (а) и SiO_2–K_2O (Le Matre et al., 1989) (б). *1–3* – нижняя толща: *1*, *2* – нижняя часть: *1* – андезибазальты, *2* – дациты; *3* – риолиты, риолитовые туфы верхней части; *4*, *5* – верхняя толща: *4* – риолиты нижней части, *5* –дациты и риолиты верхней части.

морфными зернами от 2–3 до 0.5 мм. Структуры основной массы преимущественно девитрифицированные микролитовые и фельзитовые, редко микрогранитовые. Характерной особенностью риолитов является наличие в образцах из некоторых пачек разреза реликтов свежего бурого стекла, образующего выделения различных размеров (до 0.5 см) и формы. Такие участки характеризуются витрофировой (гиалиновой) структурой.

Дациты нижней толщи отличаются от риолитов отсутствием вкрапленников кварца и наличием вкрапленников более основного плагиоклаза. Дациты верхней пачки отличаются наличием мусковита и широким развитием гломеропорфировых сериальнопорфировых структур, выраженных крупными скоплениями зерен плагиоклаза. Основная масса – девитрифицированная фельзитовая, микролитовая.

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ

Вещественные характеристики приводятся по данным табл. 2, пересчитанным на 100%.

Нижняя толща

Андезибазальты характеризуются низкими содержаниями калия (K_2O = 0.14–0.58 мас. %) при вариациях кремнезема в диапазоне (SiO_2 = 53.59–54.72 мас. %). На классификационной диаграмме SiO_2–K_2O (рис. 5б) фигуративные точки их составов располагаются в области низкокалиевых андезибазальтов. На диаграмме SiO_2–($Na_2O + K_2O$) (рис. 5а) составы пород также располагаются в области базальтовых андезитов. На диаграмме AFM (рис. 6) точки составов андезитов располагаются в поле известково-щелочных пород.

Таблица 2. Содержание петрогенных (мас. %) и рассеянных (г/т) элементов в вулканогенных породах нижней и верхней толщи индигирского разреза УЯВП

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	L18-20/1	L18-20/2	L18-20/4	L18-12	L18-13/1	L18-13/2	L18-13/3	L18-18	L18-19
SiO_2	51.46	52.93	51.91	64.91	68.54	69.00	70.66	63.79	68.86
TiO_2	0.87	0.86	0.85	0.51	0.32	0.50	0.48	0.48	0.55
Al_2O_3	14.28	14.61	14.46	16.08	14.39	14.81	13.98	14.27	12.28
Fe_2O_3	5.94	4.92	7.55	2.77	2.99	1.47	1.66	1.99	3.21
FeO	7.32	7.54	6.51	3.05	2.49	3.09	2.42	5.38	3.22
MnO	0.32	0.30	0.16	0.25	0.19	0.10	0.09	0.13	0.27
MgO	6.65	5.61	5.58	1.58	1.25	1.20	0.98	2.15	2.40
CaO	4.78	6.35	5.32	2.41	2.63	1.76	1.75	2.33	2.70
K_2O	0.13	0.56	0.51	0.56	1.57	0.46	1.20	1.20	0.18
Na_2O	4.17	2.95	3.65	5.72	3.39	5.81	5.24	4.06	3.83
P_2O_5	0.10	0.09	0.09	0.14	0.10	0.13	0.13	0.12	0.15
ппп	3.07	2.3	2.53	1.59	1.75	1.25	1.04	3.39	1.83
Сумма	99.09	99.03	99.12	99.56	99.60	99.57	99.62	99.28	99.48
Cr	7.1	10.1	6.7	–	–	–	17.1	7.6	–
Ni	3.9	12	3.7	–	–	–	3.3	2.0	–
V	340	329	328	–	–	–	11.7	26.0	–
Co	37.4	24.9	34.4	–	–	–	3.5	7.6	–
Cu	8.6	5.05	22.5	–	–	–	8.6	6.5	–
Sc	30.8	34.1	35.9	–	–	–	16.7	18.4	–
Zn	123	109	100	–	–	–	60.9	172	–
Cs	0.016	1.22	0.23	–	–	–	0.052	0.26	–
Rb	0	25	10	–	–	–	18	30	–
Ba	36	249	500	–	–	–	492	424	–
Th	1.89	2.13	1.89	–	–	–	4.91	4.74	–
U	0.54	0.42	0.53	–	–	–	1.27	1.17	–
Pb	6.6	6.3	3.4	–	–	–	4.1	3.7	–
Nb	4	4	4	–	–	–	9	8	–
Ta	0.27	0.24	0.26	–	–	–	0.53	0.49	–
Sr	207	277	262	–	–	–	167	117	–
Zr	75	55	73	–	–	–	182	175	–
Hf	2.2	1.4	2.1	–	–	–	4.9	4.7	–
Ti	5442	5330	5280	–	–	–	2947	2979	–
Y	18	16	17	–	–	–	36	36	–
La	9.10	9.51	9.32	–	–	–	22.37	24.32	–
Ce	20.35	20.6	20.33	–	–	–	49.19	49.06	–
Pr	2.37	2.38	2.33	–	–	–	5.24	5.45	–
Nd	10.38	10.47	10.34	–	–	–	21.70	22.69	–
Sm	2.55	2.51	2.45	–	–	–	4.95	5.01	–
Eu	0.77	0.76	0.78	–	–	–	1.22	1.26	–
Gd	2.9	2.63	2.8	–	–	–	5.2	5.4	–
Tb	0.48	0.44	0.45	–	–	–	0.83	0.86	–
Dy	3.18	2.71	3.14	–	–	–	5.70	5.64	–
Ho	0.65	0.60	0.63	–	–	–	1.2	1.1	–
Er	2.0	1.73	1.9	–	–	–	3.7	3.5	–
Tm	0.28	0.25	0.27	–	–	–	0.53	0.49	–
Yb	1.97	1.76	1.91	–	–	–	3.76	3.41	–
Lu	0.30	0.26	0.29	–	–	–	0.57	0.51	–

Таблица 2. Продолжение

Компоненты	10	11	12	13	14	15	16	17	18
	G17 2/1	G17 2-1A	G17 2/2	G17 4/1	G17 5	G17 5-1	G17 5/2	G17 5/3	G17 5/4
SiO_2	72.81	72.77	77.44	73.46	77.01	76.38	74.35	75.13	75.37
TiO_2	0.26	0.23	0.17	0.24	0.16	0.13	0.14	0.13	0.16
Al_2O_3	11.37	11.67	10.36	12.78	11.56	11.35	11.50	12.25	11.87
Fe_2O_3	1.55	1.71	2.32	1.90	2.40	1.47	1.47	1.50	1.21
FeO	2.82	2.34	2.51	2.08	0.38	1.69	1.87	1.61	1.70
MnO	0.14	0.16	0.09	0.11	0.06	0.05	0.07	0.05	0.05
MgO	0.36	0.41	0.61	0.43	0.82	1.16	1.27	1.42	0.58
CaO	2.16	2.24	0.27	0.68	0.18	0.59	0.95	0.53	0.82
K_2O	2.51	3.13	1.31	3.56	1.88	3.49	4.72	3.50	4.12
Na_2O	3.85	2.38	2.93	3.07	3.23	0.85	1.19	0.93	2.35
P_2O_5	0.05	0.04	0.05	0.04	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02
ппп	1.82	2.66	1.67	1.41	2.26	2.64	2.25	2.74	1.56
Сумма	99.69	99.74	99.72	99.76	99.95	99.82	99.79	99.82	99.82
Cr	40.4	10.1	–	21.8	5.9	–	25.3	–	39.0
Ni	8.6	2.5	–	7.4	2.2	–	5.6	–	5.4
V	1.9	4.0	–	7.7	9.3	–	1.8	–	5.8
Co	1.2	0.37	–	1.2	0.43	–	0.73	–	0.83
Cu	13.1	8.5	–	14.1	8.8	–	13.1	–	12.3
Sc	8.6	5.8	–	9.1	6.1	–	4.5	–	4.9
Zn	71.6	67.2	–	33.9	102	–	52.4	–	54.5
Cs	0.48	6.0	–	1.2	0.46	–	1.5	–	1.3
Rb	53	26	–	91	84	–	78	–	82
Ba	586	272	–	823	343	–	1359	–	979
Th	8.56	9.04	–	9.34	10.40	–	11.45	–	11.24
U	2.42	2.37	–	2.65	3.13	–	2.84	–	3.07
Pb	3.9	1.4	–	5.0	15.1	–	3.2	–	6.2
Nb	12	11	–	12	13	–	15	–	15
Ta	0.75	0.73	–	0.80	0.86	–	0.96	–	0.98
Sr	70	26	–	83	39	–	44	–	56
Zr	243	221	–	264	249	–	272	–	274
Hf	7.5	7.0	–	8.2	8.0	–	9.8	–	9.5
Ti	1580	1030	–	1478	982	–	876	–	994
Y	60	65	–	59	59	–	74	–	84
La	29.30	30.30	–	28.28	36.17	–	40.37	–	39.32
Ce	61.75	60.06	–	60.83	75.58	–	85.73	–	83.93
Pr	7.50	7.46	–	7.31	9.00	–	10.34	–	10.25
Nd	31.60	31.13	–	30.43	36.67	–	42.70	–	43.10
Sm	7.62	7.37	–	7.34	8.33	–	10.34	–	10.58
Eu	1.51	1.31	–	1.42	1.01	–	1.35	–	1.42
Gd	8.3	9.0	–	8.2	8.5	–	11.2	–	11.6
Tb	1.4	1.5	–	1.3	1.3	–	1.8	–	2.0
Dy	9.22	10.29	–	9.04	9.08	–	11.92	–	13.06
Ho	2.0	2.1	–	2.0	2.0	–	2.5	–	2.8
Er	6.1	6.4	–	6.4	6.3	–	7.9	–	8.5
Tm	0.90	0.91	–	0.93	0.92	–	1.2	–	1.2
Yb	6.17	6.08	–	6.35	6.39	–	7.71	–	8.14
Lu	0.95	0.94	–	0.99	0.97	–	1.20	–	1.24

Таблица 2. Продолжение

Компоненты	19	20	21	22	23	24	25	26	27
	G17 5/6	G17 5/7	G17 6/1	G17 7/6	G17 12	G17 12/2	G17 12/3	G17 12/4	G17 12/5
SiO_2	76.06	76.86	82.45	75.64	78.52	79.51	76.51	76.22	76.27
TiO_2	0.14	0.17	0.14	0.23	0.08	0.13	0.15	0.15	0.13
Al_2O_3	11.44	12.21	7.71	9.01	5.76	10.34	11.69	11.98	12.35
Fe_2O_3	1.16	1.67	1.62	1.57	0.87	0.79	2.74	2.07	1.29
FeO	1.99	0.85	1.00	1.34	0.50	0.49	0.31	0.75	0.93
MnO	0.03	0.05	0.05	0.14	0.05	0.03	0.09	0.26	0.15
MgO	0.92	0.89	0.71	0.57	0.32	0.32	0.27	0.39	0.42
CaO	0.62	0.17	0.31	3.81	6.20	0.82	0.11	0.45	0.35
K_2O	3.98	1.88	3.81	2.14	0.91	5.27	4.04	4.05	5.43
Na_2O	1.68	3.46	0.20	1.80	1.47	0.25	2.59	2.15	1.28
P_2O_5	0.02	0.03	0.07	0.06	0.02	0.03	0.03	0.03	0.02
ппп	1.75	1.65	1.82	3.53	5.24	1.97	1.43	1.43	1.28
Сумма	99.79	99.90	99.89	99.85	99.94	99.94	99.96	99.92	99.90
Cr	24.3	10.0	22.4	26.4	33.5	18.9	12.9	14.0	7.2
Ni	5.2	2.1	4.0	7.0	7.9	4.9	4.3	4.4	2.5
V	6.9	8.4	26.5	25.9	10.0	7.6	7.5	7.9	7.7
Co	0.62	0.41	0.79	2.1	0.85	0.49	0.61	0.65	0.44
Cu	11.3	16.2	25.8	12.4	15.4	9.7	8.3	6.8	16.0
Sc	4.5	7.0	5.0	6.7	2.7	3.6	5.0	4.5	3.9
Zn	55.3	111	61.7	88.4	15.8	25.1	89.7	74.9	61.6
Cs	1.5	0.62	2.0	0.71	1.3	1.5	0.83	0.87	0.43
Rb	71	96	98	45	30	113	92	93	115
Ba	947	305	351	695	179	895	879	777	846
Th	10.82	12.11	7.11	7.33	5.05	8.39	11.01	9.77	9.57
U	2.86	3.74	2.18	2.37	2.11	2.34	3.22	2.89	2.81
Pb	3.7	19.8	40.1	29.6	2.4	11.3	15.6	6.5	15.6
Nb	14	15	9	10	7	11	15	13	12
Ta	0.93	0.98	0.58	0.58	0.45	0.73	0.93	1.22	0.79
Sr	46	61	41	91	720	80	38	47	36
Zr	263	299	177	166	190	208	263	240	226
Hf	9.0	9.5	5.6	5.1	5.1	7.0	9.0	8.2	7.8
Ti	838	1051	841	1422	526	781	940	928	802
Y	69	64	45	57	46	54	66	62	61
La	39.10	38.15	20.03	24.00	13.52	27.52	38.41	37.81	35.98
Ce	83.37	78.75	43.44	52.01	34.99	59.23	81.49	79.47	74.69
Pr	10.19	9.47	5.20	6.03	3.68	7.17	9.85	9.71	9.00
Nd	42.51	39.09	21.56	25.21	15.47	30.27	40.80	41.19	37.43
Sm	10.07	9.03	5.42	6.20	3.91	7.38	9.70	9.58	9.12
Eu	1.28	1.10	0.81	0.92	0.71	1.02	1.30	1.42	0.99
Gd	10.8	9.4	6.8	7.4	4.9	8.1	10.5	10.4	9.8
Tb	1.7	1.5	1.1	1.3	0.94	1.3	1.7	1.6	1.6
Dy	11.47	10.28	7.00	8.72	6.81	8.81	11.03	10.29	9.82
Ho	2.4	2.3	1.4	1.8	1.5	1.9	2.3	2.1	2.0
Er	7.5	7.3	4.4	5.5	5.0	5.7	7.2	6.4	6.4
Tm	1.1	1.1	0.64	0.79	0.76	0.86	1.1	0.94	0.93
Yb	7.71	7.53	4.46	5.11	5.30	5.92	7.37	6.31	6.37
Lu	1.14	1.14	0.70	0.75	0.79	0.87	1.10	0.98	0.96

Таблица 2. Продолжение

Компоненты	28	29	30	31	32	33	34	35	36
	G17 12/6	G17 12/7	G17 12/8	G17 14-3	G17 14-4	G17 25-1	L18-11	L18-11/1	L18-11/2
SiO_2	78.75	77.72	77.90	78.93	78.08	70.64	71.99	70.48	70.09
TiO_2	0.16	0.14	0.14	0.14	0.13	0.57	0.25	0.25	0.25
Al_2O_3	10.59	11.29	11.23	9.74	10.39	11.59	15.32	12.36	12.06
Fe_2O_3	1.12	2.12	1.82	1.68	0.92	2.38	4.22	3.90	2.87
FeO	1.40	0.24	0.60	0.55	1.41	2.35	0.71	1.16	0.89
MnO	0.19	0.28	0.06	0.03	0.05	0.11	0.14	0.20	0.20
MgO	0.49	0.10	0.25	0.58	0.34	0.97	0.29	0.25	0.19
CaO	0.34	0.15	0.11	0.54	1.16	2.36	0.28	2.57	3.82
K_2O	1.66	4.30	4.32	4.17	2.83	2.50	2.15	1.95	2.04
Na_2O	4.16	2.68	2.13	2.09	2.96	2.23	0.05	2.34	2.92
P_2O_5	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.14	0.04	0.04	0.04
ппп	0.95	0.93	1.37	1.46	1.56	3.9	4.37	4.28	4.45
Сумма	99.84	99.97	99.94	99.94	99.84	99.74	99.81	99.77	99.82
Cr	18.7	10.2	12.8	–	–	27.2	–	17.0	–
Ni	4.1	3.3	2.9	–	–	10.7	–	3.6	–
V	10.4	8.1	9.6	–	–	62.4	–	8.6	–
Co	0.66	0.49	0.48	–	–	4.2	–	1.3	–
Cu	11.9	6.0	7.6	–	–	18.4	–	12.6	–
Sc	4.9	4.0	4.3	–	–	12.8	–	12.7	–
Zn	29.8	59.4	55.2	–	–	71.3	–	127	–
Cs	0.34	0.47	1.0	–	–	2.4	–	0.85	–
Rb	32	79	94	–	–	74	–	63	–
Ba	525	942	868	–	–	474	–	160	–
Th	9.81	9.16	8.65	–	–	7.88	–	6.05	–
U	2.90	2.77	2.60	–	–	2.43	–	1.84	–
Pb	5.1	4.1	14.5	–	–	18.0	–	9.8	–
Nb	13	13	12	–	–	11	–	10	–
Ta	0.82	0.81	0.72	–	–	0.65	–	0.61	–
Sr	50	48	33	–	–	94	–	113	–
Zr	228	228	214	–	–	196	–	190	–
Hf	7.5	7.9	7.2	–	–	5.9	–	5.5	–
Ti	959	830	839	–	–	3545	–	1598	–
Y	50	62	57	–	–	42	–	52	–
La	33.19	21.07	24.60	–	–	26.28	–	24.85	–
Ce	69.44	47.67	53.73	–	–	56.83	–	56.64	–
Pr	8.22	5.58	6.42	–	–	6.64	–	6.67	–
Nd	34.18	22.91	27.57	–	–	27.29	–	27.04	–
Sm	8.14	5.55	6.72	–	–	6.34	–	6.69	–
Eu	1.23	0.82	0.97	–	–	1.13	–	1.69	–
Gd	8.7	6.6	7.8	–	–	6.7	–	7.6	–
Tb	1.3	1.2	1.3	–	–	1.1	–	1.3	–
Dy	8.36	9.02	9.34	–	–	6.79	–	8.37	–
Ho	1.7	2.0	2.0	–	–	1.4	–	1.7	–
Er	5.2	6.5	6.2	–	–	4.3	–	5.4	–
Tm	0.80	0.96	0.89	–	–	0.64	–	0.76	–
Yb	5.64	6.46	5.98	–	–	4.29	–	5.45	–
Lu	0.88	0.99	0.92	–	–	0.62	–	0.81	–

Таблица 2. Окончание

Компоненты	37	38	39	40	41	42	43
	L18-11/4	L18-2	L18-2/1	L18-2/2	L18-4	L18-8	L18-10
SiO_2	71.42	62.92	62.92	62.04	67.78	72.38	61.76
TiO_2	0.24	0.70	0.65	0.67	0.45	0.13	0.67
Al_2O_3	13.48	15.29	14.87	15.09	15.10	13.65	15.08
Fe_2O_3	2.73	2.06	2.36	2.38	1.30	1.96	1.86
FeO	1.00	4.55	4.30	5.08	2.04	0.53	4.04
MnO	0.12	0.17	0.15	0.18	0.08	0.10	0.13
MgO	0.17	2.25	2.35	2.72	0.75	0.17	3.19
CaO	2.01	4.17	3.66	4.40	2.81	1.31	4.16
K_2O	2.20	2.66	2.61	2.37	3.51	4.18	1.28
Na_2O	2.95	3.11	3.33	3.03	2.99	3.29	2.86
P_2O_5	0.03	0.14	0.13	0.13	0.11	0.02	0.12
ппп	3.41	1.24	1.95	1.12	2.64	1.97	4.23
Сумма	99.76	99.26	99.28	99.21	99.56	99.68	99.39
Cr	11.1	53.4	74.6	–	24.4	12.0	57.6
Ni	1.8	11.7	14.5	–	11.3	7.0	10.8
V	7.8	98.4	91.6	–	42.6	10.0	103
Co	0.85	13.7	13.6	–	6.3	1.7	13.8
Cu	9.0	19.9	26.1	–	16.7	15.0	21.3
Sc	10.6	25.3	19.7	–	12.0	14.6	22.9
Zn	107	95.5	90.1	–	86.3	87.3	95.9
Cs	0.82	3.7	2.7	–	4.4	6.6	1.7
Rb	69	98	93	–	120	131	36
Ba	514	1079	1149	–	1245	1893	580
Th	7.68	8.42	8.14	–	11.07	11.90	7.90
U	2.41	2.25	2.60	–	3.16	3.06	2.55
Pb	12.6	17.4	16.0	–	22.4	24.5	17.0
Nb	12	10	10	–	11	11	10
Ta	0.73	0.70	0.69	–	0.75	0.74	0.66
Sr	94	205	205	–	127	106	155
Zr	219	182	188	–	81	164	178
Hf	6.4	5.0	5.2	–	2.7	5.5	4.9
Ti	1476	4251	3980	–	2810	816	4235
Y	61	32	32	–	29	50	26
La	31.49	27.78	28.03	–	36.39	35.28	25.79
Ce	67.77	59.28	59.96	–	76.00	74.45	55.79
Pr	7.44	6.31	6.38	–	8.13	8.00	5.89
Nd	31.66	25.41	25.87	–	32.16	32.41	23.98
Sm	7.66	5.50	5.51	–	7.00	7.61	5.10
Eu	1.84	1.00	0.98	–	1.17	1.02	0.96
Gd	8.7	5.4	5.4	–	6.4	7.8	4.9
Tb	1.4	0.8	0.86	–	0.92	1.3	0.75
Dy	9.68	5.50	5.45	–	5.32	8.22	4.80
Ho	2.0	1.1	1.1	–	1.0	1.7	0.93
Er	6.2	3.3	3.4	–	2.8	5.2	2.9
Tm	0.86	0.5	0.48	–	0.37	0.74	0.39
Yb	6.02	3.32	3.26	–	2.50	5.10	2.71
Lu	0.90	0.47	0.49	–	0.37	0.74	0.39

Примечания. 1–33 – нижняя толща: 1–3 – андезибазальты; 4–9 – дациты; 10–33 – риолиты, риолитовые туфы. 34–43 – верхняя толща: 34–37 – риолиты; 38–43 – дациты.

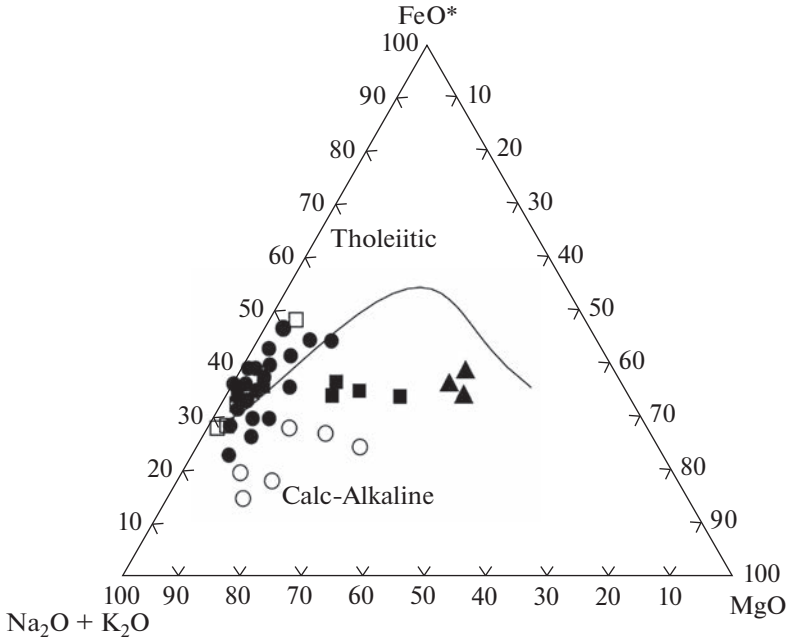


Рис. 6. Диаграмма AFM ($(Na_2O + K_2O)$–FeO*–MgO), где FeO* = $FeO + 0.9Fe_2O_3$ (Интерпретация...2001) для образцов вулканитов Индигирского разреза УЯВП. Условные обозначения см. рис. 5.

Для пород характерны низкие содержания титана (TiO_2 = 0.88–0.91 мас. %), кальция (CaO = = 4.98–6.56 мас. %), низкие и умеренные магния (MgO = 5.78–6.92 мас. %), умеренные глинозема (Al_2O_3% = 14.87–15.10 мас. %) (табл. 2, рис. 7).

Особенности распределения редкоземельных элементов отображены на рис. 8а, 8г. Для пород характерно низкое суммарное содержание редкоземельных элементов (РЗЭ) (La + Sm + Yb = = 13.6–13.8 г/т) и фракционированные спектры с преобладанием легких РЗЭ (ЛРЗЭ) над средними (СРЗЭ) и тяжелыми (ТРЗЭ) (La/Sm = 2.3–2.5; La/Yb = 3.3–3.9) (рис. 8а). Присутствует незначительная отрицательная Eu-аномалия (Eu/Eu* = = 0.87–0.92)[1].

Распределение примесных элементов отображено на спайдерграмме (рис. 8г). Для пород характерно обогащение крупноионными литофильными элементами (КИЛЭ), отрицательная аномалия Nb-Ta (Nb/Nb* = 0.35–0.39)[2], слабая положительная аномалия Sr и плоская правая часть. Обращает внимание отсутствие отрицательной аномалии Ti, характерной для надсубдукционных расплавов.

Для андезибазальтов индигирского разреза УЯВП характерны низкие значения $Mg^{\#}$ = (43–48)[3], а также никеля и хрома (Ni = 4 г/т, Cr = 6.7–10 г/т), в силу чего эти породы не могут быть прямыми мантийными выплавками. На дискриминантных диаграммах (рис. 12, 13) точки составов андезибазальтов попадают в поля пород островных дуг.

Вулканиты кислого состава. Последовательность кислых вулканитов нижней толщи начинается с появления пачек дацитов. Для этих пород характерны низкие содержания калия (K_2O = = 0.18–1.61 мас. %), при вариациях кремнезема в диапазоне (SiO_2 = 66.25–71.68 мас. %). На диаграмме SiO_2–K_2O точки составов располагаются в полях низко- и среднекалиевых пород (рис. 5б). Отношение K_2O/Na_2O < 1. На диаграмме AFM (рис. 6) точки дацитов располагаются в области известково-щелочных пород. Точки составов риолитов располагаются вблизи линии раздела толеитового и известково-щелочного полей, попадая как в одну, так и в другую область.

Породы представляют собой магнезиальные (FeO*/(FeO* + MgO) = 0.72–0.80) и перглиноземистые образования (ASI = 1.07–1.19) (рис. 9). Риолиты верхней части нижней толщи представляют собой группу пород с широкими вариациями состава. При содержании SiO_2 = 73.71–84.07 мас. % величина K_2O варьирует в диапазоне 1.33 до 5.38 мас. %. Общая щелочность составляет ($Na_2O + K_2O$ = 2.51–6.80 мас. %). На диаграмме зависимости SiO_2–K_2O составы риолитов попадают в поля низко-, средне- и высококалиевой серий (рис. 5б). Отношение K_2O/Na_2O находится в диапазоне 0.45–20.92. Риолиты относятся к умеренно- и перглиноземистым. Присутствуют как магнезиальные, так и железистые разновидности

[1] $Eu^* = Eu_n/((Sm_n + Gd_n) \times 0.5)$.
[2] $Nb/Nb^* = 0.3618 \times Nb/\sqrt{Th} \times La$ (Туркина, Ножкин, 2008).
[3] $Mg^{\#} = (100Mg/(Mg + Fe^*)$, где $Fe^* = (FeO + 0.9Fe_2O_3)/71.5$.

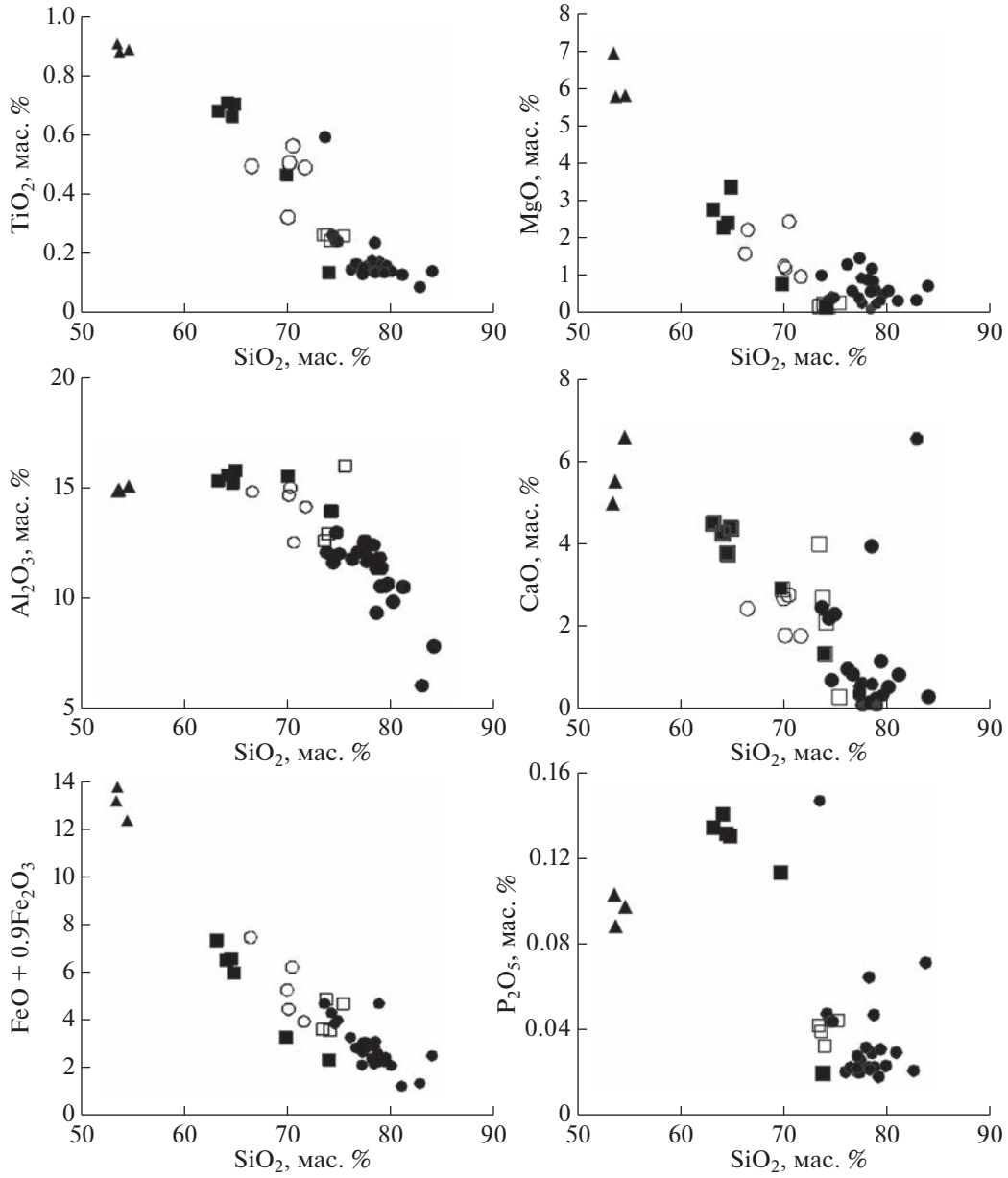


Рис. 7. Вариационные диаграммы зависимости петрогенных элементов от величины SiO_2 для вулканитов индигирского разреза УЯВП. Условные обозначения см. рис. 5.

(FeO*/(FeO* + MgO) = 0.68–0.92) (рис. 9а, 9б). Из всех изученных пород индигирского разреза для риолитов нижней толщи характерны самые низкие содержания большинства петрогенных элементов: (TiO_2 = 0.09–0.59 мас. %, MgO = 0.27–1.46 мас. %, CaO = 0.11–2.36, Al_2O_3 = 6.08–12.99 мас. %).

Верхняя толща

Риолиты из основания верхней толщи близки по составу к риолитам нижней толщи. Для них характерны содержания (K_2O = 2.04–2.25 мас. %), отношения K_2O/Na_2O = 0.7–0.8 (в одном образце 42.6). Сумма щелочей ($Na_2O + K_2O$ = 2.30–5.34 мас. %), при концентрациях кремния (SiO_2 = = 73.5–75.4 мас. %). По соотношению содержаний SiO_2 и K_2O они относятся к среднекалиевым породам (рис. 5б). На диаграмме AFM точки составов этих пород попадают в толеитовое поле, однако располагаются вблизи щелочного угла на самой границе нисходящей ветви линии раздела толеитовых и известково-щелочных составов (рис. 6). Породы являются железистыми (FeO*/(FeO* + MgO) = 0.95) и перглиноземистыми (единственный образец попадает в поле метаглиноземистых составов) (рис. 9). Описываемые

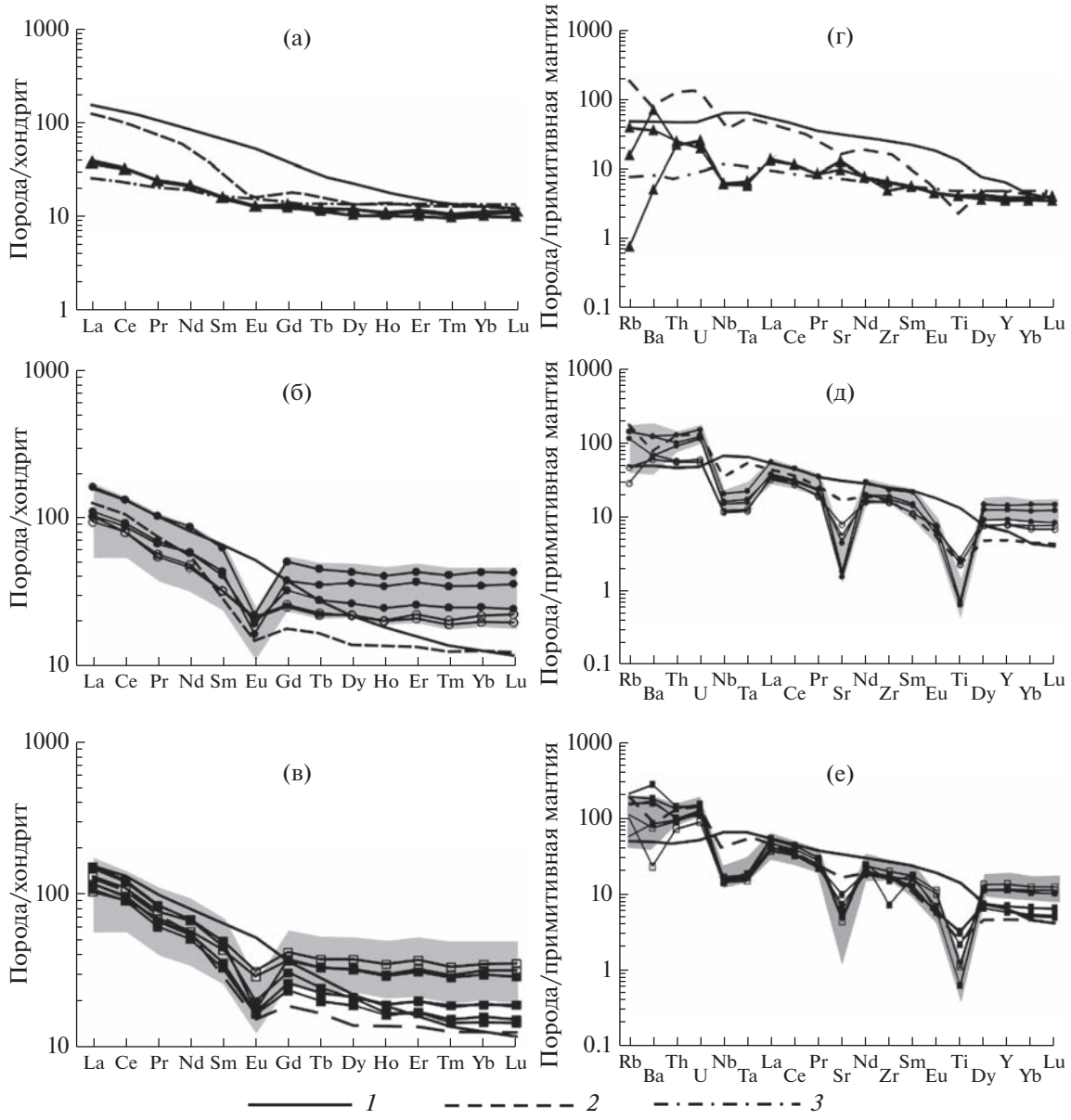


Рис. 8. Спектры распределения РЗЭ, нормированные по хондриту (а–в), и элементов-примесей, нормированных по примитивной мантии (г–е) для вулканитов индигирского разреза УЯВП. Нижняя толща: (а, г) – андезибазальты, (б, д) – дациты и риолиты; верхняя толща: (в, е) – риолиты и дациты из нижней и верхней части. Серым тоном показана область для всех анализов риолитов нижней толщи представленных в табл. 2. Условные обозначения см. рис. 5. *1* – спектр базальтов океанических островов- (OIB) (Sun, McDonough, 1989); *2* – верхняя континентальная кора (Тейлор, Мак-Леннан, 1988); *3* – обогащенные базальты срединно-океанических хребтов (E-MORB) (Sun, McDonough, 1989).

риолиты характеризуются самыми низким концентрациями магния из всех вулканитов разреза (MgO = 0.2–0.3 мас. %). По содержанию титана и железистости они совпадают с наиболее железистыми образцами риолитов нижней толщи (табл. 2). Содержания глинозема и кальция составляют (Al_2O_3 = 12.7–16.05 мас. %; CaO = 0.29–4.0 мас. %).

Вулканиты верхней части толщи представлены дацитами и риолитами. Их фигуративные точки на диаграмме SiO_2–K_2O ложатся преимущественно в средне- и, частично, высококалиевые области (рис. 5б). Породы характеризуются содержаниями кремния (SiO_2 = 63.25–74.08 мас. %) и общей щелочностью ($Na_2O + K_2O$ = 4.35–7.64 мас. %), при вариациях калия (K_2O = 1.34–4.27 мас. %). Величина K_2O/Na_2O = 0.45–1.27. На диаграмме AFM точки составов этих пород располагаются в известково-щелочном поле (рис. 6).

Составы большинства вулканитов магнезиальные (FeO*/(FeO* + MgO)) = 0.73–0.81 (один со-

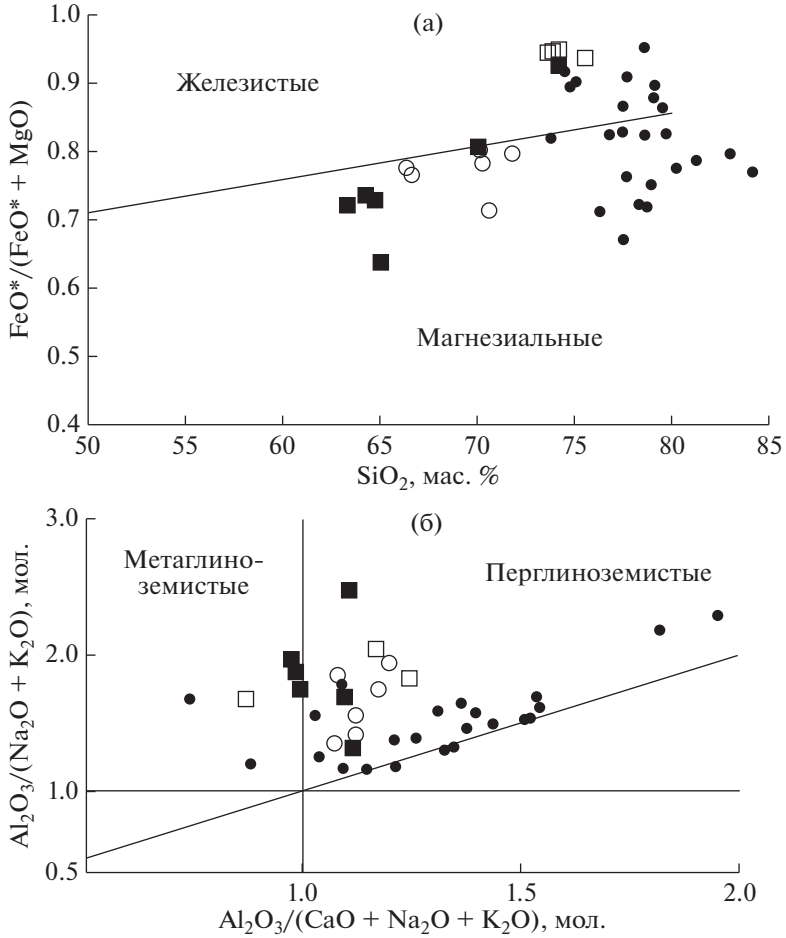


Рис. 9. Классификационные диаграммы SiO_2–FeO*/(FeO* + MgO) (Frost et al., 2001) (а) и $Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O)$–$Al_2O_3/(Na_2O + K_2O)$ (Maniar, Piccoli, 1989) (б). Условные обозначения см. рис. 5.

став железистый – 0.93). Три образца имеют умеренно глинозёмистый состав (ASI = 1.09–1.11), три образца имеют значение ASI около единицы (рис. 9). Кислые вулканиты верхней части верхней толщи содержат высокие концентрации глинозема (Al_2O_3 = 13.97–15.85 мас. %), а также наибольшие концентрации всех петрогенных окислов, по сравнению с другими кислыми вулканитами индигирского разреза (табл. 2, рис. 7).

Распределение микроэлементов в кислых вулканитах нижней и верхней толщи

Наименьшими суммарными концентрациями РЗЭ характеризуются дациты нижней толщи (La + Sm + Yb = 149–155), с умеренным обогащением ЛРЗЭ над СРЗЭ (La_n/Sm_n = 3) и ТРЗЭ (La_n/Yb_n = 4.27–5.11). Особенности распределения РЗЭ для риолитов нижней толщи и риолитов основания верхней толщи примерно одинаковы: (La + Sm + Yb = 114–283), (La_n/Sm_n = 2.23–2.80), (La_n/Yb_n = 1.83–4.39). Кислые вулканиты верхней части верхней толщи, при сопоставимых суммарных концентрациях отличаются более фракционированным характером распределения РЗЭ (La_n/Sm_n = 2.99–3.35) и значительной величиной отношения (La_n/Yb_n = 6.01–10.42). Для всех исследованных пород на мультиэлементных спектрах, нормированных на примитивную мантию, отмечается преобладание КИЛЭ над высокозарядными (ВЗЭ), а также отрицательные аномалии Ta-Nb, Sr, Ti (рис. 8д, 8е) различной величины.

На дискриминантной диаграмме (Yb + Ta)–Rb (Pearce et al., 1984) (рис. 10а), точки составов вулканитов располагаются на границе полей гранитов вулканических дуг и внутриплитных гранитов. При этом в поле внутриплитных пород попадают преимущественно риолиты нижней толщи и риолиты основания верхней толщи. Дациты нижней толщи и дациты и риолиты верхов разреза попадают преимущественно в поле островодужных гранитов. На диаграмме (Y + Nb)–Rb (Whalen, Hildebrand, 2019) (рис. 10б) выделены поля островодужных гранитоидов (arc granitoids), гранитои-

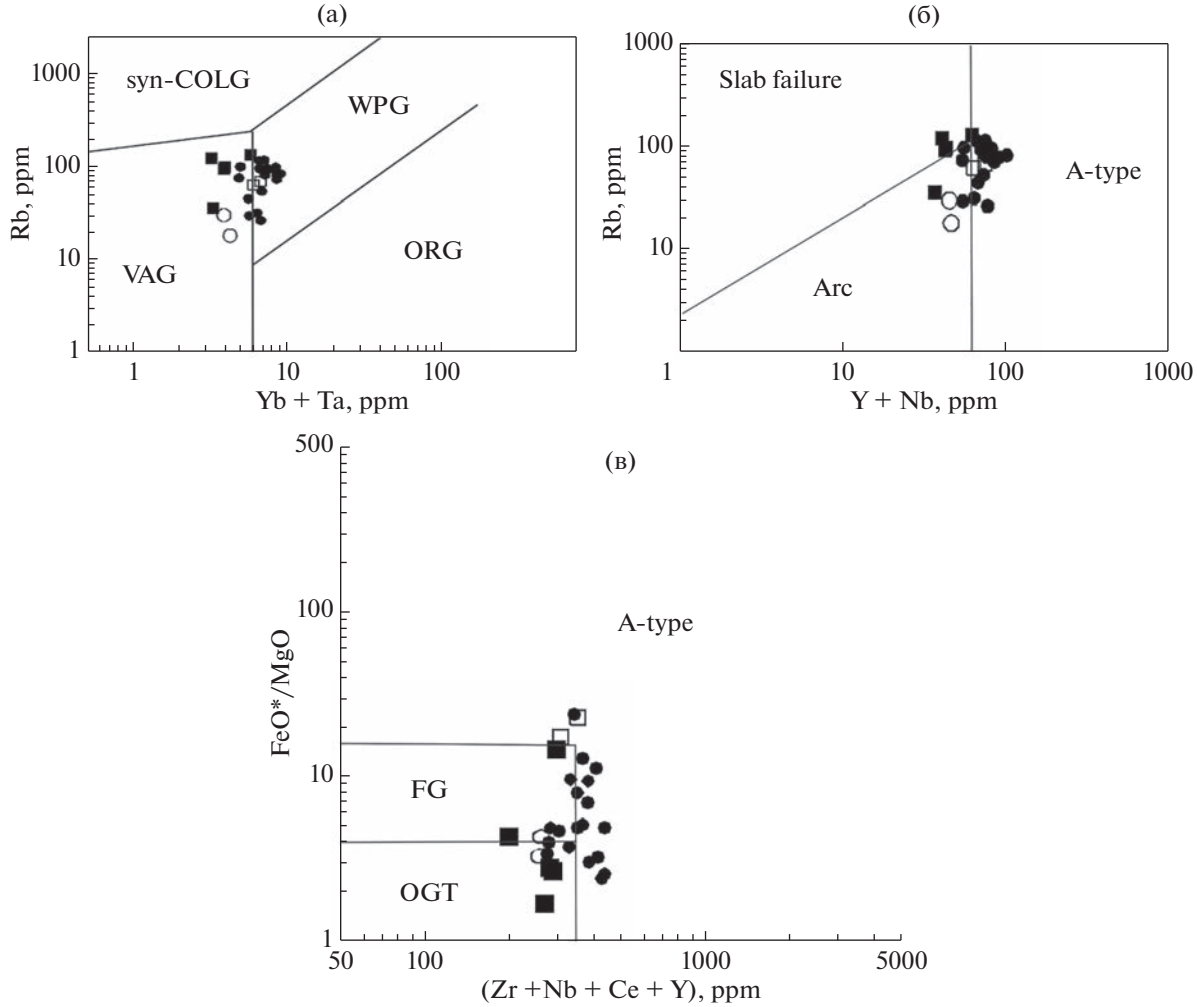


Рис. 10. Диаграммы (Yb + Ta)–Rb (а**)** (Pearce et al., 1984), (Y + Nb)–Rb (б) (Whalen, Hildebrand, 2019) и (Zr + Nb + + Ce + Y)–FeO*/MgO (в) (Whalen et al., 1987) для вулканитов индигирского разреза УЯВП. Поля гранитоидов на (а): ORG – океанических хребтов, VAG – вулканических дуг, syn-COLG – синколлизионных, WPG –внутриплитных; на (б): slab failure granites – граниты, внедрение которых связано с этапом отрыва части океанической плиты при аккреции (коллизии) островодужных структур к континентальной окраине и ее утолщении, arc – островодужные граниты; A-type – граниты А-типа; на (в): FG – фракционированные граниты M-, I- и S-типов, OGT – нефракционированные граниты M-, I- и S-типов. Условные обозначения см. рис. 5.

дов, внедрение которых связано с этапом отрыва части океанической плиты при коллизии островодужных структур и континентальной окраины и ее утолщении (slab failure granitoids) и гранитов А-типа. Как видно из рисунка, точки составов вулканитов индигирского разреза попадают во все выделенные поля. При этом большинство риолитов нижней толщи и основания верхней толщи попадают в поле гранитов А-типа. Составы остальных пород попадают в поля гранитов островных дуг и гранитоидов, образованных при отрыве слэба. На диаграмме (Ce + Zr + Nb + Y)–FeO*/MgO (Whalen et al., 1987) (рис. 10в) составы исследуемых вулканитов также располагаются на границе разделяющей области различных гранитоидов. При этом большая часть риолитов нижней толщи располагается в поле гранитов А-типа. Все остальные составы находятся в пределах полей гранитов I- и S-типов (рис. 10в).

Sr-Nd ИЗОТОПНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Изотопные исследования были проведены для образцов из всех выделенных типов вулканитов двух толщ Индигирского разреза. Полученные данные (табл. 3) свидетельствуют о том, что все проанализированные вулканиты характеризуются отрицательными величинами $\varepsilon_{Nd}(T)$ и различными значениями модельных возрастов от 2.14 до 1.58 млрд лет (рис. 11). Наблюдаются значительные отличия изотопного состава на различных уровнях разреза. Наименее радиогенными явля-

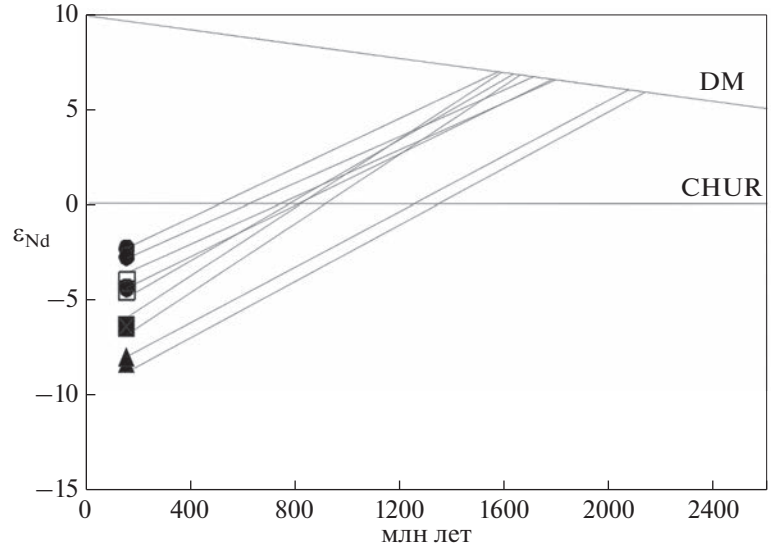


Рис. 11. Диаграмма $\varepsilon_{Nd}(T)$–T для вулканитов индигирского разреза УЯВП. Условные обозначения см. рис. 5.

ются андезибазальты из основания нижней пачки ($\varepsilon_{Nd} = -8.1; -8.4$). В перекрывающих их риолитах наблюдаются максимальные значения ε_{Nd}, которые варьируют от –2.4 до –4.4. Близкие значения характерны для риолитов основания верхней толщи ($\varepsilon_{Nd} = -4.1; -4.4$). В дацитах и риолитах верхов разреза значения ε_{Nd} уменьшаются до –6.5. Для всех вулканитов характерны высокие первичные отношения изотопов стронция ($^{87}Sr/^{86}Sr = 0.70767–0.71550$). Самые низкие значения отношения $^{147}Sm/^{144}Nd$ (0.1266–0.1297) наблюдаются в дацитах и риолитах верхов разреза. Вниз по разрезу эти значения увеличиваются до ($^{147}Sm/^{144}Nd = 0.1516$) в риолитах нижней толщи.

ОБСУЖДЕНИЕ

Андезибазальты. Ограниченное количество образцов андезибазальтов не позволяет проанализировать эволюционные тренды этих пород. Однако некоторые особенности условий их формирования могут быть определены. На дискриминантных диаграммах точки составов андезибазальтов попадают в поля островных дуг (рис. 12).

Отрицательные значения ε_{Nd} указывают на коровую составляющую в источнике исследуемых пород. На диаграмме зависимости Ta/Yb–Th/Yb (рис. 13) точки составов пород располагаются выше поля мантийной последовательности, попадая в область активных окраин вблизи границы с областью островных дуг. Подобное обогащение

Таблица 3. Sm-Nd и Rb-Sr состав вулканогенных пород индигирского разреза УЯВП

Образец	Rb, ppm	Sr, ppm	87Rb/86Sr	87Sr/86Sr	±2σ, %	Sm, ppm	Nd, ppm	$^{147}Sm/^{144}Nd$	±2σ, %	$^{143}Nd/^{144}Nd$	±2σ, %	εNd	T(DM)	T(DM2)
L18-20/1	0.10	58.2	0.00477	0.707671	0.341	2.69	11.4	0.14283	0.300	0.512154	0.0010	–8.4	2139	1657
L18-20/4	2.50	72.8	0.09926	0.708093	0.297	2.52	10.7	0.14230	0.300	0.512171	0.0014	–8.1	2087	1628
G17-12-2	29.3	19.3	4.40203	0.715501	0.345	6.92	28.3	0.14790	0.300	0.512469	0.0007	–2.4	1580	1155
G17-12-2	7.80	185	0.12190	0.708446	0.308	4.28	17.1	0.15161	0.300	0.512450	0.0009	–2.8	1718	1191
G17-2-1a	18.3	14.0	3.79108	0.714906	0.328	7.75	33.0	0.14185	0.300	0.512357	0.0015	–4.4	1682	1326
L18-11/1	15.5	32.5	1.38215	0.710649	0.316	6.73	28.2	0.14426	0.300	0.512378	0.0007	–4.1	1695	1296
L18-11/4	16.6	30.0	1.60385	0.711085	0.325	8.00	34.6	0.13959	0.300	0.512350	0.0008	–4.5	1646	1334
L18-2	22.8	54.0	1.22244	0.712767	0.341	5.55	26.5	0.12662	0.300	0.512240	0.0005	–6.4	1593	1491
L18-10	8.90	44.9	0.57359	0.709459	0.308	5.02	23.4	0.12976	0.300	0.512237	0.0008	–6.5	1658	1501

Примечания. Sr_i, $(^{143}Nd/^{144}Nd)_i$ соответствуют величинам изотопного состава на время 150 млн лет. Величина параметра εNd(T) вычислена относительно состава однородного хондритового резервуара (CHUR): $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.1967$ и $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.512638$, $^{87}Rb/^{86}Sr = 0.08160$, $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.70450$. Модельные возрасты TDM1 и TDM2 вычислены с использованием следующих характеристик обедненного мантийного резервуара (DM): $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.2136$ и $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.513151$, а для континентальной коры принята величина: $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.12$.

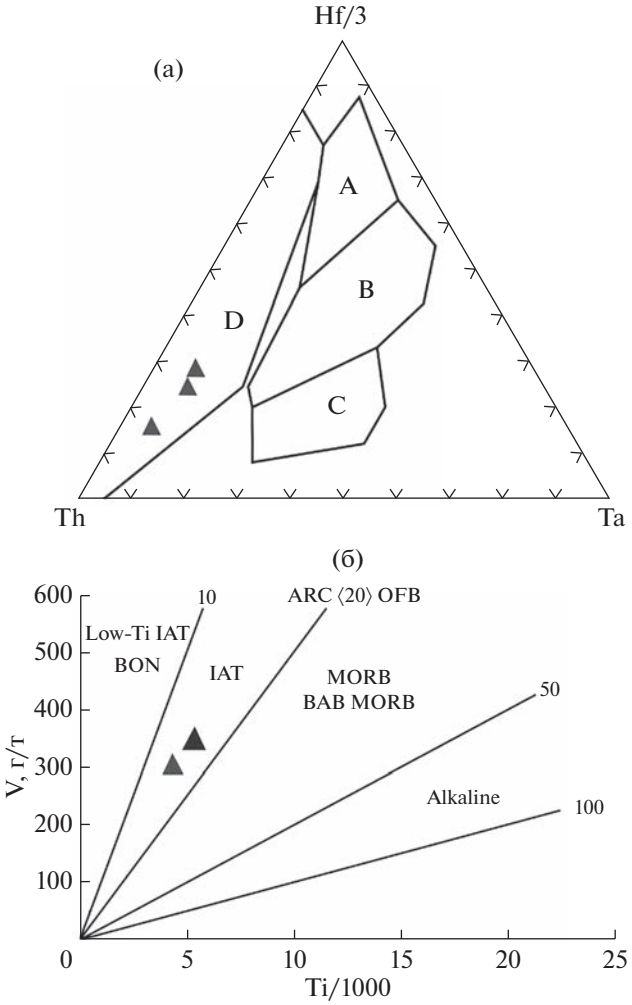


Рис. 12. Дискриминантные диаграммы Ti/1000–V (г/т) (а) (Shervais, 1982) и Th–Hf/3–Ta (б) (Wood, 1980) для андезибазальтов индигирского разреза УЯВП. Поля: (а): A – базальты срединно-океанических хребтов (N-MORB), B – обогащенные базальты срединно-океанических хребтов (E-MORB), C – внутриплитные щелочные базальты, D – базальты вулканических дуг; (б): IAT – островодужные толеиты, BON – бониниты, MORB – базальты срединно-океанических хребтов, BABB – базальты задуговых бассейнов. Условные обозначения см. рис. 5.

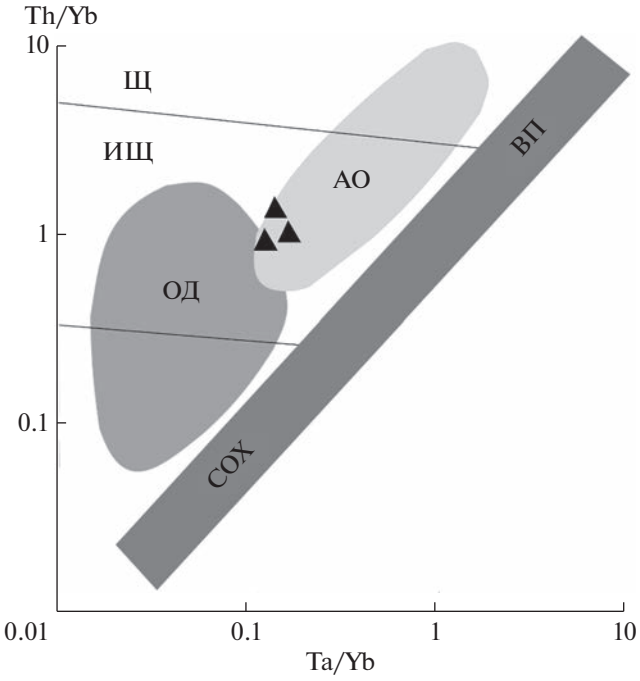


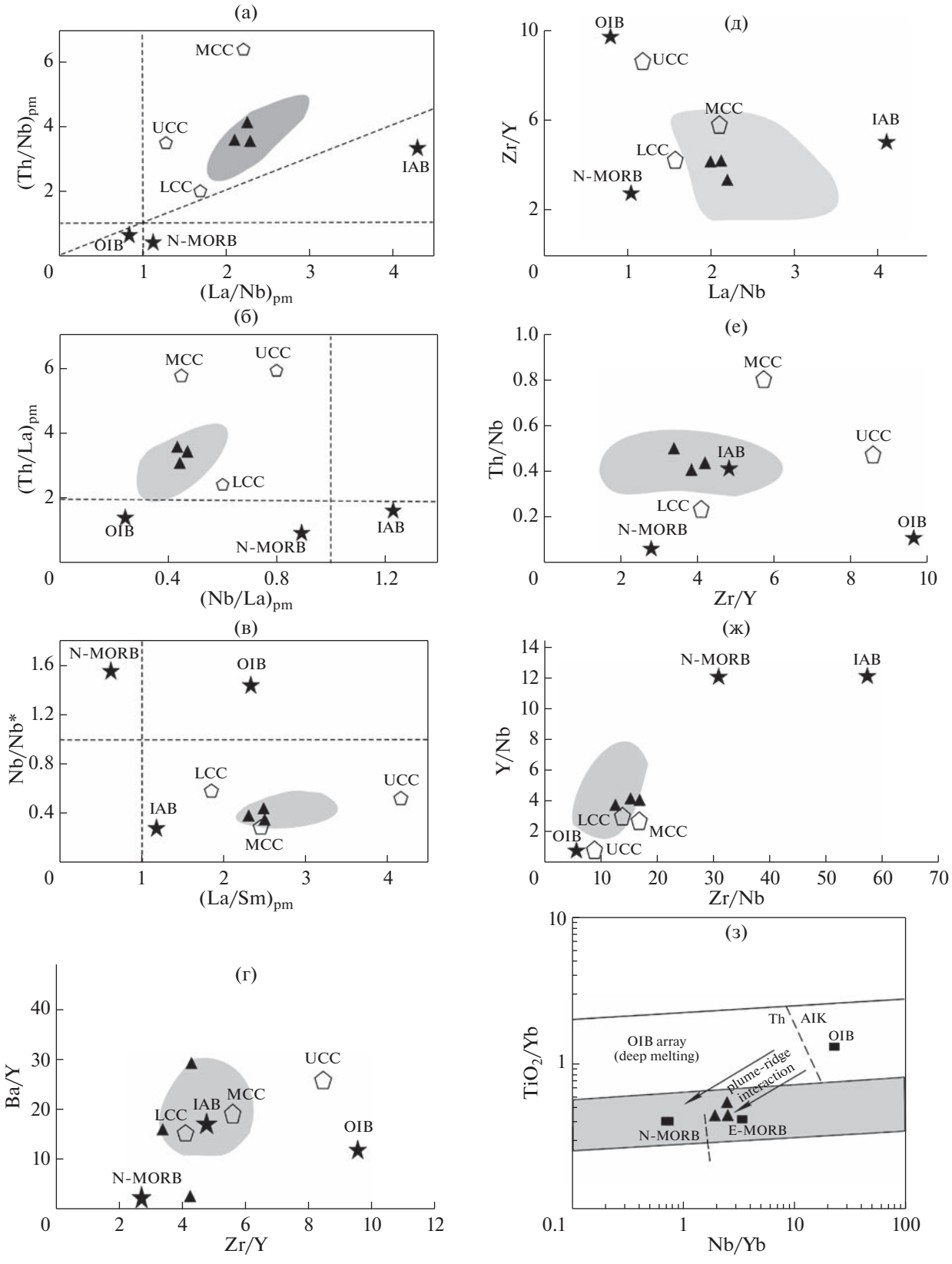
Рис. 13. Диаграмма Ta/Yb–Th/Yb (Pearce, 1983) для андезибазальтов нижней толщи индигирского разреза УЯВП. Поля: ОД – островные дуги, АО – активные континентальные окраины, СОХ – базальты срединно-океанических хребтов, ВП – внутриплитные базальты.

Рис. 14. Диаграммы $(La/Nb)_{pm}$–$(Th/Nb)_{pm}$ (а), $(Nb/La)_{pm}$–$(Th/La)_{pm}$ (б), $(La/Sm)_{pm}$–(Nb/Nb*) (в), Zr/Y–Ba/Y (г), La/Nb–Zr/Y (д), Zr/Y–Th/Nb (е), Zr/Nb–Y/Nb (ж) (Донская и др., 2014) и Nb/Yb–TiO_2/Yb (з) (Pearce, 2008) для андезибазальтов индигирского разреза УЯВП. Точки составов N-MORB и OIB по (Sun, McDonough, 1989), состав IAB по (Dorendorf et al., 2000). Состав верхней (UCC), средней (MCC) и нижней (LCC) континентальной коры по (Rudnick, Fountain, 1995). Серое поле – составы контаминированных позднепалеопротерозойских базитов (Донская и др., 2014). Nb/Nb* = 0.3618 × × Nb/√Th × La (Туркина, Ножкин, 2008). Условные обозначения см. рис. 5.

торием связано с процессами субдукции или контаминации, или с их совместным действием. Определить степень влияния этих процессов на формирование расплавов можно с использованием различных отношений элементов Th, Nb, La, Zr (Saunders et al., 1988; Туркина, Ножкин, 2008; Донская и др., 2014).

Для андезибазальтов характерны высокие отношения нормированных на примитивную мантию элементов превышающих значение “1”: $(Th/Nb)_{pm}$ = 3.62–4.15; $(La/Nb)_{pm}$ = 2.13–2.28, $(Th/La)_{pm}$ = 1.64–1.81, что является признаком контаминации континентальной корой (Туркина, Ножкин, 2008; Донская и др., 2014). На диаграммах (рис. 14а, 14б, 14в, 14д) точки составов андезибазальтов располагаются ближе к точкам состава континентальной коры, чем к точкам мантийных источников. В то же время, на диаграммах (рис. 14г, 14е) точки составов андезибазальтов достаточно близки к островодужным составам. Это позволяет предположить, что их источник имел смешанный (гибридный) характер.

Возможен другой сценарий происхождения андезибазальтов: подобный тому, который был предложен в работе (Арискин и др., 2015) для позднерифейских пород основного состава До-


(а)
MCC
UCC
LCC
IAB
OIB
N-MORB
(Th/Nb)pm
(La/Nb)pm
(б)
MCC
UCC
LCC
OIB
N-MORB
IAB
(Th/La)pm
(Nb/La)pm
(в)
N-MORB
OIB
LCC
UCC
IAB
MCC
Nb/Nb*
(La/Sm)pm
(г)
UCC
MCC
IAB
LCC
OIB
N-MORB
Ba/Y
Zr/Y
(д)
OIB
UCC
MCC
IAB
LCC
N-MORB
Zr/Y
La/Nb
(е)
MCC
UCC
IAB
LCC
N-MORB
OIB
Th/Nb
Zr/Y
(ж)
N-MORB
IAB
LCC
MCC
OIB
UCC
Y/Nb
Zr/Nb
(з)
Th
AIK
OIB
OIB array
(deep melting)
plume-ridge
interaction
N-MORB
E-MORB
TiO2/Yb
Nb/Yb

выренского комплекса Северного Прибайкалья обладающих, как и андезибазальты индигирского разреза, надсубдукционными геохимическими характеристиками и низкими значениями ε_{Nd} (до (–16)). В качестве протолита таких пород рассматривается мантийный источник, который был образован в древней (архейской) зоне субдукции и представлял собой смесь базитовых пород и исходных мантийных перидотитов. В течение двух миллиардов лет этот субстрат был изолирован и достиг аномальных характеристик по изотопному составу неодима. В неопротерозое в результате повторного плавления этого субстрата образовались базитовые расплавы с островодужными характеристиками и аномально низкими значениями ε_{Nd} (Арискин и др., 2015). В случае Индигирского разреза в качестве аналогичного древнего субстрата может рассматриваться кора Омолонского микроконтинента. Для подтверждения этого предположения требуются дополнительные исследования. Нам представляется более предпочтительным первый вариант, поскольку он позволяет связать надсубдукционные характеристики андезибазальтов с молодой (позднеюрской) субдукцией.

Для **кислых вулканитов** характерна значительная неоднородность изотопных параметров. Отрицательные значения ε_{Nd} в интервале от –2.4 до –6.5 и мезо-палеопротерозойские модельные возрасты свидетельствуют о длительной коровой предыстории источников этих пород. На дискриминантных диаграммах точки составов кислых вулканитов располагаются в полях различных геодинамических обстановок, соответствуя постколлизионным гранитоидам (Pearce, 1996). В принципе, возможно объяснение происхождения всех пород разреза выплавлением из гетерогенной коры на постколлизионной стадии. Тем не менее, мы считаем, что генезис вулканитов связан с влиянием субдукционных расплавов синхронных с формированием разреза.

Индигирский разрез представляет собой цельный фрагмент вулканической постройки, для которого очевидна структурная и генетическая взаимосвязь составляющих его вулканитов. Важной особенностью является характерная для островодужных систем щелочная зональность, выраженная последовательной сменой низкокалиевых известково-щелочных андезибазальтов в основании разреза, высококалиевыми известково-щелочными сериями в верхах разреза. При этом ярко выраженные субдукционные характеристики свойственны всем изученным вулканитам. Они проявлены обеднением Ta, Nb, обеднением Ti в риолитах, обогащением крупноионными и легкими редкоземельными элементами относительно высокозарядных элементов и тяжелых редкоземельных элементов. Андезибазальты на дискриминантных диаграммах попадают в островодужные поля, хотя при этом они обогащены титаном относительно надсубдукционных расплавов (рис. 8г, 14з).

Расплавы с субдукционными характеристиками могли возникнуть в результате флюидного обогащения мантийного клина в процессе предшествующей субдукции. После ее прекращения область обогащенной мантии стала доступна для поступления свежего астеносферного материала с характеристиками MORB, что объясняет обогащенность титаном (рис. 14з).

Весьма вероятно, что взаимодействие образованных расплавов с вышележащей континентальной корой привело (по крайней мере, частично) к вариации изотопных параметров. Этим можно объяснить вариации ε_{Nd} (–2.4; –4.4) в риолитах нижней толщи, расположенных в непосредственной близости и перекрывающих андезибазальты.

Геологические данные также свидетельствуют о возможности формирования индигирского разреза на постколлизионном этапе развития территории. Согласно приведенным U-Pb датировкам весь разрез был сформирован в короткое время, соответствующее финальной фазе эволюции УЯВП (150 ± 2 млн лет). Согласно данным (Оксман, 2000), это время практически совпадает со временем начала коллизии окраины Сибири и Колымо-Омолонского микроконтинента (155 млн лет). В то же время, в работе (Парфенов, 1984) отмечается, что отложения УЯВП имеют эпиколизионную природу. Для Дарпирской зоны, к которой относится индигирский разрез, этот факт подтверждается слабыми деформациями образований УЯВП. Характер изменения составов вулканитов индигирского разреза также подтверждает вывод о юго-западном направлении предшествующей субдукции. В коренных обнажениях разреза в южном, юго-западном направлении, в соответствии с классическими представлениями о строении надсубдукционных зон, известково-щелочная серия последовательно сменяется высококалиевой известково-щелочной серией (рис. 15).

Фрагменты УЯВП, имеющие более древний возраст, должны были формироваться на островодужной стадии эволюции пояса. Возможно, этим стадиям соответствуют вулканиты илиньтасской зоны, представленные преимущественно базальтами и характеризующиеся интенсивными деформациями.

ВЫВОДЫ

1. В индигирском разрезе Дарпирской зоны УЯВП вскрывается последовательность вулканических пород известково-щелочной серии. Последовательность начинается с низкокалиевых

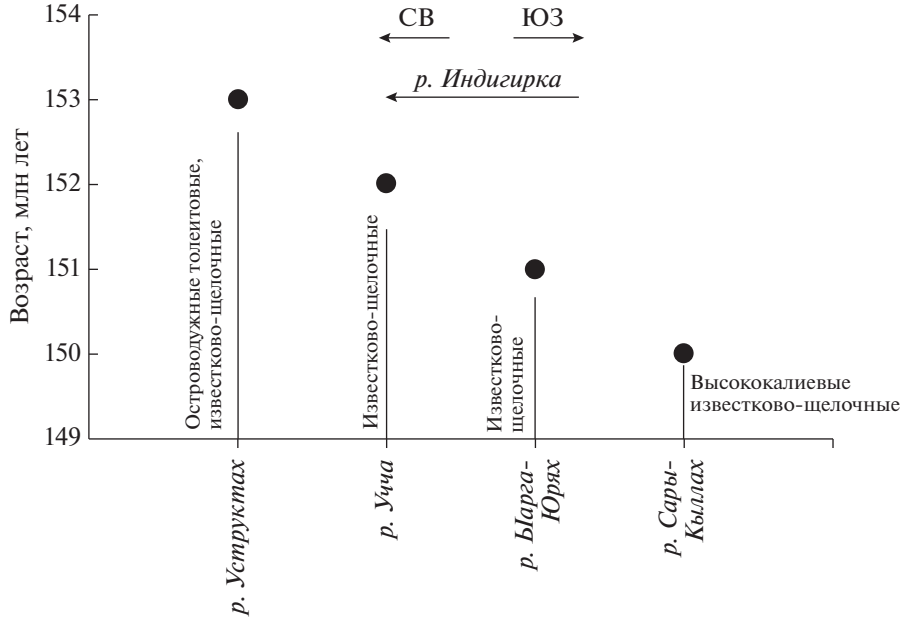


Рис. 15. Диаграмма изменения щелочности в зависимости от возраста и пространственного положения вулканитов.

андезибазальтов, которые вверх по разрезу, сменяются пачками средне- и высококалиевых вулканитов кислого состава. Согласно данным U-Pb датирования циркона весь разрез был сформирован в короткий отрезок времени 150 ± 2 млн лет (волжское время) на самых поздних стадиях эволюции УЯВП.

2. Андезибазальты основания разреза имеют гибридный характер. Они формировались в результате взаимодействия пород континентальной коры с мантийными расплавами как островодужного, так и обогащенного типов. Местом образования этих расплавов была мантия, обогащенная в результате предшествующей позднеюрской субдукции.

3. Кислые вулканиты по микроэлементному составу соответствуют постколлизионным гранитоидам. Значительные вариации Sr-Nd изотопного состава, модельных возрастов и отрицательных значений ε_{Nd}, свидетельствуют о существенной роли в их формировании гетерогенной континентальной коры.

4. Геодинамическаие условия, при которых могли сформироваться вулканиты индигирского разреза УЯВП, были обусловлены постколлизионными процессами после столкновения Сибирского кратона и Колымо-Омолонского микроконтинента, что могло привести к формированию гетерогенного основания УЯВП. Этот вывод подтверждается слабым характером деформаций вулканитов.

Авторы выражают благодарность рецензентам за тщательное прочтение статьи и ценные замечания. Авторы выражают благодарность сотрудникам и директору Природного парка Момский М.Н. Иванову за помощь в проведении полевых работ.

Статья подготовлена за счет средств Российского научного фонда, проект № 20-17-00197, базовое финансирование сотрудников ГИН РАН за счет субсидии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Арискин А.А., Данюшевский Л.В., Э.Г. Конников, Маас Р., Костицын Ю.А., Мак-Нил Э., Меффре С., Николаев Г.С., Кислов Е.В. (2015). Довыренский интрузивный комплекс (Северное Прибайкалье, Россия): изотопно-геохимические маркеры контаминации исходных магм и экстремальной обогащенности источника. *Геология и геофизика*. **56**(3), 528-556.

Гедько М.А. (1988) Уяндино-Ясачненская позднеюрская островная дуга (Северо-Восток СССР). *Геотектоника*. (3), 88-100.

Горячев Н.А. (2006) Золоторудообразующие системы орогенных поясов. *Вестник СВНЦ ДВО РАН*. (1), 2-16.

Государственная геологическая карта СССР м-ба 1 : 200000. Серия Яно-Индигирская. Листы Q-54-XXIII, XXIV. Объяснительная записка. Составил Ю.В. Кузнецов, редактор В.Г. Данилов. 1986 г.

Данилов В.Г., Ставский А.П. (1984) Стратиграфия и литология Уяндино-Ясачненского вулканического пояса. *Бюлл. МОИП. Отд. геол*. **59**(1), 44-55.

Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Шохонова М.Н., Мазукабзов А.М. (2014) Особенности составов и источники пасплавов позднепалеопротерозойскихбазитов северного прибайкалья. *Геология и геофизика*. **55**(11), 1615-1634.

Дылевский Е.Ф. (1994) Зональность Уяндино-Ясачненского вулканического пояса и его тектоническая природа (Северо-Восток Азии). *Геотектоника*. (4), 52-62.

Лучицкая М.В. (2014) *Гранитоидный магматизм и становление континентальной коры северного обрамления Тихого океана в мезозое-кайнозое*. М.: ГЕОС, 360 с.

Зоненшайн Л.П., Натапов Л.М., Кузьмин М.И. (1990) *Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 1, 2*. М.: Недра, 645 с.

Интерпретация геохимических данных // Под ред. Е.В. Склярова. М.: Интермент-Инжиниринг. 2001. 288 с.

Объяснительная записка к листам Q-54-XXI, XXII, XXIII, XXIV Государственной геологической карты СССР. Ред. В.Г. Данилов. М. 1988.

Оксман В.С. (2000) *Тектоника коллизионного пояса Черского*. М.: ГЕОС, 268 с.

Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. (2003) Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии. *Тихоокеанская геология*. **22**(6), 4-41.

Парфенов Л.М. (1984) *Континентальные окраины и островные дуги в мезозоидах северо-востока Азии*. Новосибирск: Наука, 192 с.

Сурнин А.А. (1990) *Позднеюрские ультраосновные и основные комплексы Колымского массива*. Новосибирск: Наука, 160 с.

Терехов М.И., Дылевский Е.Ф. (1988) *Геология хребта Арга-Тас*. Препринт. Магадан, 49 с.

Трунилина В.А., Орлов Ю.С., Роев С.П. (2004) Магматические ассоциации Уяндино-Ясачненского вулкано-плутонического пояса и его геодинамическая природа. *Отечественная геология*. (5), 53-56.

Трунилина В.А., Роев С.П., Орлов Ю.С. (2007) Вулкано-плутонические пояса Северо-Востока Якутии. Якутск: ГУПНИПК “Сахаполиграфиздат”, 152 с.

Туркина О.М., Ножкин А.Д. (2008) Океанические и рифтогенные метавулканические ассоциации зеленокаменных поясов северо-западной части Шарыжалгайского выступа, Прибайкалье. *Петрология*. **16**(5), 501-526.

Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. (1988) *Континентальная кора ее состав и эволюция*. М.: Мир, 285 с.

Akinin V.V., Miller E.L., Toro J. et al. (2020) Episodicity and the dance of late Mesozoic magmatism and deformation along the northern circum-Pacific margin: north-eastern Russia to the Cordillera. *Earth Science Review*. **208**, 1-25.

Dorendorf F., Wiechert U., Worner G. (2000) Hydrated sub-arc mantle: a source for the Klyuchevskoy volcano, Kamchatka/Russia. *Earth Planet. Sci. Lett*. **175**, 69-86.

Ewart A. (1982) The mineralogy and petrology of Tertiary-Recent orogenic volcanic rocks: with special reference to the andesitic-basaltic compositional range In: R.S. Thorp, (Ed.)

Andesites: orogenic andesites and related rocks, John Wiley and Sons; N.Y., 25-95.

Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J. et al. (2001) A geochemical classification for granitic rocks. *J. Petrol.* **42**(11), 2033-2048.

Hawkesworth C.J. (1982) Isotope characteristics of magmas erupted along destructive plate margins. In: R.S. Thorpe (Ed.) *Andesites: orogenic andesites and related rocks*. N.Y.: John Wiley and Sons, 549-571.

Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A., Keller J., Lameyre Le Bas, M.J., Sabine P.A., Schmid R., Sorensen H., Streckeisen A., Woolley A.R., Zanettin B. (1989) *A classification of igneous rocks and glossary of terms*: Blackwell, Oxford, 236 p.

Ludwig K.R. SQUID 1.00, A User’s Manual // Berkeley Geochronology Center Special Publication. 2000. № 2. 2455 Ridge Road. Berkeley. CA 94709. USA. 17 p.

Ludwig K.R. ISOPLOT 3.00. A User’s Manual // Berkeley Geochronology Center Special Publication. 2003. № 4. 2455 RidgeRoad, Berkeley. CA 94709. USA. 70 p.

Maniar P.D., Piccoli P.M. (1989) Tectonic discriminations of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*. **101**, 635-643.

Middlemost E.A.K. (1994) Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth Science Reviews*. **37**, 215-244.

Pearce J.A., Cann J.R. (1983) Tectonic setting of basic volcanic rocks determinate using trace element analyse. *Earth Planet. Sci. Lett*. (19), 290-300.

Pearce J.A., Harris N.W., Tindle A.G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol*. **25**, 956-983.

Pearce J.A. (2008) Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*. **100**, 14-48.

Prokopiev A.V., Toro J., Miller E.L. et al. (2007) Large Igneous Provinces of Asia, Mantle Plumes and Metallogeny. Novosibirsk: Publ. House SB RAS, 51-54.

Rudnick R.L., Fountain D.M. (1995) Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective. *Rev. Geoph*. **33**, 267-309.

Sun S., McDonough W. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: A.D. Saunders, M.J. Norry (Eds.) *Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society Special Publication, London*. **42**, 313-345.

Saunders A.D., Norry M.J., Tarney J. (1988) Origin of MORB and chemically depleted mantle reservoirs: trace element constraints. *J. Petrol*. **1**(1), 415-445.

Shervais J.W. (1982) Ti–V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth Planet. Sci. Lett*. **59**, 101-118.

Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. (1987) A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib. Miner. Petrol*. **95**, Is. 4, 407-419.

Whalen J.B., Hildebrand R.S. (2019) Trace element discrimination of arc, slab failure, and A-type granitic rocks. *Lithos*. **348–349**, 105179.

Williams I.S. (1998) U-Th-Pb Geochronology by ion microprobe / M.A. McKibben, W.C. Shanks III, W.I. Ridley (eds.) Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. *Rev. Econ. Geol*. **7**, 1-35.

Wood D.A. (1980) The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province. *Earth Planet Sci. Lett*. **50**(1–2), 11-30.