

ВУЛКАНОГЕННЫЕ ПОРОДЫ МАШАКСКОЙ СВИТЫ СРЕДНЕГО РИФЕЯ: ГЕОЛОГИЯ И ПЕТРОГЕОХИМИЯ

© 2009 г. Д. Е. Савельев, В. Н. Пучков, Ф. Р. Ардисламов, В. И. Сначев

Институт геологии Уфимского НЦ РАН
450000, Республика Башкортостан, Уфа, ул. Карла Маркса, 16/2
E-mail: savl71@mail.ru

Поступила в редакцию 13.01.2009 г.

В статье рассмотрено геологическое строение машакской свиты, сложенной преимущественно вулканогенными породами. Впервые за последние двадцать лет дана подробная геологическая и геохимическая характеристика вулканитов из геологических разрезов, представленных на хребтах Машак и Юша. Изучены петрогеохимические особенности основных и кремнекислых эффузивов свиты, проведено их сопоставление с породами различных геодинамических обстановок. Полученные данные подтверждают представления предшествующих исследователей о внутриплитной или континентально-рифтогенной природе машакского вулканогенно-осадочного комплекса.

Ключевые слова: континентальный рифтогенез, машакская свита, базальты, риолиты.

ВВЕДЕНИЕ

Изучение геологического строения машакского вулканогенно-осадочного комплекса проводилось нами в течение трех полевых сезонов (2005–2007 гг.) совместно с работниками Южно-Уральского Государственного природного заповедника и ООО “Геопоиск” в пределах территории, ограниченной с севера долиной р. Малый Катав, а с юга – г. Дунайсунган. Наиболее детально маршрутами охвачены хребты Машак и Юша (рис. 1), разрезы которых получили новое подробное описание впервые за последние двадцать лет.

Машакская свита впервые выделена А.И. Ивановым в 1937 г. на хр. Машак, близкие по литологическому составу отложения на хр. Шатак были описаны в 1939 г. К.А. Львовым в составе шатакской свиты. В разные годы изучением машакского и шатакского вулканогенно-осадочных комплексов занимались М.Е. Раабен, Н.Ф. Решетников, Н.А. Румянцева, В.М. Сергиевский, Б.В. Чувилин, А.Ф. Ротарь, З.М. Ротарь, П.Н. Швецов, Ф.А. Ямаев, В.И. Козлов, С.Н. Иванов, Л.А. Карстен, А.А. Макушин, И.И. Казаков, Ю.П. Горичев, В.П. Парначёв, А.В. Маслов, Э.З. Гареев, И.В. Высоцкий, С.Г. Ковалев и др.

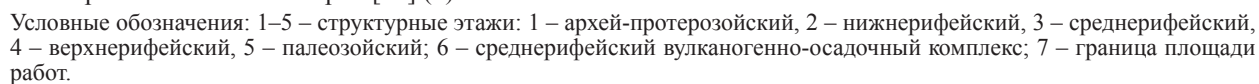
В южной части описываемого района наиболее детальные работы были проведены в 1964–70 гг. геолого-съёмочными отрядами Башкирского территориального управления под руководством А.Ф. Ротаря [20] и П.Н. Швецова [28, 29]. Северная часть территории изучена значительно слабее, последние работы здесь проводились в 1950–60-е годы [1, 19].

Несмотря на сходство литологического состава отложений машакской свиты на хр. Шатак и в рай-

оне г. Большой Ямантау, наблюдаются значительные различия как в соотношении в разрезе вулканогенных и осадочных пород, так и в последовательности их залегания внутри свиты. Например, в составе машакской свиты хребтов Машак и Юша вулканогенные породы составляют до 80% объема, а на хр. Шатак – от 30 до 50% [7, 8]. Для разрезов на хр. Шатак весьма характерно чередование горизонтов конгломератов и базальтов, в более северных районах конгломераты сгруппированы в один горизонт в средней части разреза. Риолиты на хребтах Машак и Юша почти всегда залегают в виде одной мощной толщи в основании разреза свиты, иногда они подстилаются маломощными горизонтами базальтов или конгломератов; на хр. Шатак кремнекислые вулканиты залегают выше базальт-конгломератовой толщи.

Ассоциация наземных вулканогенных пород с терригенными отложениями указывает на континентальную природу машакского комплекса. Впервые вывод о платформенной (континентально-рифтогенной) обстановке образования машакского вулканогенно-осадочного комплекса был сделан С.Н. Ивановым [3], а затем развит в многочисленных работах [5, 15, 27 и др.]. Возраст машакской свиты принят среднерифейским на основании абсолютных датировок по цирконам из кислых эффузивов [10]. В последние годы появились новые данные, полученные методом SIMS SHRIMP II по цирконам из базальтов и риолитов.

В качестве предварительного результата датирования машакской свиты была указана изохронная датировка 1366 ± 2 млн. лет [18]. Однако были также приведены первые сведения и о более древних, до 1500 млн. лет датировках тем же методом. Подробнее, и на более полном материале, этот во-



прос рассматривался в работе [11]; было указано, что SHRIMP-возраста машакского вулканизма растягиваются на интервал от 1500–1550 млн. лет (нижний рифей Унифицированной схемы!) до 1330–1350 млн. лет, причем наиболее молодые датировки могут рассматриваться как время затухания вулканизма и нижний возрастной предел зильмердакской свиты. Там же сделан вывод, что “рассмотренные данные не влияют на реально существующие последовательности осадочных и вулканических пород нижнего и среднего рифея типовых разрезов Южного Урала, однако их временные границы и фациальные взаимоотношения нуждаются в критическом анализе”.

В связи с этим, вопрос о взаимоотношениях машакской свиты с юшинской приобретает особую остроту. В [6] делается вывод, что седиментологически граница бурзянской и юрматинской серий четко не выражена и представлена не трансгрессивной, как считалось, а регрессивной последовательностью. В то же время приводятся данные о значительных тектонических нарушениях на границе юшинской и машакской (шатакской) свит и даже проявлениях метаморфизма амфиболитового (!) уровня (раньше такие границы рассматривались как трансгрессивные с угловыми несогласиями).

К сожалению, к настоящему времени мы не имеем своих материалов, чтобы внести большую ясность в этот вопрос. Цирконы из вулканитов рассматриваемого района выделены, но ожидают анализа, а условия обнаженности не позволили нам составить окончательного мнения о характере (тектоническом или седиментационном, непрерывном или трансгрессивном) границы юшинской и машакской свит; в одном случае (см. ниже) в обнажении наблюдается интрузивный контакт риолитов с алевролитами юшинской свиты; в двух других описанные [28] угловые несогласия между юшинской и машакской свитами могут вполне оказаться тектоническими контактами (сравните с [6]).

Известно несколько вариантов расчленения машакской свиты. Впервые А.И. Ивановым свита была разделена на три подсвиты – ерикташскую (белятурскую), шакитарскую и кувышскую. Позднее А.Ф. Ротарь предложил “восьмичленное” деление свиты (см. ниже), которое отражено в Стратиграфических схемах докембрия [25]. В.И. Козлов предлагает выделять в составе машакской свиты три подсвиты: нижнюю, среднюю и верхнюю [8, 26]. По данным геологосъемочных работ (ГДП-200) на хр. Шатак предложено разделить свиту на три подсвиты и верхнюю толщу [12].

При проведении полевых исследований на хребтах Машак и Юша мы придерживались восьмичленного деления, предложенного А.Ф. Ротарем в 1971 г. [21]. Им машакская свита расчленена на восемь подсвит: кузьелгинскую (1), казавдинскую (2), быковскую (3), калпакскую (4), куянтавскую (5),

каранскую (6), шакитарскую (7) и ямантаускую (8). В составе кузьелгинской подсвиты преобладают кремнекислые эффузивы, казавдинская и калпакская подсвиты состоят полностью из базальтоидов, в составе каранской ведущую роль также играют эффузивы основного состава, но в верхней части присутствует пачка осадочных пород. Другие четыре подсвиты (быковская, куянтавская, шакитарская и ямантауская) практически нацело сложены осадочными породами (конгломератами, песчаниками, алевролитами, углеродисто-глинистыми сланцами, туффитами). Общая мощность машакской свиты в рассматриваемом районе по данным авторов работы [15] достигает 2500 м.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ТЕРРИТОРИИ

В южной части рассматриваемой территории (на хр. Юша) наиболее полно представлена нижняя часть разреза машакской свиты (кузьелгинская, казавдинская, быковская и калпакская подсвиты). Контакт с нижележащими отложениями юшинской свиты описан П.Н. Швецовым [28] на западном склоне г. Дунаусунган и вблизи седловины, разделяющей ее и г. Каинтюбе. В обоих случаях наблюдалось угловое несогласие.

Ввиду слабой обнаженности нижней части западного склона г. Дунаусунган, переход от грубообломочных отложений к алевролитам и далее к эффузивам кузьелгинской подсвиты машакской свиты задернован. Почти непрерывный разрез вулкано-генных пород низов машакской свиты начинается от дороги, идущей вдоль водораздельной части хр. Юша, с абсолютной отметкой 950 м (обн. ДС-01, рис. 2а).

Мощность кремнекислых вулканитов в данном разрезе составляет немногим более 100 м. Они представлены рассланцованными риолит-порфирами, содержащими до 20% вкрапленников полевого шпата, основная масса имеет фельзитовую структуру. Трещины отдельности в породах ориентированы субвертикально, что говорит о пологом залегании эффузивов (аз. пад. толщи 120° , $\angle 20^\circ$). В привершинной части горы кремнекислые породы сменяются афировыми базальтами со столбчатой отдельностью (аз. склонения столбов 300° , $\angle 75^\circ$). Покров основных эффузивов падает полого на юго-восток (аз. пад. 120° , $\angle 15-20^\circ$), мощность базальтов составляет около 50 м.

Далее к северу, вдоль хр. Юша, разрез машакской свиты постепенно наращивается. На горе Каинтюбе и в ур. Васильевская Поляна наиболее полно представлены вулкано-генные породы второй (казавдинской) подсвиты. Плоская водораздельная часть хребта от г. Каинтюбе до г. Калпак сложена осадочными породами быковской подсвиты, характеризующимися очень плохой обнаженностью. Чаще всего они образуют слабо выраженные разру-

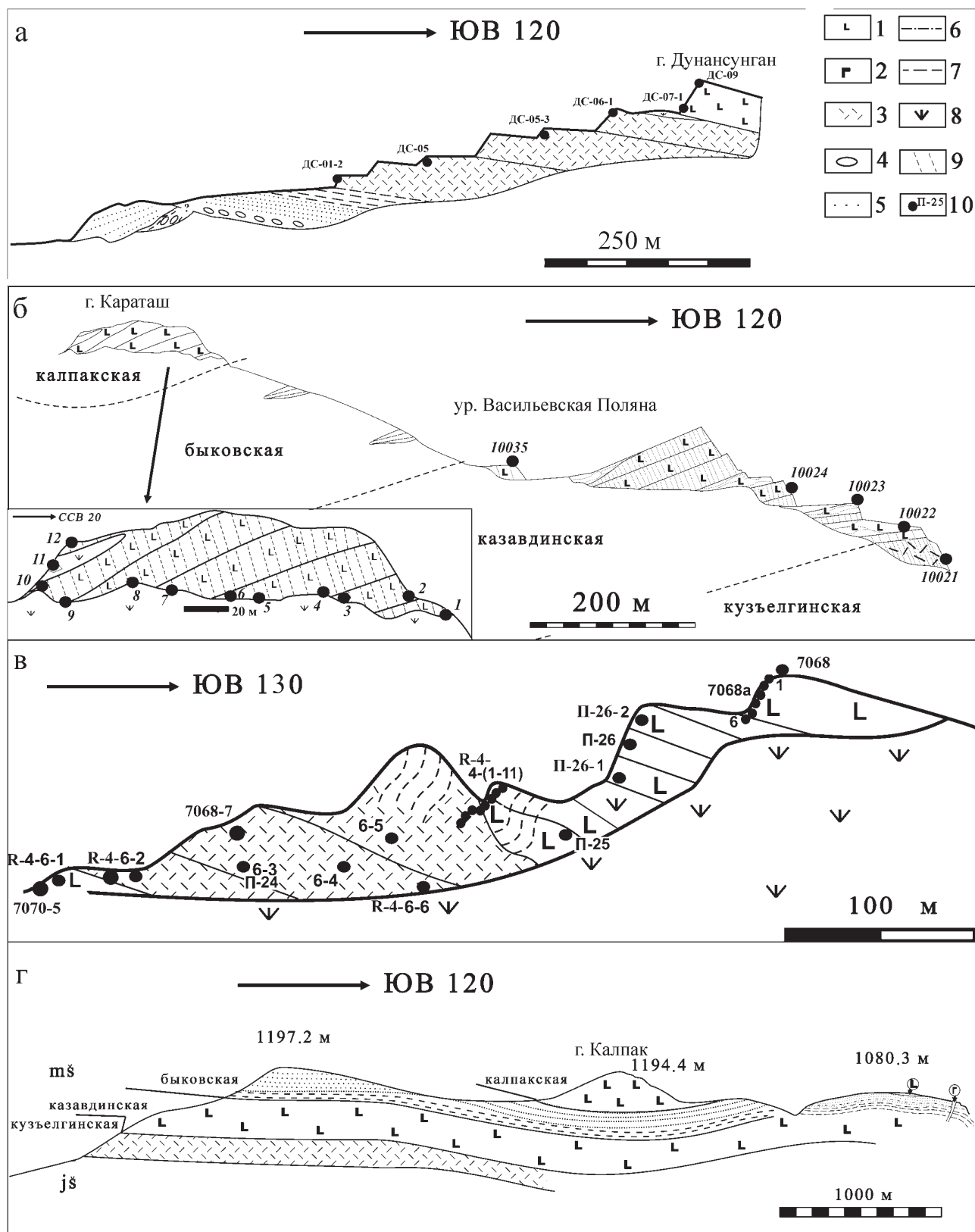


Рис. 2. Геологическое строение вулканогенных толщ машакской свиты в районе южнее г. Большой Ямантау: а – западный склон г. Дунаусунган, б – г. Караташ и ур. Васильевская Поляна, в – верховье р. Большая Кузьелга, г – схематический геологический разрез в районе г. Калпак.

Условные обозначения: 1 – базальты, 2 – диабазы, 3 – риолиты, 4 – конгломераты, 5 – песчаники, 6 – алевропесчаники, 7 – алевролиты, 8 – задернованные участки, 9 – отдельность в базальтах и риолитах, 10 – места отбора проб.

шенные коренные выходы в уступах склонов и развалы элювия вблизи дороги, идущей по этим отложениям. В составе подсвиты преобладают темно-серые алевролиты и алевропесчаники часто косослоистые, реже отмечаются гравелиты. В районе г. Кусейматау вблизи контакта с вышележащими базальтами залегает прослой валунно-галечных конгломератов мощностью до 3 м. Возвышающиеся над плоским водоразделом вершины гор Караташ, Суяме, Кусейматау и Калпак сложены базальтами калпакской подсвиты машакской свиты.

В ур. Васильевская Поляна обнажения пород машакской свиты образуют характерный ступенчатый рельеф на юго-восточном склоне хребта (рис. 2б). Мощность кремнекислых вулканитов составляет не более 50 м (нижняя часть разреза не обнажена), а базальтов – до 200 м. Риолиты и риодациты обладают преимущественно массивным обликом, в них развита субвертикальная призматическая отдельность, в верхней части разреза преобладают плитчатые обильно-порфировые породы. В залегающих выше базальтах казавдинской подсвиты выделяется несколько потоков, внутренние части которых сложены массивными афировыми породами с крутопадающей призматической отдельностью (аз. пад. 70–80°, $\angle 60$ –75°). Они разделены маломощными горизонтами миндалекаменных, эпидотизированных пород с пластово-глыбовой отдельностью.

Восточный склон хр. Юша от ур. Васильевская Поляна до г. Караташ, сложенный базальтами калпакской подсвиты, плохо обнажен. Сравнительно редко здесь встречаются небольшие коренные выходы и элювиально-делювиальные обломки углеродистых сланцев быковской подсвиты.

Разрез на горе Караташ представлен монотонными массивными афировыми базальтами. Он почти непрерывный и наращивается в юго-западном направлении. Падение отдельных “потоков” базальтов хорошо определяется в обнажениях (рис. 2б). Оно пологое юго-западное, аз. пад. 240–250°, $\angle 15$ –25°, азимут склонения столбчатой и призматической отдельности обратный ($\angle 70$ –75°). Сечение столбов и призм изменяется от 10–20 см до 30–60 см, чаще всего оно составляет 30–50 см. Базальты г. Караташ очень похожи на породы верхней части разреза калпакской подсвиты, слагающие вершину г. Калпак.

Таким образом, изучение геологического строения хр. Юша позволяет сделать вывод, что рассматриваемая территория представляет собой ядро пологой синклинали, в осевой части которой (на гребне хребта) залегают породы наиболее высокого стратиграфического уровня (калпакской подсвиты), крылья ее сложены последовательно сменяющимися к западу и востоку (сверху вниз) осадочными породами быковской подсвиты, базальтами казавдинской и риолитами кузельгинской подсвит. Верхние горизонты машакской свиты на хр. Юша уничтожены эрозией.

Непосредственно южнее г. Большой Ямантау, в верховьях рек Большая и Малая Кузельга, располагается один из типовых разрезов нижней части машакской свиты [15]. Детальное описание нижних частей разреза приводится в упомянутой работе, нами изучена в естественных выходах вдоль правого борта р. Большая Кузельга только его верхняя часть (рис. 2в).

Непрерывный разрез начинается с кремнекислых вулканитов кузельгинской подсвиты, которые на всем протяжении интенсивно рассланцованы, сланцеватость и отдельность в породах ориентированы субвертикально. В верхних частях рассматриваемой вулканогенной толщи наблюдается более четкая призматическая отдельность, причем вблизи контакта с базальтами казавдинской подсвиты, в кровле риолитового потока, отдельность образует пологие изгибы, контакт с вышележащими породами волнистый. Изгибы трещин отдельности наблюдались нами и в нижней части базальтовой толщи, углы падения их варьируют от 50 до 80°. По мере удаления от контакта вверх и вниз по разрезу залегание отдельности стабилизируется (аз. пад. 310–330°, $\angle 70$ –75°), что соответствует пологому падению вулканогенной толщи на юго-восток (аз. пад. 130–150°, $\angle 15$ –20°). Наблюдаемое явление связано, на наш взгляд, с неровной поверхностью потока риолитов, что вообще характерно для вязких лав кремнекислых эффузивов [9]. Лава основного состава, будучи менее вязкой, заполняла образовавшиеся неровности, поэтому выше по разрезу контакты между отдельными потоками базальтов относительно прямолинейные.

В верхней части толщи риолитов повсеместно проявлена флюидальная полосчатость, причем часто наблюдаются пологие изгибы, возникшие при течении расплава. По этой причине залегание флюидальной полосчатости весьма изменчиво – от субгоризонтального до субвертикального в прикровельной части потока. Принимая во внимание в целом субгоризонтальное залегание толщи кремнекислых эффузивов, истинная мощность ее составляет не более 100 м.

Кремнекислые породы представлены риолит-порфирами с фельзитовой или микролепидобластовой структурой основной массы. Среди вкрапленников обычно преобладают таблитчатые выделения серицитизированного полевого шпата (от 0.1 до 1–2 мм), содержание которого изменяется от 10–15 до 55%. Значительно реже во вкрапленниках встречается кварц (до 5%). Основная масса, как правило, состоит из тонкозернистого кварц-полевошпатового или кварц-серицитового агрегата. В отдельных образцах отмечается обильная вкрапленность мелкозернистого магнетита.

Базальты казавдинской подсвиты в районе рек Большая и Малая Кузельга (рис. 2г) слагают протяженный скальный пояс, обнажающийся вдоль их

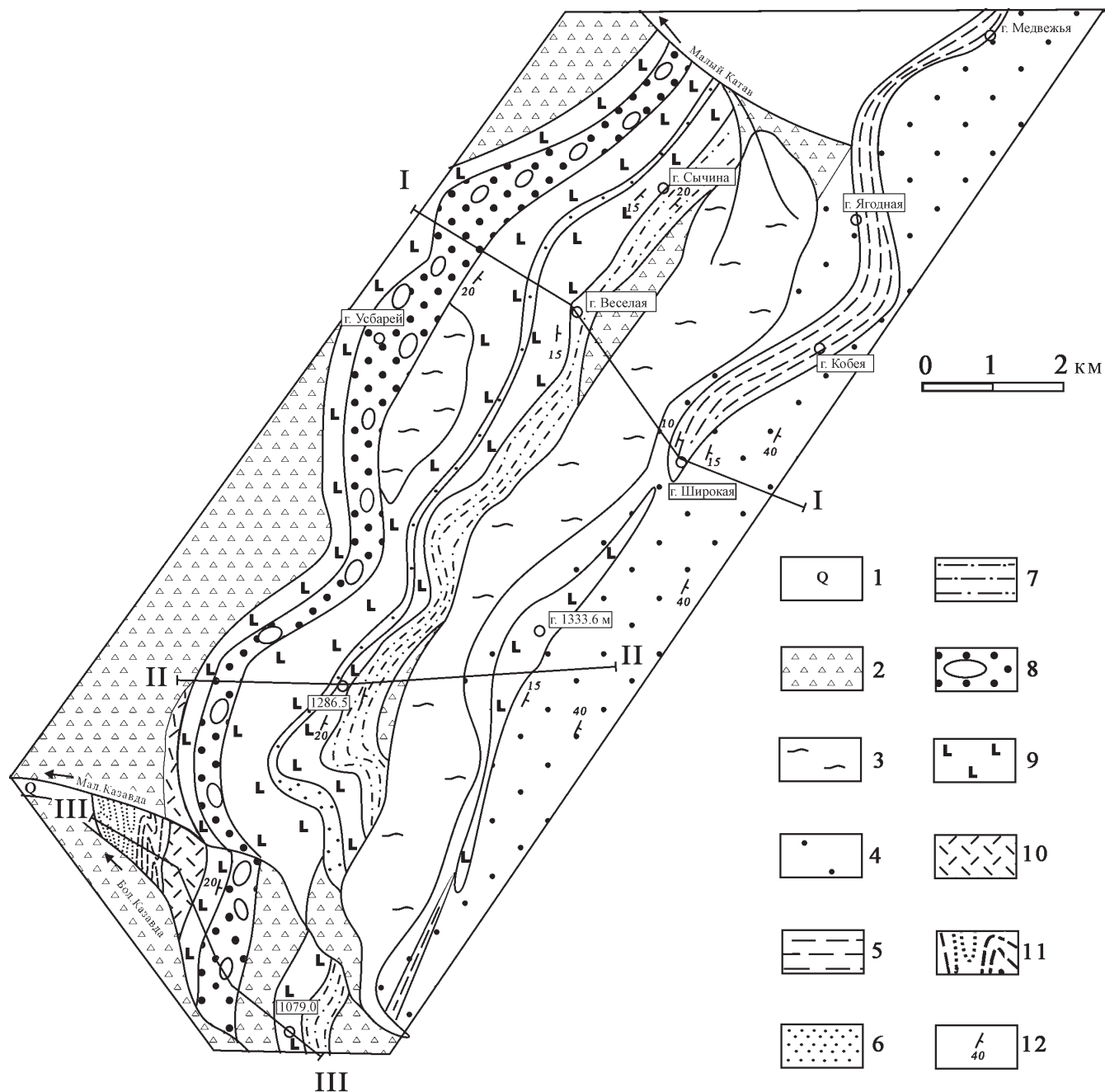


Рис. 3. Схема геологического строения территории севернее горы Большой Ямантау в междуречье Казавды и Малого Катава.

Условные обозначения: 1 – аллювиальные отложения р. Казавда, 2 – делювиальные и коллювиальные отложения, 3 – верховые болота (элювий, коллювий, кора выветривания), 4 – кварциты и кварцито-песчаники зигальгинской свиты, 5 – углеродистые алевролиты и алевропелитовые сланцы зигальгинской свиты; 6–10 – вулканогенно-осадочный комплекс машакской свиты: 6–8 – осадочные пачки, преимущественно сложенные песчаниками и кварцито-песчаниками с подчиненными туфопесчаниками, кварцевыми алевролитами и конгломератами (6); алевролитами и песчаниками (7); конгломератами и кварцевыми песчаниками (8); 9 – базальтовые толщи с подчиненными туфами и туфопесчаниками, 10 – риолиты, 11 – песчано-сланцевая толща юшинской свиты, 12 – элементы залегания пород.

водораздела. Мощность толщи составляет около 120–150 м, в ее состав входит несколько потоков. Внутренние части потоков сложены афировыми и мелкопорфировыми массивными зелено-серыми базальтами и мелкозернистыми диабазами. В краевых частях развиты обильно-миндалекаменные до

шлаковидных часто интенсивно гематитизированные породы. В верхних частях разреза встречаются лавобреккии с сульфидной минерализацией.

Структура пород мелко-, редкопорфировая с интерсертальной или диабазовой структурой основной массы. Вкрапленники составляют до 5–7% и

представлены мелкими выделениями оливина и клинопироксена (0.2–0.4 мм). В отдельных образцах встречены округлые обособления (нодули) диаметром до 1.5 мм, сложенные этими же минералами. Основная масса тонкозернистая и состоит из агрегата зерен пироксена, плагиоклаза и сфена, образованного по первичному титаномагнетиту, вулканическое стекло замещено хлоритом. Часто первичные минералы полностью замещены соссюритовым агрегатом, амфиболами, хлоритом и кварцем с образованием кристаллобластовой структуры.

В верхней части казавдинской подсвиты отмечается маломощный горизонт туфов основного состава, который затем сменяется темно-серыми алевролитами быковской подсвиты. Непосредственный контакт туфов и углеродистых алевролитов нами не наблюдался, но в ряде мест эти породы слагают пространственно сближенные обнажения (руч. Калпак, водораздел рек Большая и Малая Кузьелга). Выше по разрезу углеродистые алевролиты сменяются светло-зеленовато-серыми песчаниками, на которых залегают валунно-галечные конгломераты. Наиболее хорошо нижние части данного стратиграфического уровня вскрыты в правом борту р. Большая Казавда, в месте пересечения ее с ЛЭП. Здесь в дорожной выемке можно наблюдать в коренном залегании плотные темно-серые алевролиты с тонкой слоистостью и знаками ряби (мощность до 40 м), сменяющиеся вверх по разрезу песчаниками (мощность около 20 м). В верхней части склона в коренном выходе наблюдается непосредственный контакт песчаников и конгломератов.

Севернее г. Большой Ямантау отложения машакской свиты развиты на хр. Машак (рис. 3). Их обнажения приурочены главным образом к западному склону хребта, для пород характерно пологое восточное падение (аз. пад. 90–120°, $\angle 10\text{--}20^\circ$). Самые нижние стратиграфические уровни на изученной территории обнажены в правом борту р. Большая Казавда и представлены переслаиванием темно-серых алевролитов и песчаников юшинской свиты. В нижней части разреза преобладают светло-серые, розовато-серые и зеленовато-серые песчаники с плитчатой отдельностью. Залегание пород крутое, преобладает западное падение ($\angle 50\text{--}80^\circ$). Среди песчаников темно-серые алевролиты встречаются в виде прослоев небольшой мощности (0.1–1.5 м). Вверх по разрезу постепенно увеличивается роль более тонкозернистых пород. В алевролитах отмечается волнистая слоистость, они интенсивно рассланцованы, а вблизи контакта с перекрывающими их вулканитами машакской свиты – смяты в пологие складки.

На темно-серых алевролитах юшинской свиты залегают кремнекислые вулканогенные породы. В обн. 5289–5293 нами наблюдался интрузивный контакт риолитов с темно-серыми алевролитами (рис. 4, разрез III–III). Здесь кислые вулканиты

образуют крутопадающее тело ($\angle 60^\circ$), а в углеродистых алевролитах полосчатость и сланцеватость полого падают под него ($\angle 20\text{--}40^\circ$). На контакте в большом количестве наблюдаются брекчии, состоящие из обломков осветленных тонкослоистых алевролитов и тонкозернистого цемента серого цвета с фельзитовой структурой. По-видимому, это подводящий канал вулканического покрова. Выше по разрезу риолиты характеризуются уже пологим залеганием, что фиксируется субвертикальными трещинами отдельности в породах, а также пологой флюидальной полосчатостью. Иногда породы имеют миндалекаменную текстуру. Петрографический состав пород рассмотренного участка в целом не отличается от риолитов, описанных выше.

На кремнекислых эффузивах залегают базальты казавдинской подсвиты. Непосредственный контакт риолитов и базальтов нами не наблюдался, он обычно задернован либо завален коллювием. Наиболее полно разрез данной подсвиты представлен на водоразделе рек Большая и Малая Кузьелга и по р. Большая Казавда, в месте пересечения ее долины с высоковольтной ЛЭП. Вдоль ЛЭП проходит дорога, вскрывающая местами коренные выходы отложений правого борта ручья, но на большом протяжении в дорожной выемке можно наблюдать лишь элювиально-делювиальные развалы пород. Разрез начинается у самого уреза воды обнажениями туфов основного состава, местами метасоматически измененных и осветленных, выше которых залегают массивные афировые базальты светло-серо-зеленого цвета с четкой столбчатой отдельностью (правильные шестигранники). В верхней части толщи появляются базальты с редкими, но крупными (до 2–5 см) миндалинами, заполненными кварцем, кровля потока сложена шлаковидными базальтами.

Основные эффузивы представлены метабазальтами с апоинтерсертальной, кристаллобластовой структурами основной массы. Редко встречаются единичные вкрапленники пироксенов и плагиоклазов. Первичные минералы обычно нацело замещены тонкозернистым агрегатом соссюрита, лейкоксена, амфиболов и хлорита, часто встречаются мелкие миндалины. Выше базальтов казавдинской подсвиты залегают осадочные породы быковской подсвиты. В ее основании по р. Казавда залегают темно-серые сланцеватые алевролиты, выше они сменяются зеленовато-серыми песчаниками и затем – конгломератами. В отличие от более южных участков, севернее г. Большой Ямантау в составе рассматриваемой подсвиты ведущая роль принадлежит конгломератам, которые образуют мощный (до 50 м) горизонт, прослеживающийся от г. Шакитар на юге до р. Малый Катав на севере. В более северных разрезах алевролиты не встречаются, а мощность горизонта конгломератов увеличивается. Вдоль западного склона хр. Машак конгломераты слагают его нижний уступ (г. Усбарей, отм. 986.5 м и отм. 1052.0 м).

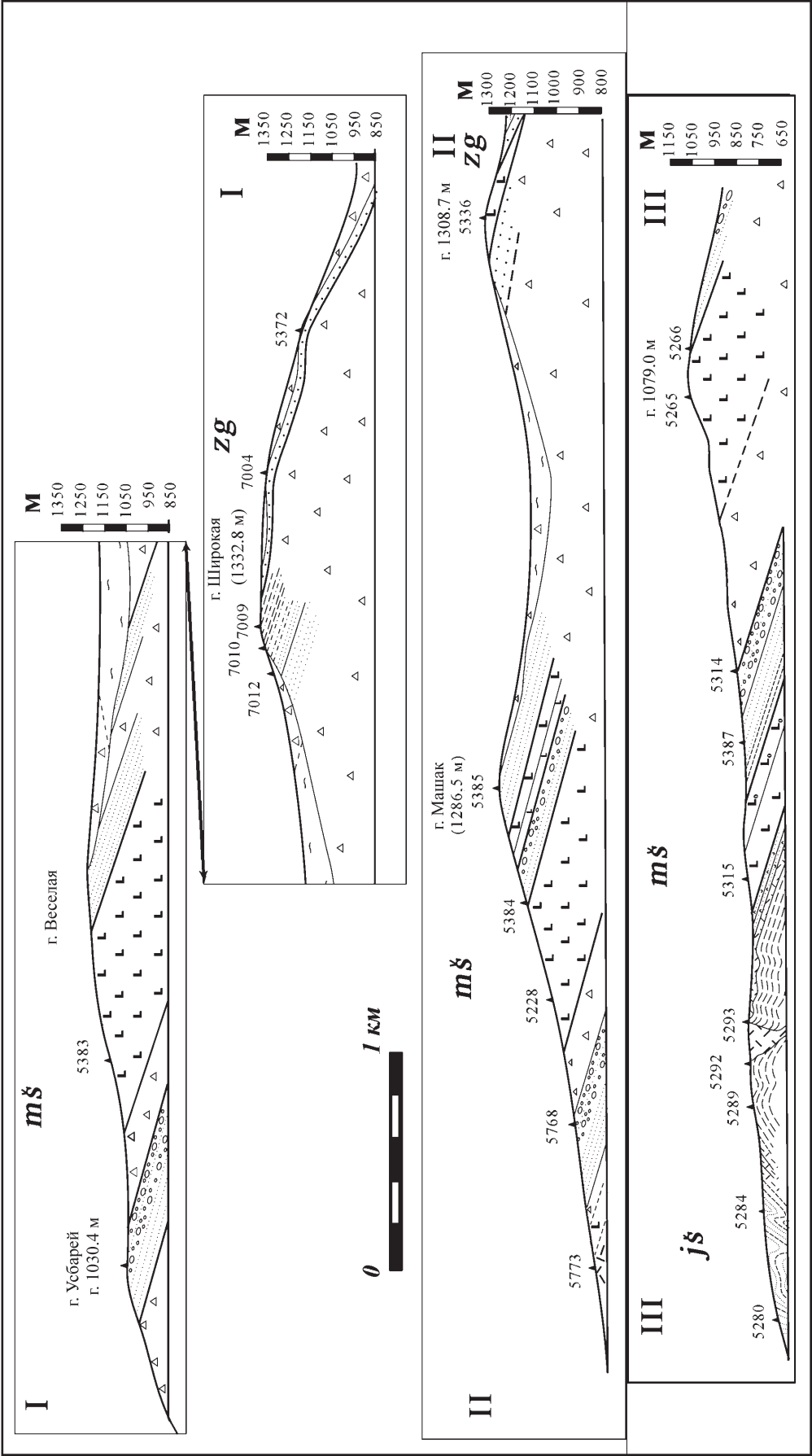


Рис. 4. Геологические разрезы машакской свиты севернее горы Большой Ямантау. Положение разрезов и условные обозначения см. на рис. 3.

Конгломераты представлены валунно-галечной разновидностью с очень незначительным содержанием песчано-гравелитового цемента (не более 15–30%). В составе обломков преобладают гальки размером 5–15 см (60–70% от общего количества обломков), менее распространены валуны размером более 15 см (около 20%) и гальки диаметром менее 5 см (10–15%). В составе обломков преобладают кварциты и кварцито-песчаники, цвет их разнообразен (белый, серый, розовый, иногда – вишневый).

Выше описанных отложений залегает мощная толща базальтов, в верхней части разделенная горизонтом осадочных пород (песчаников, конгломератов) небольшой мощности (50–70 м). А.Ф. Ротарем [21] данные образования объединяются в каранскую подсвиту, залегающую на осадочных породах куянтавской подсвиты. По нашим наблюдениям, куянтавская и быковская подсвиты являются аналогами, они отличаются друг от друга лишь соотношением грубообломочных пород и алевролитов, но соответствуют одному стратиграфическому уровню [23]. Соответственно, калпакская подсвита южных районов представляет собой нижнюю часть более мощной каранской подсвиты северных районов.

Высказанная точка зрения опирается на следующие положения: 1) ни в одном пункте на протяжении выходов машакской свиты нет разреза или скважинного подсечения, где были бы представлены последовательно все подсвиты от кузьелгинской до каранской: в южных районах все разрезы венчаются базальтами калпакской подсвиты, верхняя часть разреза уничтожена эрозией; 2) на западном склоне хр. Машак залегание пород весьма пологое ($\angle 10^\circ$), перепад высот от подошвы кузьелгинских риолитов до кровли каранских базальтов около 400 м, что значительно меньше, чем предполагаемая мощность разреза при наличии шести подсвит, но примерно сопоставимо с мощностью разреза без куянтавской и калпакской подсвит, которые, на наш взгляд, повторяются в составе быковской и каранской подсвит.

На хр. Машак переход от песчаников и конгломератов быковского (?) уровня к мощной толще вулканитов, сопоставляемых нами с каранской подсвитой, наиболее хорошо обнажен в долине руч. Верхний Кувыш. Здесь конгломераты и базальты слагают скальные уступы высотой до 30 м, местами ручей течет по коренным породам, образуя небольшие каскады водопадов. Базальты, залегающие на конгломератах, прослеживаются также вдоль всего западного склона хр. Машак, слагая привершинные части гор Веселая, Сычина и Машак (1286.5 м). Рассматриваемая толща состоит из трех неравных частей: нижней базальтовой (мощность не менее 150 м), осадочной пачки (мощность 50–80 м) и верхней базальтовой (мощность до 70 м).

В нижней части базальты образуют несколько потоков, во внутренних частях которых хорошо

выражена призматическая, реже, – столбчатая отдельность. Основные вулканиты характеризуются массивным однородным сложением (обр. 5384-5, 6). Макроскопически породы зелено-серого цвета, афировые, тонкозернистые. При микроскопическом изучении обнаруживается их более сложное внутреннее строение. Среди основной массы, состоящей из микролитов плагиоклаза, амфибола и замещенного хлоритом вулканического стекла, выделяются многочисленные округлые образования диаметром от 0.2–0.4 мм до 1.5–2 мм, сложенные кристаллами оливина и клинопироксена, среди них отмечаются единичные зерна рудных минералов. Иногда также встречаются цепочки зерен клинопироксенов и единичные удлиненные зерна амфиболов (длина 1–1.5 мм) и плагиоклаза (0.3–1 мм). Общее количество вкрапленников достигает 50%.

Наряду с описанными породами во внутренних частях потоков присутствуют метабазальты, обладающие также массивной однородной текстурой (обр. 5384-7, 8). Они сложены тонкозернистым агрегатом сосюрита и амфиболов актинолит-тремолитового ряда, образовавшимся по первичным силикатам. Во всех изученных образцах титаномagnetит замещен лейкоксеном. Границы между потоками проводятся по появлению маломощных (1.5–2 м) горизонтов шлаков и миндалекаменных базальтов с пластово-глыбовой отдельностью. Породы краевых частей потоков содержат обильные миндалины, заполненные хлоритом, кальцитом, кварцем, эпидотом, альбитом. Часто породы интенсивно эпидотизированы, окварцованы и хлоритизированы.

Осадочная пачка, разделяющая нижнюю и верхнюю части рассматриваемой базальтовой толщи, сложена кварцевыми песчаниками (до 70% объема), конгломератами (около 20%), туфоалевролитами и алевролитами (10–20%). На южном окончании г. Машак (1286.5 м) в составе этой толщи встречены выходы магнетитовых алевролитов темно-серого и вишневого цвета.

Разрез верхней части рассматриваемого стратиграфического уровня начинается с прослоя туфов и туфопесчаников (мощность около 10 м), на которых залегают миндалекаменные флюидальные базальты с пластово-глыбовой отдельностью (мощность до 20 м). Выше они сменяются массивными афировыми зелено-серыми базальтами с хорошо выраженной столбчатой отдельностью (мощность до 40 м), слагающими вершину г. Машак (1286.5 м). В кровле верхнего горизонта наблюдается маломощный (1.5–2 м) прослой пластово-глыбового строения, сложенный обильно-миндалекаменными вулканитами. Таким образом, общая мощность данной подсвиты составляет не менее 250 м. По схеме А.Ф. Ротаря, она выделяется как каранская, а по нашим данным, нижняя часть ее аналогична калпакской. Ниже, при описании геохимических особенностей пород, базальты рассмотренного уровня вы-

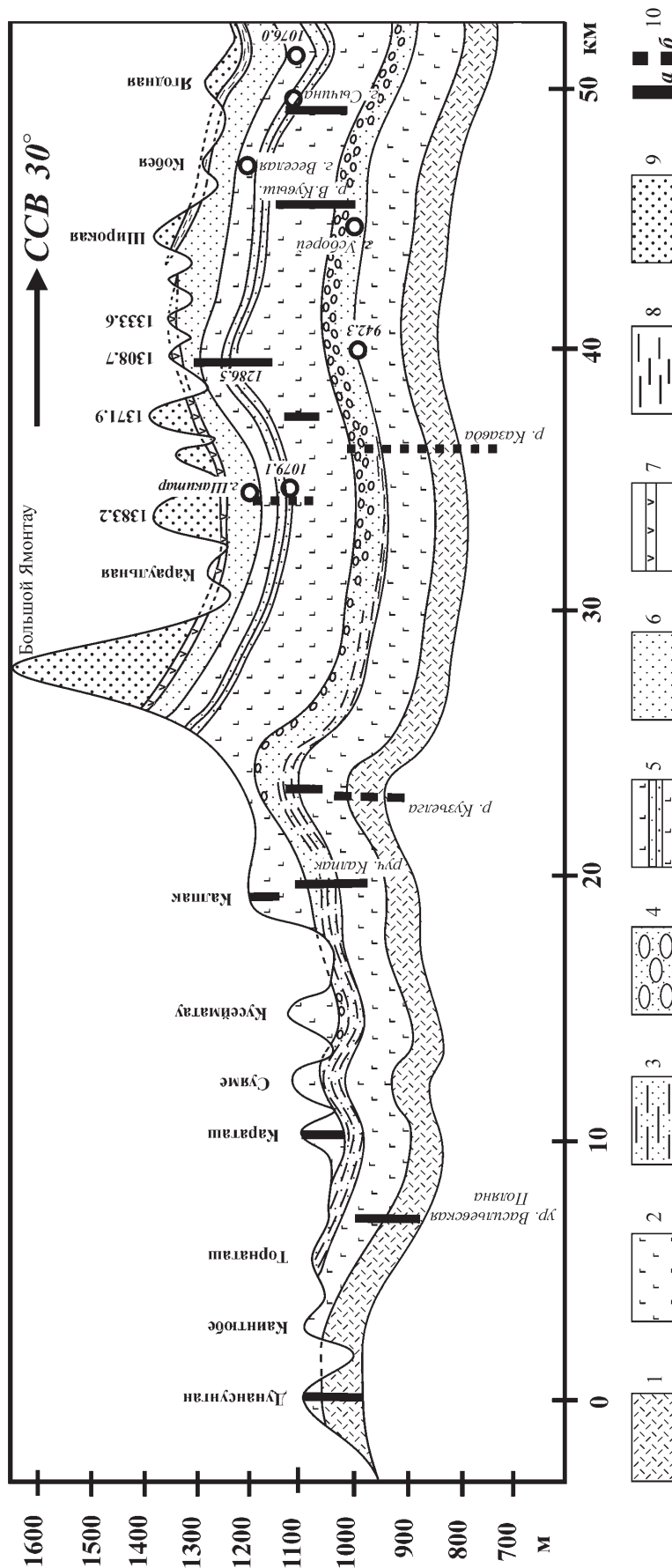


Рис. 5. Схематический продольный литологический разрез отложенной машакской свиты вдоль линии: гора Дуансунган–гора Большой Ямантау–р. Машак.

Условные обозначения: 1 – машакская свита; 2 – кузельгинская подсвита (риолиты, риолит-порфиры и их туфы, реже – базальты); 3 – быковская подсвита (песчано-сланцевый тип разреза: кварцевые песчаники, реже гравелиты); 4 – быковская подсвита (песчано-грубообломочный тип разреза: кварцевые песчаники и валуно-галечные конгломераты, реже, в подошве, – углеродистые алевролиты и сланцы по ним); 5 – калпакская и каранская толща объединенные (базальты, туфы основного состава, в верхней части среди них – осадочная пачка – песчаники, конгломераты, кварцевые алевролиты); 6 – шакитарская и ямантауская подсвиты машакской свиты нерасчлененные (кварцевые песчаники, кварцито-песчаники); 7 – базальтовый поток гребневой части хр. Машак, среди кварцито-песчаников зигальгинской (?) свиты; 8, 9 – зигальгинская свита; 10 – изученные разрезы (а – полные, б – фрагментарные).

деляются нами как образования калпакской и каранской подсвит объединенные.

Разрез машакской свиты в описываемом районе венчают осадочные породы шакитарской и ямантауской подсвит [21]. Наиболее хорошо они обнажены на руч. Нижний Кувыш, на горе Машак (1286.5 м) и на юго-западном склоне г. Большой Ямантау, где описан постепенный переход через переслаивание от шакитарской и ямантауской подсвит машакской свиты к кварцито-песчаникам зигальгинской свиты [15, 21].

Отложения зигальгинской свиты слагают водораздельную часть хр. Машак и представлены мощной монотонной толщей кварцито-песчаников, разделенных маломощным горизонтом темно-серых углеродистых алевролитов. На отрезке хребта между г. Широкая на севере и отм. 1308.7 м на юге залегают базальты. Они образуют согласное пластообразное тело, которое подстилается и перекрывается белыми и светло-розовыми кварцито-песчаниками.

В краевых частях потока обнажаются шлаковидные, обильно-миндалекаменные базальты, интенсивно гематитизированные. Центральная часть потока сложена массивными афировыми базальтами с четкой столбчатой отдельностью. Наибольшая обнаженная мощность базальтов зафиксирована в районе отм. 1308.7 м; данная толща образует куполовидную складку, крылья которой очень полого падают к северу и югу: на севере поток базальтов постепенно выклинивается в 1 км южнее г. Широкая, а на юге – погружается под кварциты.

Во внутренних частях толщи породы представлены преимущественно зелено-серыми долеритами с массивной, афировой текстурой. Для них характерна долеритовая и интерсертальная структура, породы состоят, как правило, из относительно свежих лейстовидных выделений плагиоклаза, по составу соответствующего андезину № 30–40. Длина кристаллов плагиоклаза достигает 1 мм, а содержание его в породе 50–60%, в незначительной степени проявлена альбитизация. Темноцветные минералы обычно замещены агрегатом хлорита и кальцита, часто породы обогащены гематитом, содержание которого достигает 10%. Во внутренних частях потока миндалекаменные разновидности базальтов встречаются редко, единичные миндалины имеют небольшой размер (1–1.5 мм) и заполнены хлоритом.

На рис. 5 представлен схематический продольный разрез отложений машакской свиты района хребтов Машак и Юша, составленный на основании изучения нескольких разрезов, положение которых показано сплошными и пунктирными жирными вертикальными линиями в зависимости от их представительности. Разрез составлен для достаточно широкой полосы (10–15 км), охватывающей как западный склон хр. Машак, так и его водораздельную часть, поэтому мощности пород несколь-

ко искажены. Особенно сильно это отразилось на верхних горизонтах разреза в восточной части территории, поскольку в породах повсеместно фиксируется пологое восточное падение.

Основная цель, которую мы преследовали при построении сводного продольного разреза – показать на одном срезе положение всех стратиграфических уровней машакской свиты, а также взаимосвязь геологического строения рассматриваемой площади и современного рельефа. Представленный разрез иллюстрирует, во-первых, очень пологое залегание пород свиты на изученном отрезке (несмотря на значительное расхождение горизонтального и вертикального масштабов, на схеме отсутствуют “складки” с крутым падением крыльев); во-вторых, полученные нами данные свидетельствуют о слабой тектонической нарушенности разреза машакской свиты, можно лишь говорить об изменчивости мощностей отдельных подсвит и фациальной изменчивости осадочных отложений; в-третьих, на рисунке хорошо видна различная степень денудации отложений свиты: наиболее полный разрез характерен для северных районов, на юге значительная часть их размыта.

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД

Данные по геохимии вулканогенных пород машакской свиты описываемого нами района в литературе немногочисленны [15, 22, 29]. Наиболее полная сводка, содержащая 29 анализов на петрогенные и 6 – на редкоземельные элементы, включая базальты, риолиты и туфы, приведена в работе В.П. Парначева с соавторами [15]. Таким образом, перед нами стояла задача рассмотреть геохимические особенности вулканитов на более представительном материале.

Геохимические исследования вулканогенных пород машакской свиты включали в себя определение содержания петрогенных окислов и ряда элементов-примесей (табл. 1–6). Определение петрохимического состава пород проводилось методом силикатного анализа в химической лаборатории ИГ УНЦ РАН (аналитики С.А. Ягудина и Н.Г. Христофорова), микроэлементный состав пород изучался нейтронно-активационным и атомно-абсорбционным методами в ГЕОХИ РАН (аналитик Д.Ю. Сапожников). Петрогеохимические данные, использованные нами для сопоставления машакских вулканитов с аналогичными породами различных геодинамических обстановок (ГДО), заимствованы из многочисленных опубликованных работ [13, 16 и др.].

Общая выборка вулканитов включает 114 анализов вулканитов, из них 84 представлены базальтоидами, 20 – кремнекислыми эффузивами. Среди основных пород наибольшим распространением (68%) пользуются базальты нормального ря-

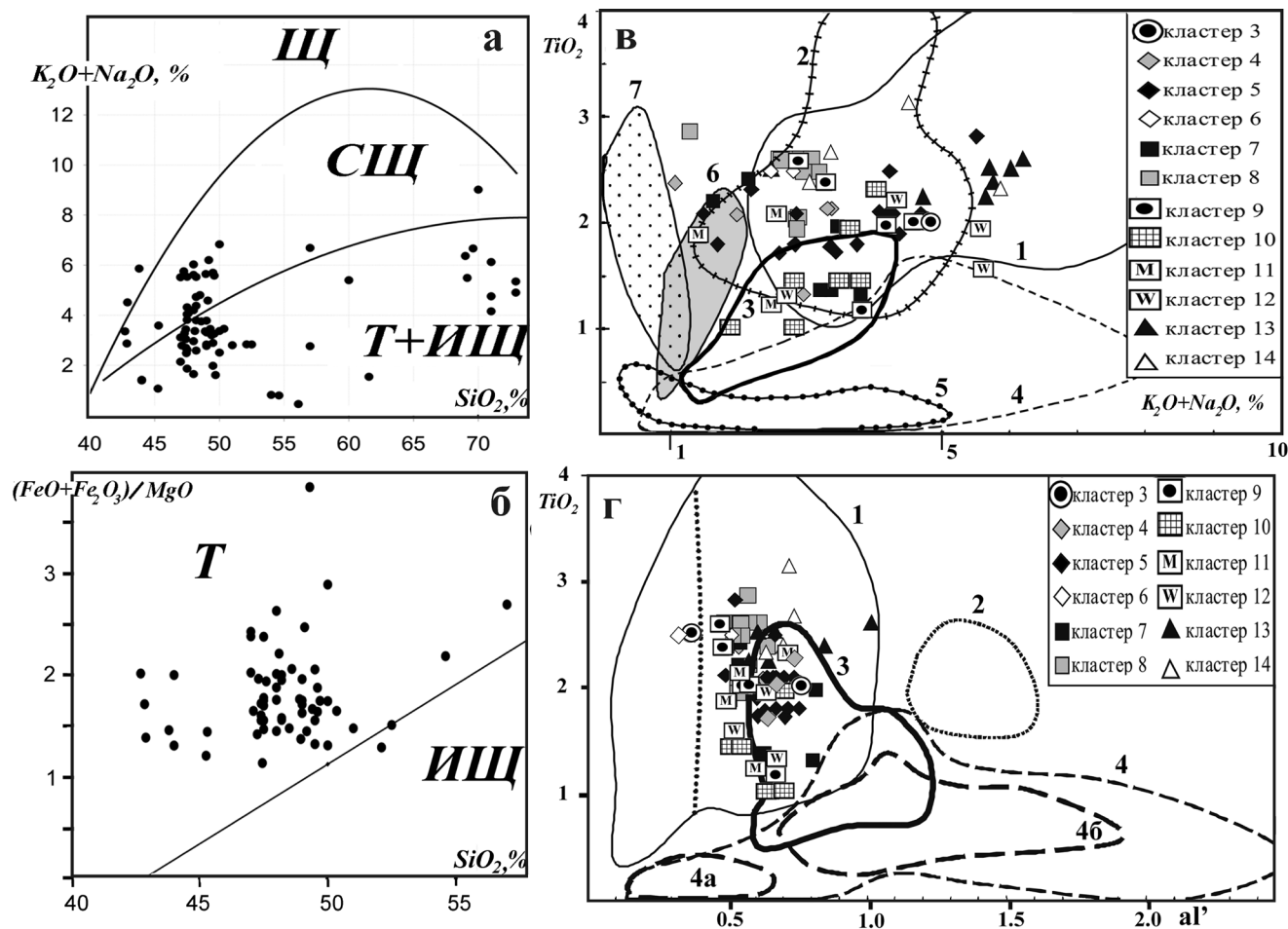


Рис. 6. Диаграммы $\text{SiO}_2-(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$, $\text{SiO}_2-(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)/\text{MgO}$, $\text{TiO}_2-(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ и $\text{TiO}_2-\text{al}'$ ($\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$) для базальтов машакской свиты.

Номера полей составов базальтоидов: на рис. бв: 1 – континентальных рифтов, 2 – океанических островов, 3 – срединно-океанических хребтов, 4 – островных дуг, 5 – глубоководных желобов, 6, 7 – пикробазальты траппов (6) и континентальных рифтов (7); на рис. бг: 1 – континентальных рифтов, океанических островов и плит, траппов (пунктирная линия разделяет составы базальтов (справа) и пикробазальтов (слева)); 2 – эпиорогенных континентальных рифтов; 3 – срединно-океанических хребтов; 4 – островных дуг и глубоководных желобов (4а и 4б – поля наиболее часто встречающихся значений).

да, меньшая часть (32%) представлена субщелочными разновидностями (рис. 6). На диаграмме $\text{SiO}_2-\Sigma\text{FeO}/\text{MgO}$ все фигуративные точки составов базальтов нормального ряда попадают в поле толеитовой серии. Среди кремнекислых эффузивов преобладают породы дацит – риолитового состава (69.0–72.9% SiO_2), отличительной их особенностью является высокое содержание калия (1.8–5.29%) при низких содержаниях натрия (0.1–1.8%). По соотношениям содержания TiO_2 с суммой щелочей и относительной глиноземистостью базальты машакской свиты с достаточной долей уверенности идентифицируются с образованиями внутриплитных и континентально-рифтогенных обстановок [23].

По результатам предварительного анализа геохимических особенностей пород, а также их геологической позиции и географического положения все изученные образцы были разделены на 14 кластеров (рис. 7): 1, 2 – риолиты кузельгинской (пер-

вой) подсвиты (1 – нормальные, 2 – с повышенными содержаниями тугоплавких сидерофильных элементов – Ni и Cr), 3 – базальты «подриолитового» уровня кузельгинской подсвиты, 4–6 – базальты казавдинской (второй) подсвиты из различных разрезов (4 – северных (р. Казавда и г. Шакитар), 5 – центральных (р. Кузельга), 6 – южных (г. Дунасанган)), 7, 8 – базальты «массивных» потоков калпакской (четвертой) подсвиты (7 – северных разрезов (г. Калпак и Кусейматау), 8 – южных разрезов (г. Караташ)), 9–12 – базальты нерасчлененных калпакской и каранской толщ хр. Машак (9 – с высокими содержаниями редкоземельных элементов (РЗЭ) при $\text{La}_n \gg \text{Lu}_n$, 10 – $\text{La}_n \geq \text{Lu}_n$, 11 – $\text{La}_n < \text{Lu}_n$, 12 – с W-образным типом распределения РЗЭ), 13, 14 – базальты водороздельной части хр. Машак (13 – с высокими содержаниями РЗЭ при $\text{La}_n \gg \text{Lu}_n$, 14 – с W-образным типом распределения РЗЭ).

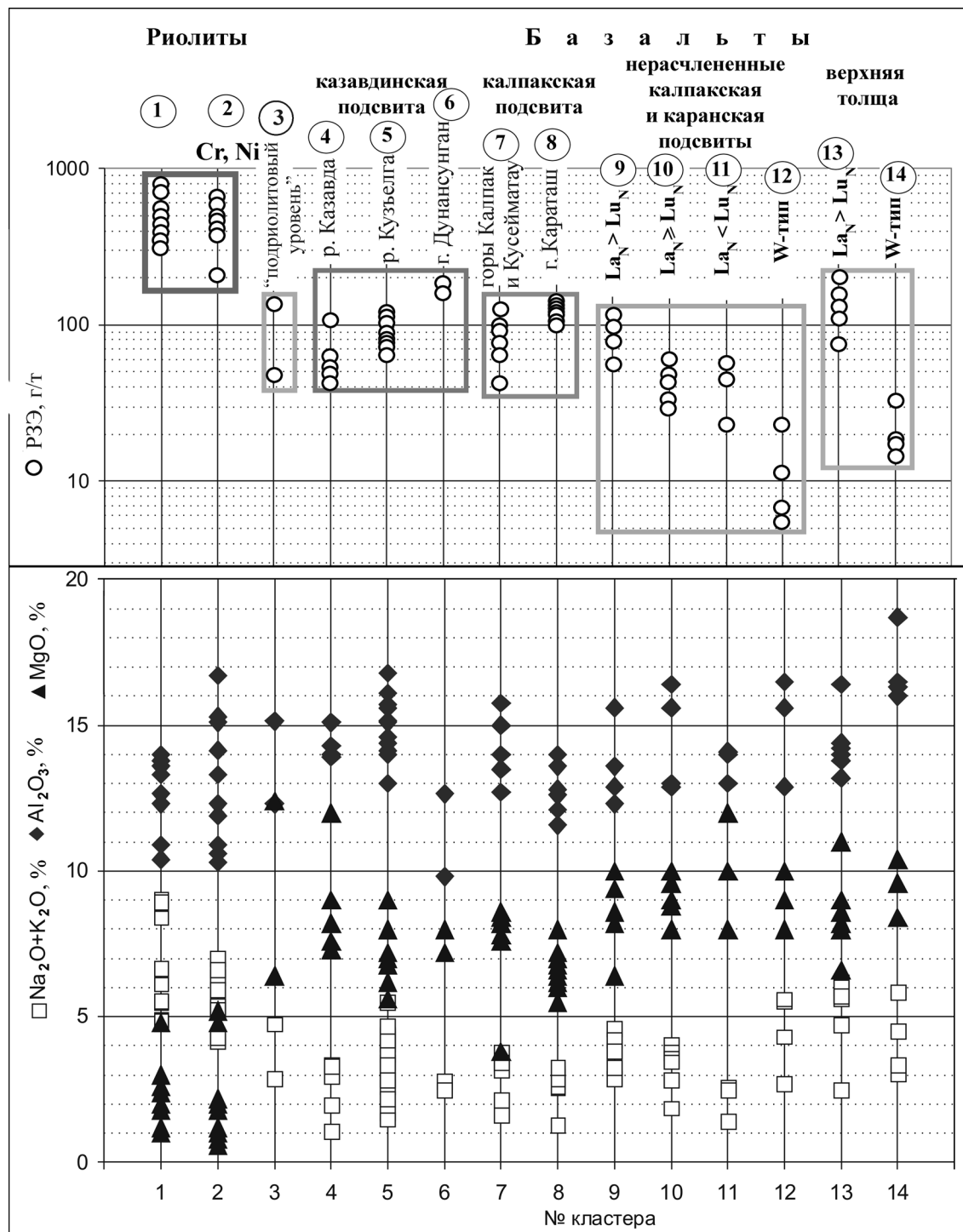


Рис. 7. Распределение основных петрогеохимических показателей в вулканогенных породах различных кластеров машакской свиты.

Состав базальтов “подриолитового уровня” кузельгинской подсвиты (кластер 3) сильно варьирует как по содержанию петрогенных окислов (SiO_2 , MgO , Al_2O_3 и др.), так и по концентрации элементов-примесей, в первую очередь РЗЭ. Так, в образце пикробазальта (12.4% MgO) зафиксированы высокие содержания лантаноидов при $La_N > Lu_N$,

а в толеитовом базальте из этой же части разреза – невысокие их значения при $La_N \approx Lu_N$.

В кластерах риолитов (1, 2) практически никаких закономерных вариаций химического состава не установлено, кроме обогащения вулканогенных пород 2 кластера тугоплавкими сидерофилами – хромом (до 270 г/т) и никелем (до 330 г/т).

Таблица 1. Химические составы вулканогенных пород машакской свиты (кузьелгинская подсвита)

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
№ обр.	7070-5	5289-1	5289-2	5294	5773	5913	5926	5931	7068-7	7070
SiO ₂	42.85	69.15	71.0	71.0	72.9	69.6	70.0	71.0	72.9	69.0
TiO ₂	2.51	0.35	0.33	0.33	0.54	0.72	0.54	0.5	0.74	0.55
Al ₂ O ₃	12.3	14.0	15.3	13.3	10.3	13.8	13.8	12.3	10.4	12.3
Fe ₂ O ₃	13.35	4.21	3.7	3.3	2.2	4.9	3.7	1.4	2.41	4.0
FeO	7.9	0.5	1.07	1.44	1.58	-	-	2.4	1.43	1.79
MnO	0.15	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.03	0.01	0.01	0.01
MgO	12.4	2.6	1.8	1.8	5.2	3.01	1.0	2.0	4.8	4.8
CaO	2.27	0.85	0.56	0.85	0.44	0.5	1.7	2.84	0.56	0.56
Na ₂ O	2.7	0.05	0.1	0.08	0.27	2.12	4.0	4.73	1.08	1.35
K ₂ O	0.08	5.29	3.98	4.53	5.0	4.5	5.0	1.32	3.75	5.0
P ₂ O ₅	0.33	0.3	0.35	0.32	0.17	0.1	0.07	0.32	0.39	0.35
ппп	3.34	2.7	1.6	2.64	1.12	0.7	0.64	0.62	0.8	0.62
Cr	66	10	440	10	142	-	-	10	10	260
Ni	88	8	168	26	67	-	-	21	12	83
Co	77	6	13	<1	<1	-	-	2	3	8
La	23.9	60.6	199.5	220.4	185.9	97.5	84.6	112.9	87.7	185.9
Ce	49.8	129	160	318	281	175	161.6	156	155	272
Pr	6.06	15.9	7.65	26.8	25.3	19.9	18.1	13.8	15.9	23.3
Nd	25.8	67.7	12	79.2	80.0	74.8	69.8	41.0	55.0	71.4
Sm	7.25	18.7	1.2	15.3	17.2	18.8	17.2	8.08	12.7	14.3
Eu	0.54	4.86	3.53	3.92	5.57	0.97	1.05	3.8	1.73	4.13
Gd	8.1	20.7	1.88	15.3	16.9	22.9	22.1	8.5	15.3	13.5
Tb	1.13	2.83	0.36	2.23	2.2	3.62	3.47	1.23	2.27	1.78
Dy	6.0	15.1	2.6	12.1	11.0	21.3	20.3	7.0	13.3	9.03
Ho	1.21	3.02	0.69	2.49	2.03	4.61	4.6	1.47	2.94	1.76
Er	3.02	7.5	2.41	6.5	5.0	13.0	13.1	3.99	7.93	4.3
Tu	0.42	1.0	0.43	0.89	0.61	1.9	1.97	0.54	1.16	0.54
Yb	1.89	4.96	2.93	4.52	2.96	10.9	11.3	2.87	6.01	2.63
Lu	0.3	0.7	0.58	0.68	0.42	1.7	1.76	0.45	0.98	0.38

Примечание. 1 – метабазальт оруденелый с апоинтерсертальной структурой, афировый (пл – 35%, мт – 20%, эп – 25%, хл – 20%, кв – 5%) (верховья р. Большая Кузьелга); 2–10 – риолиты: 2–4 – р. Малая Казавда, 5 – западный склон хр. Машак, 6–8 – р. Малая Кузьелга, 9, 10 – верховья р. Большая Кузьелга; 2 – риолит-порфир с фельзитовой структурой основной массы (вкрапленники: кпш – 15%, кв-ср агрегат – 75%, миндалины (кв, ср) – 10%), 3 – то же (вкрапленники: кпш – 20%, кв-ср агрегат – 80%, мт – 1–2%), 4 – то же с микролепидобластовой структурой основной массы (вкрапленники: кпш – 55%, кв – 5%; кв-ср агрегат – 35%, пирит – 5%), 5 – то же (вкрапленники: кпш – 3%, кв – 2%; кв-ср агрегат – 70%, миндалины (кв) – 25%), 7 – то же (вкрапленники: пл – 15%, агрегат кпш-пл – 63%, биотит – 12%, кальцит – 3%, кв – 2%), 8 – то же (вкрапленники: кпш-пл – 17%; агрегат кпш-пл – 30%, ср – 20%, кв – 20%, окислы Fe – 2%), 9 – риолит-порфир флюидальный, миндалекаменный с фельзитовой и микролепидобластовой структурой основной массы (вкрапленники: кпш – 2%, пл – 3%; кв-ср – 80%, миндалины (кв) – 15%), 10 – риолит-порфир с фельзитовой структурой основной массы (вкрапленники: кпш – 6%, кв – 4%; кв-ср – 85%, мт – 3%). Здесь и далее, в табл. 2–6: содержание петрогенных окислов – в вес. %, Cr, Ni, Co, PЗЭ – в г/т; при прочерке в графе “FeO” суммарное содержание окисного и закисного железа показано в графе “Fe₂O₃”; сокращения: пл – плагиоклаз, мп – клинопироксен, ол – оливин, кпш – калиевый полевой шпат, ср – серицит, амф – амфибол, эп – эпидот, хл – хлорит, кв – кварц, мт – магнетит, сф – сфен, сс – соссюрит, аб – альбит.

Отдельные образцы риолитов кластера 1 отличаются от остальных повышенными значениями суммы щелочей (K₂O + Na₂O > 8%). На графике распределения PЗЭ кривые риолитов образуют довольно компактное поле и характеризуются резким преобладанием легких лантаноидов над тяжелыми, суммарное содержание их варьирует от 204 до 708 г/т.

Одной из отличительных особенностей кремнекислых пород машакской свиты является преобладание K₂O над Na₂O при умеренной сумме дан-

ных окислов (5–8%). Более того, на диаграмме (K₂O + Na₂O)–K₂O/Na₂O фигуративные точки риолитов и риодацитов образуют тренд, свидетельствующий об отрицательной зависимости между рассматриваемыми показателями (рис. 8).

Вслед за Л.А. Карстен с соавторами [4], мы считаем, что данные соотношения имеют первичную природу и не являются следствием наложенных процессов. На диаграмме (рис. 8) показано положение большого количества анализов кремнекислых пород машакской свиты, выполненных в раз-

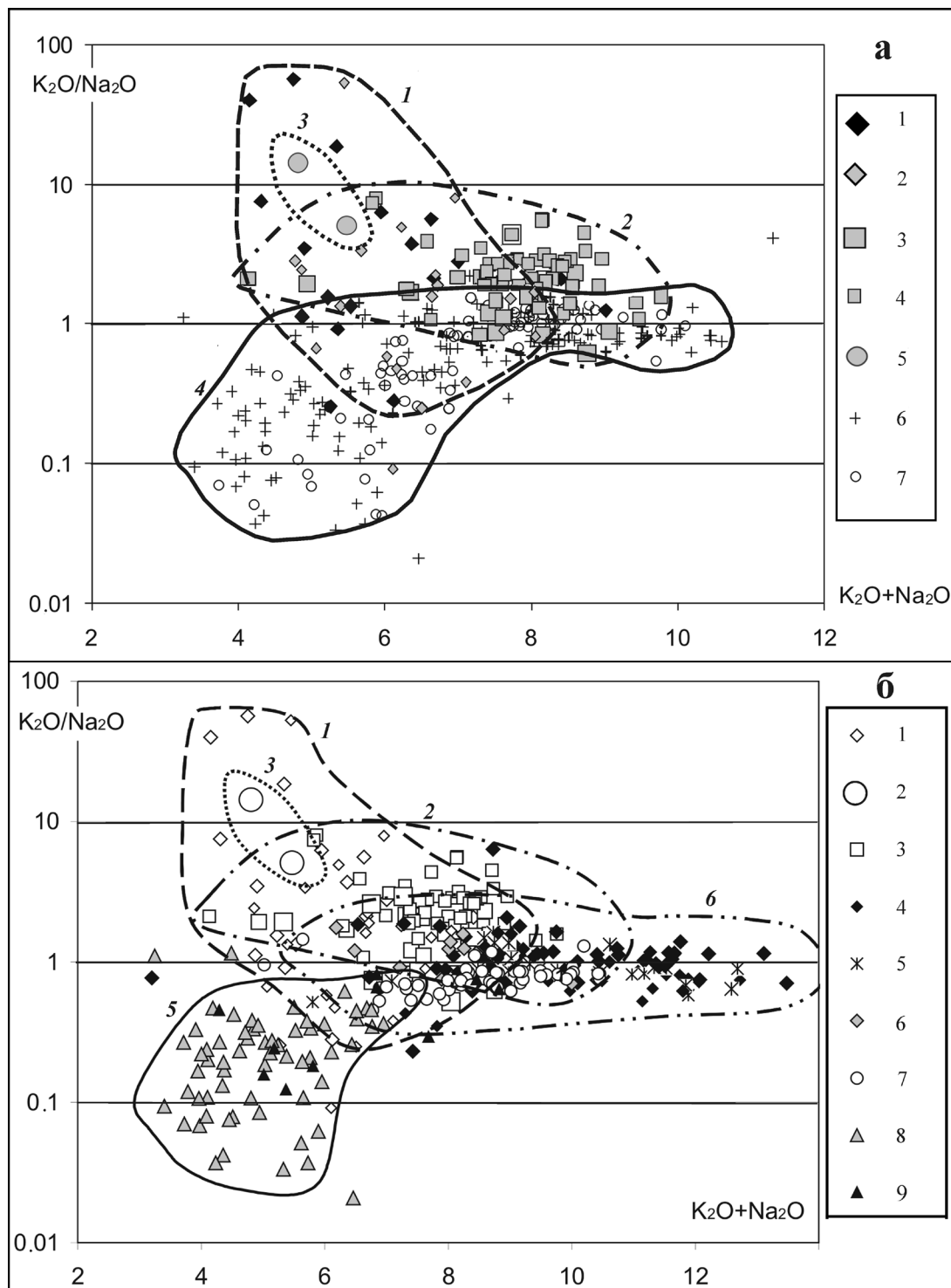


Рис. 8. Диаграмма $(K_2O + Na_2O) - K_2O/Na_2O$ для кремнекислых пород машакской свиты и эффузивов различных геодинамических обстановок.

Условные обозначения: а: 1, 2 – машакская свита (1 – наши данные, 2 – по В.П. Парначеву и др. [15]); 3, 4 – триасовые риолиты Челябинского грабена (3 – наши данные, 4 – по К.П. Иванову [2]); 5 – гранитоиды габброидного комплекса массивов Крака [24]; 6, 7 – кремнекислые породы различных формационных типов складчатых областей [16]; 6 – эффузивные, 7 – интрузивные; б: 1 – машакская свита, 2 – гранитоиды Крака, 3 – риолиты Челябинского грабена, 4–9 – кремнекислые эффузивы различных геодинамических обстановок (ГДО) по данным [14, 17]: 4 – континентальных рифтов, 5 – внутриплитные (“торячих точек”), 6 – “игнимбриты плато” Центральных Анд, 7 – риолиты и дациты Исландии, 8 – островодужные риолиты, 9 – палеозойские риолиты Южного Урала. Поля: 1 – машакская свита, 2 – риолиты трапповой формации Челябинского грабена, 3 – гранитоиды Крака, 4–6 – кремнекислые эффузивные породы: 4 – складчатых областей, 5 – островных дуг, 6 – континентальных рифтов и внутриплитных обстановок.

Таблица 2. Химические составы базальтов казавдинской подсвиты

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
№ обр.	7068-2	7068	5252	5254	5295	5296	5815	5825	5901	5903	5908	5910	5915-1
SiO ₂	47.0	47.6	61.55	48.0	48.1	49	49.5	45.25	47.4	48.2	48.6	48.9	51.0
TiO ₂	2.82	2.11	0.88	1.33	2.14	2.14	2.08	2.38	1.73	1.9	1.8	1.78	1.62
Al ₂ O ₃	13.0	13.0	8.0	15.1	13.9	14.0	14.0	14.3	14.0	14.0	14.0	14.0	14.0
Fe ₂ O ₃	6.7	5.2	6.01	8.51	5.46	5.7	15	14.5	14.0	14.1	14.0	14.1	13.3
FeO	10.75	12.24	5.39	5.89	11.34	10.05	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0.14	0.16	0.11	0.14	0.13	0.14	0.18	0.15	0.19	0.19	0.18	0.19	0.13
MgO	7.2	9.0	6.0	8.2	7.6	9.0	7.3	12.0	9.0	9.0	6.8	8.0	9.0
CaO	5.6	5.6	5.68	8.02	5.69	4.26	10.09	5.64	9.04	7.9	9.37	9.02	6.25
Na ₂ O	5.4	3.15	1.35	2.7	2.8	2.7	1.93	1.0	2.7	3.37	2.7	2.8	2.7
K ₂ O	0.06	0.9	0.12	0.21	0.5	0.54	0.06	0.02	0.7	1.0	1.0	0.54	0.05
P ₂ O ₅	0.33	0.3	0.28	0.13	0.3	0.28	0.24	0.27	0.2	0.2	0.2	0.2	0.16
ппп	1.34	1.36	4.38	1.74	1.88	2.3	0.18	3.96	1.36	0.38	1.36	1.24	2.22
Cr	67	158	64	116	142	173	115	110	190	210	175	200	140
Ni	43	67	67	61	50	70	83	175	140	140	83	65	94
Co	44	57	30	46	49	46	70	100	83	69	75	78	83
La	17	11.3	1.63	5.74	6.14	5.66	19	1.24	12.3	9.87	13.6	10.5	12.3
Ce	36.2	26.2	2.24	13.6	15	15.1	38	4.9	28.1	25.5	32.4	24.8	27.9
Pr	4.93	3.53	0.19	1.8	2.09	2.25	4.49	1.09	3.89	3.8	4.34	3.31	3.7
Nd	22.3	17.1	0.53	8.79	9.8	11.8	18.6	8.4	18.4	20	20.5	14.9	17.3
Sm	6.75	5.21	0.1	2.73	3.03	4.03	4.79	4.08	5.68	6.78	6.31	4.71	5.08
Eu	2.02	0.88	3.88	0.67	2.42	2.98	0.88	0.44	0.26	0.22	1.57	1.26	1.16
Gd	6.23	6.9	0.18	4.21	4.47	5.6	5.98	5.99	7.99	9.82	9.25	6.07	7.98
Tb	0.8	1.02	0.035	0.63	0.67	0.87	0.91	0.92	1.21	1.57	1.47	0.92	1.31
Dy	3.97	5.86	0.27	3.98	4.13	5.07	5.3	5.48	7.3	9.5	8.9	5.31	7.98
Ho	0.69	1.26	0.076	0.88	0.91	1.18	1.2	1.23	1.66	2.22	2.01	1.19	1.85
Er	1.5	3.38	0.27	2.5	2.6	3.25	3.32	3.5	4.55	6.31	5.9	3.23	5.48
Tu	0.18	0.48	0.052	0.39	0.4	0.48	0.49	0.51	0.67	0.98	0.88	0.46	0.83
Yb	0.77	2.55	0.38	1.99	2	2.7	2.72	2.78	3.9	5.49	4.99	2.5	4.9
Lu	0.1	0.41	0.076	0.36	0.37	0.44	0.44	0.47	0.62	0.95	0.85	0.41	0.84

Примечание. 1, 2 – верховья р. Большая Кузьелга, 3–7 – водораздел рек Большая и Малая Казавда, 8 – западный склон горы Ша-китар, 9–14 – водораздел рек Большая и Малая Кузьелга; 1 – диабаз (ол – 5%, пл – 35%, мп – 45%, мт – 10%, кв – 5%), 2 – базальт с интерсертальной структурой (вкрапленники: мп – 2%; основная масса: пл – 35%, амф – 35%, хл – 15%, эп – 3%, пирит – 10%), 3 – метабазальт окварцованный, неоднородный, 4–5 – метабазальты (агрегат мп, амф, эп, сс, аб, хл, мт), 6 – диабаз амфиболитизированный (амф – 37%, пл – 21%, сс – 32%, сф – 5%, цоизит – 3%, кв – 2%), 7 – долерит (пл – 60%, мп – 35%, ол – 2%, цоизит – 1%, сф – 2%), 8 – базальт редкопорфировый с интерсертальной структурой о. м. (вкрапленники: мп – 2%; о. м.: пл – 35%, хл – 45%, кальцит – 2%, кв – 2%, эп, цоизит – 3%, мт – 1%, сф – 1%), 9, 10, 12 – базальты редкопорфировые с интерсертальной структурой о. м. (вкрапленники: ол – 5–10%, мп – 2–5%; о. м.: мп – 35–45%, пл – 30–40%, эп, сф, хл, цоизит – до 5%), 11 – метабазальт с кристаллобластовой структурой (эп – 25%, амф – 50%, кв – 15%, аб – 5%, мт – 7%), 13 – базальт редкопорфировый окварцованный с интерсертальной структурой о. м. (пл – 40%, мп – 30%, кв – 10%, эп, хл, цоизит – 15%, мт – 5%).

личных лабораториях и в разные годы. В выборку включены как достаточно свежие риолит-порфиры, так и серицитизированные, рассланцованные разновидности кремнекислых вулканитов.

Обращает на себя внимание тот факт, что поле вулканитов машакской свиты изолировано от поля кремнекислых эффузивных пород орогенных и островодужных формаций, тренды их имеют различную направленность. Риолиты и риодациты машакской свиты обнаруживают сходство с аналогичными породами внутриплитных и рифтогенных ГДО. Общим для них является некоторое увеличение отношения K_2O/Na_2O при уменьшении суммы

щелочей. Напротив, для островодужных кремнекислых пород характерно резкое увеличение отношения K_2O/Na_2O одновременно с увеличением общей щелочности.

Еще большее сходство обнаруживается между рассматриваемыми породами и риолитами триасовой трапповой формации Челябинского грабена. Сходство риолитов машакской свиты и Челябинского грабена обнаруживается также в наличии в обеих ассоциациях двух типов пород по содержанию тугоплавких сидерофильных элементов (Cr, Ni). Как в машакской свите, так и в триасовой трапповой формации присутствуют риолиты, обо-

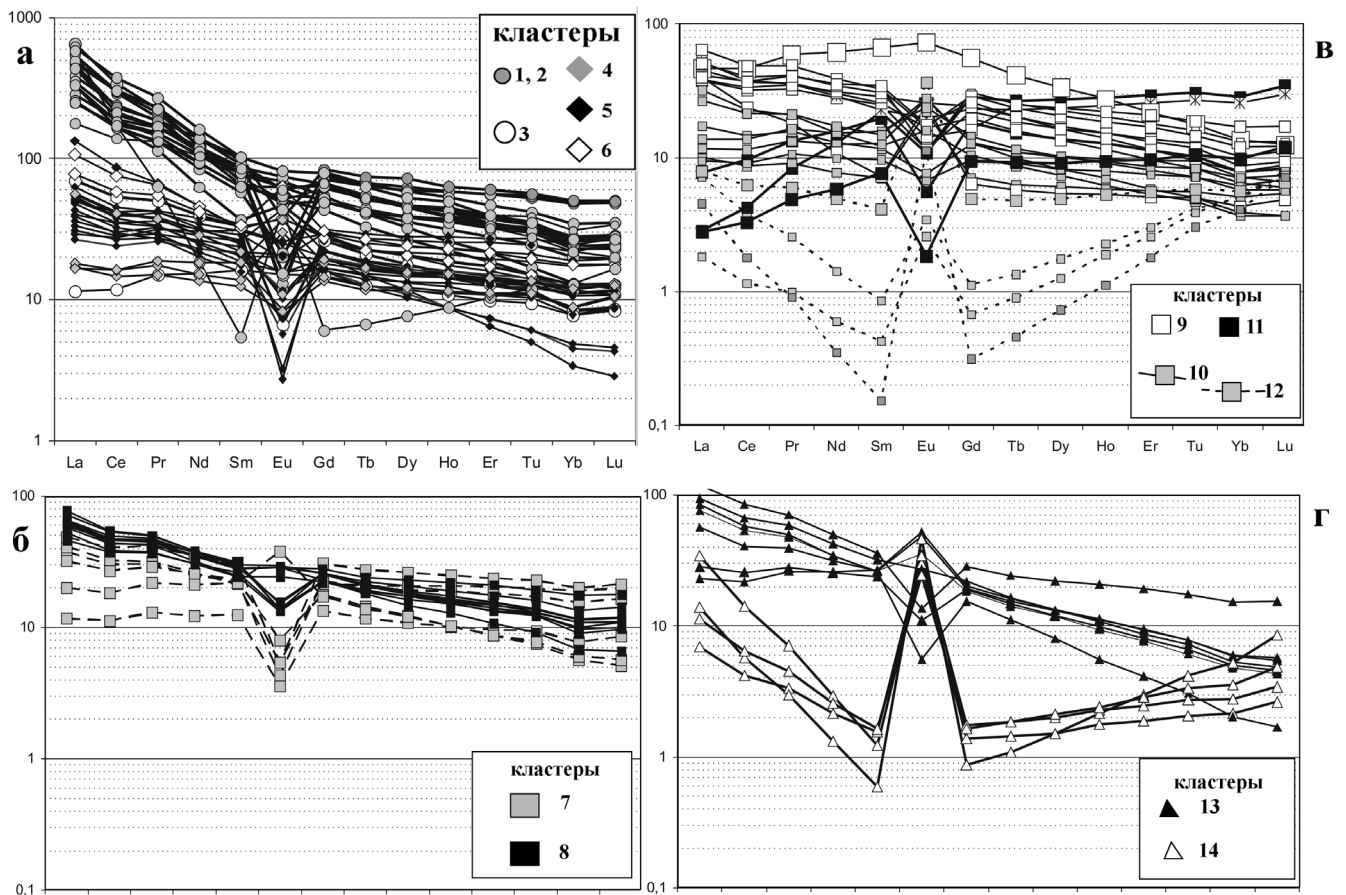


Рис. 9. Распределение РЗЭ в вулканогенных породах различных стратиграфических уровней машакской свиты. а – кузельгинская подсвита (риолиты – кластер 1 и 2, базальты – кластер 3), казавдинская подсвита (базальты – кластеры 4–6); б – калпакская подсвита, базальты (кластеры 7, 8); в – объединенные калпакская и каранская подсвиты, базальты (кластеры 9–12); г – “верхняя базальтовая толща” (кластеры 13, 14).

гащенные данными элементами (до 200–300 г/т). В поле машакских риолитов попадают также анализы гранитоидов из габброидного комплекса массива Средний Крак, для которого предполагается континентально-рифтогенная природа [24]. С другой стороны, сравнение кремнекислых вулканитов машакской свиты с таковыми палеоостроводужных структур Южного Урала показывает отсутствие аналогичных составов.

На наш взгляд, наблюдаемое сходство геохимии кремнекислых магматитов различных по возрасту геологических объектов Южного Урала лучше всего можно объяснить сходством ГДО, повторявшимся в истории развития рассматриваемого региона.

Базальты казавдинской подсвиты представлены тремя кластерами (4–6), образованными по географическому признаку. Петрохимические характеристики рассматриваемых пород близки, лишь для вулканитов из разрезов бассейна р. Кузельги отмечается отрицательная корреляция между концентрацией SiO_2 и суммарным содержанием щелочей. Для базальтов казавдинской подсвиты характерно преобладание легких лантаноидов над тяжелыми, причем распределение РЗЭ_n весьма выдер-

жано и сходно с таковым в подстилающих риолитах (рис. 9а), но отличается от последнего порядком содержаний $\Sigma\text{РЗЭ}$ (48–179 г/т). Поведение РЗЭ в базальтах рассматриваемого стратиграфического уровня обнаруживает следующую закономерность: с севера на юг в базальтах происходит постепенное увеличение их содержания одновременно с увеличением отношения La_n/Lu_n .

К базальтам казавдинской (второй) подсвиты петрохимически близки вулканиты калпакской (четвертой) подсвиты из района южнее г. Большой Ямантау. Для пород данного уровня характерна монотонность в петрографическом и геохимическом отношениях. Они представлены, как правило, мощными толщами афировых однородных базальтов, разделенных маломощными горизонтами шлаков и обильно-миндалекаменных пород, геохимическая дифференциация практически не проявлена. Например, на горе Караташ в разрезе мощностью около 100 м практически не зафиксировано вариаций в распределении РЗЭ (рис. 9б), а флуктуации петрогенных окислов очень незначительны.

Для пород рассматриваемого стратиграфического уровня также характерна продольная геохими-

Таблица 3. Химические составы базальтов калпакской и каранской подсвит машакской свиты

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
№ обр.	5892	5895	5938	5949	7055	7110	5262	5265	5386-4	5397	5399	5755	5379-2	5383	5837	5830
SiO ₂	50.0	49.4	48.2	49.3	49.7	47.0	49.1	47.4	52.1	48.2	49.0	45.3	54.6	57.0	47.0	44.0
TiO ₂	1.38	1.38	1.32	1.98	2.21	2.42	2.03	1.34	1.03	1.96	1.46	1.96	2.91	1.59	3.1	1.88
Al ₂ O ₃	13.5	14.0	15.75	15.0	12.7	13.5	12.9	15.6	15.6	16.5	13.0	16.4	11.4	10.4	13.0	14.1
Fe ₂ O ₃	13.6	14.0	12.0	14.6	5.68	6.32	7.18	7.4	4.2	7.2	7.78	4.3	8.0	9.18	17.6	15.7
FeO	-	-	-	-	9.34	10.27	8.62	7.04	8.7	8.4	7.62	10.13	10.35	9.12	-	-
MnO	0.2	0.17	0.03	0.02	0.15	0.14	0.15	0.14	0.13	0.14	0.14	0.15	0.13	0.12	0.11	0.21
MgO	7.8	8.4	7.6	3.8	8.6	8.2	6.4	9.0	10.0	10.0	9.0	10.0	8.4	6.8	7.4	12.0
CaO	8.02	9.36	10.0	11.0	9.0	9.06	7.95	8.34	1.76	0.56	7.52	6.1	1.14	0.28	4.2	7.1
Na ₂ O	2.8	2.7	3.5	3.37	1.35	1.92	4.05	2.36	2.7	5.4	3.38	3.38	0.54	0.54	1.74	1.35
K ₂ O	0.5	0.5	0.25	0.06	0.25	0.21	0.5	0.32	0.04	0.05	0.38	0.14	0.24	2.15	1.25	0.02
P ₂ O ₅	0.13	0.13	0.11	0.24	0.36	0.34	0.3	0.2	0.3	0.17	0.14	0.3	0.42	0.28	0.65	0.17
ппп	2.24	0.64	1.48	0.9	0.1	1	0.96	0.66	2.68	1.52	1	2.04	2.02	1.86	4.24	3.28
Cr	65	70	170	166	116	58	113	259	140	130	110	400	11	90	40	100
Ni	70	70	100	100	56	43	95	84	134	46	34	184	7	36	25	220
Co	70	82	83	84	41	40	42	49	50	58	34	71	55	50	66	110
La	12.8	14.0	3.98	16.7	10.9	6.8	12.8	2.45	10.9	0.62	3.42	4.0	15.8	1.5	38.2	2.64
Ce	28	30.2	10.5	37.7	25.2	17.0	29.7	3.53	21.3	1.08	8.1	10.7	43.0	3.68	80.3	8.97
Pr	3.67	3.8	1.56	5.01	3.48	2.62	3.9	0.31	2.5	0.12	1.1	1.6	7.07	0.55	9.65	1.61
Nd	16.2	16.8	8.0	22.6	16.7	13.8	1.84	0.93	10.0	0.39	5.06	8.18	40.0	2.76	40.0	10.2
Sm	4.88	4.73	2.75	6.89	5.03	4.8	5.46	0.19	2.71	0.094	1.56	2.81	14.7	0.91	10.9	4.35
Eu	0.35	0.44	0.29	0.44	0.65	3.06	0.93	0.28	1.3	0.21	1.78	2.2	5.92	0.13	0.59	0.45
Gd	6.98	6.9	4.18	9.5	5.53	5.36	6.9	0.35	3.23	0.21	2.21	4.03	17.3	0.5	15.1	5.7
Tb	1.09	1.12	0.63	1.49	0.78	0.75	1.0	0.073	0.47	0.049	0.34	0.6	2.24	0.25	2.47	0.83
Dy	6.52	7.0	3.7	8.9	4.18	4.1	5.62	0.6	2.5	0.43	2.08	3.42	11.4	1.65	15.4	4.66
Ho	1.49	1.64	0.8	1.97	0.81	0.81	1.21	0.18	0.49	0.15	0.46	0.74	2.18	0.41	3.9	1.01
Er	4.23	4.78	2.25	5.52	2.02	2.04	3.23	0.71	1.24	0.6	1.33	2.01	5.12	1.29	11.0	2.63
Tu	0.62	0.71	0.34	0.82	0.27	0.28	0.46	0.15	0.17	0.14	0.2	0.3	0.64	0.21	1.74	0.37
Yb	3.52	4.3	1.76	4.54	1.29	1.37	2.32	1.14	0.84	1.16	1.16	1.6	3.1	1.28	10.2	1.78
Lu	0.58	0.7	0.3	0.75	0.18	0.2	0.39	0.26	0.13	0.28	0.19	0.26	0.44	0.23	1.73	0.29

Примечание. 1–6 – базальты калпакской подсвиты (1, 2 – гора Калпак, 3–6 – водораздельная часть хр. Юша), 7–16 – базальты калпакской и каранской подсвит нерасчлененные (7–9 – гора 1079.0 м; 10–11 – гора Сычина, 12 – р. Верхний Кувыш, 13 – верховья р. Малый Катав, 14 – гора Веселая, 15, 16 – южная оконечность горы Машак (1114 м); 1, 2, 4, 7 – базальты редкопорфировые с интерсертальной структурой о. м. (вкрапленники: пл – 3–5%; о. м.: пл – 30–45%, мп – 35–45%, ол до – 5%, кв до – 5%, эп, хл, цоизит до – 10%, сф – 2%), 3 – долерит (мп – 50%, пл – 35%, ол – 1–2%, эп, цоизит – до 10%, сф – 2%), 5, 6, 8, 10 – метабазальты с апоинтерсертальной структурой (пл – 15%, ол, мп – до 1%, амф – до 40%, хл + эп + кв + цоизит – до 20%, кальцит – до 2%, мт – до 5%), 11 – базальт афировый с интерсертальной структурой о. м., хлоритизированный (пл – 30%, хл – 50%, эп – 15%, сф – 5%), 12 – базальт с интерсертальной структурой (“нодули”: ол – 5%, мп – 15%; о. м.: пл – 50%, мп – 20%, хл – 10%), 14 – метабазальт окварцованный, флюидальный, гематитизированный, 15 – базальт миндалекаменный с интерсертальной структурой (о. м.: пл – 45%, хл – 25%, кв – 15%, мт – 10%, эп – 5%).

ческая зональность, выраженная в том, что базальты северных разрезов (г. Калпак) беднее в отношении РЗЭ по сравнению с южными (г. Караташ). При этом в породах отмечается четкая отрицательная корреляция между содержаниями РЗЭ с одной стороны, и Al₂O₃ и MgO – с другой.

Наиболее разнообразна геохимия базальтов нерасчлененных калпакской и каранской подсвит (четвертой и шестой) в районах севернее г. Большой Ямантау. В рассматриваемой вулканогенной толще породы можно разделить на четыре кластера (9–12) по геохимическому критерию (см. выше). В указанном ряду происходит постепенное сниже-

ние суммарного содержания РЗЭ. Между выделенными группами наблюдаются следующие петрогеохимические корреляционные связи: одновременно с уменьшением суммы РЗЭ от кластера 9 к кластеру 11 уменьшается суммарное содержание щелочей и незначительно увеличивается концентрация MgO, в базальтах с W-образным типом распределения РЗЭ понижается их сумма, но концентрация щелочей довольно высокая.

Несмотря на определенное многообразие геохимических типов базальтов по распределению РЗЭ (рис. 9в), установить четкое положение их в разрезе не удалось. Например, породы с N-MORB типом

Таблица 4. Химические составы базальтов калпакской и каранской подсвит машакской свиты

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
№ обр.	5820	5384-1	5384-3	5385-2	5229	5384-5	5384-7	5384-8	5778	5779	5780	5784	5787	5788	5352	5349
SiO ₂	50.0	54.0	56.1	57.0	47.5	48.0	49.5	49.6	47.5	50.35	52.5	47.5	47.5	48.0	48.0	48.2
TiO ₂	1.24	1.69	2.05	1.08	2.33	2.05	2.59	2.39	1.19	1.46	1.46	1.02	2.21	1.58	2.05	2.1
Al ₂ O ₃	14.0	11.0	11.0	16.0	15.6	13.6	12.3	12.3	15.6	12.9	12.9	15.6	12.9	12.9	13.8	13.0
Fe ₂ O ₃	13.1	11.7	8.67	6.0	3.23	8.0	5.5	6.4	7.0	7.08	9.47	5.48	5.5	6.6	16.3	15.6
FeO	-	2.02	3.23	5.39	10.77	8.48	10.05	9.02	7.62	7.42	5.03	8.62	8.7	7.9	-	-
MnO	0.2	0.12	0.12	0.13	0.17	0.15	0.14	0.14	0.14	0.13	0.13	0.15	0.15	0.16	0.19	0.19
MgO	10.0	3.2	1.6	3.2	8.0	8.2	10.0	9.4	8.6	8.8	9.6	9.6	8.0	10.0	6.2	8.0
CaO	9.04	12.06	12.06	2.0	4.26	6.0	4.26	4.2	6.03	6.25	4.08	9.1	8.56	5.4	9.1	9.04
Na ₂ O	2.31	0.54	0.24	0.27	3.38	3.85	2.16	2.16	3.6	3.3	2.7	1.45	4.05	3.6	1.55	2.31
K ₂ O	0.2	0.25	0.19	6.25	0.5	0.3	0.66	1.0	0.12	0.09	0.08	0.4	0.18	1.91	0.06	0.25
P ₂ O ₅	0.09	0.28	0.27	0.16	0.33	0.16	0.3	0.3	0.14	0.25	0.28	0.15	0.28	0.15	0.27	0.19
ппп	0.1	3.34	4.5	3.04	4.5	2.02	2.04	2.78	2.56	1.8	2.1	1.24	1.9	2.44	2.26	1.36
Cr	180	42	46	97	100	96	120	180	120	45	7	146	97	246	115	140
Ni	100	40	26	5	72	65	70	66	84	46	29	44	73	83	83	60
Co	80	13	10	13	75	44	44	45	50	39	44	50	45	47	66	66
La	0.95	21.8	17.4	14.1	5.88	15.4	14.0	13.0	13.6	4.72	9.09	3.22	2.7	1.55	17.7	0.97
Ce	3.08	45.1	37.2	34.7	13.7	34.2	34.6	31.1	22.3	12.9	20	8.5	5.8	1.68	35.3	3.98
Pr	0.59	5.88	4.98	4.91	1.88	4.33	4.87	4.23	2.19	1.97	2.55	1.28	0.72	0.11	4.3	1.0
Nd	3.81	25.2	22.4	23.2	8.42	19.8	23.2	20.4	7.13	9.98	11.2	6.5	3.23	0.23	18.9	8.31
Sm	1.69	7.2	6.74	7.61	2.56	5.67	7.63	6.3	1.6	3.48	3.26	2.14	0.91	0.034	5.05	4.77
Eu	0.15	1.38	1.16	1.43	0.62	1.36	0.91	2.08	1.98	1.93	2.25	0.55	2.97	0.92	1.59	0.88
Gd	2.92	8.97	5.0	8.12	3.92	6.1	9.5	7.53	1.99	4.45	4.0	3.01	1.53	0.098	7.2	8.8
Tb	0.5	1.27	1.35	1.1	0.6	0.87	1.37	1.09	0.31	0.63	0.54	0.49	0.26	0.025	1.23	1.44
Dy	3.1	7.02	7.97	5.57	3.5	4.6	7.68	5.9	1.85	3.5	2.79	2.78	1.68	0.25	8.0	9.23
Ho	0.75	1.47	1.74	1.11	0.78	0.91	1.61	1.21	0.42	0.72	0.56	0.63	0.42	0.089	1.94	2.23
Er	2.26	3.93	4.83	2.67	2.23	2.26	4.22	3.07	1.19	1.88	1.36	1.75	1.3	0.42	6.0	6.83
Tu	0.38	0.53	0.68	0.34	0.34	0.3	0.58	0.43	0.18	0.26	0.18	0.26	0.21	0.11	0.97	1.1
Yb	2.21	2.75	3.88	1.63	1.77	1.48	3.0	1.99	0.99	1.31	0.89	1.41	1.28	0.94	5.8	6.5
Lu	0.42	0.43	0.6	0.23	0.31	0.21	0.46	0.33	0.17	0.2	0.13	0.24	0.23	0.25	1.04	1.22

Примечание. 1–16 – составы базальтов калпакской и каранской подсвит нерасчлененных, 1 – западный склон г. Шакитар, долерит редкопорфировый (пл – 45%, мп – 45%, ол – 8%, сф – 2%); 2–16 – западный склон горы Машак (1286.5 м); 2, 5, 12 – метабазальты окварцованные (эп – 30%, пренит – 10%, кв – 10%, аб – 15%, хл – 25%, амф – 10%); 3 – метабазальт миндалекаменный (миндалины до 60%: сс – 50%, эп – 15%, кв – 35%); 4 – апобазальтовый сланец окварцованный, серицитизированный; 6 – базальт порфировый с интерсертальной структурой о. м. (вкрапленники – 15–20% (ол, мп, пл), о. м.: ол – 2%, мп – 10%, пл – 30%, сс – 15%, сф – 15%, амф – 25%, кв-аб – 5%); 7, 8 – метабазальты с кристаллобластовой структурой о. м. (амф – 30–50%, сс – 30–60%, сф – 10%, кв-аб – 10–15%), 10, 11 – базальты миндалекаменные с интерсертальной и афанитовой структурой о. м. (пл – 25%, мп – до 5%, вулканическое стекло – до 50%, эп + амф + аб + хл + кв – 10–40%); 13, 14 – базальты афировые с интерсертальной структурой (мп – 5%, пл – 50%, амф – 12%, хл – 15%, мт – до 10%, эп – 10%), в 14 – “нодуль”, сложенный ол (6%) и мп (2%); 15 – габбро-диабаз с офитовой структурой (пл – 30%, мп – 60%, эп + цоизит – 5%, хл – 2%, сф – 3%), 16 – долерит (пл – 50%, мп – 45%, ол – 3%, эп – 1%, сф – 1%, мт – 1%)

распределения РЗЭ встречаются как в низах, так и в верхах разреза, а базальты с W-образной формой кривых обнаружены преимущественно в южном пересечении, севернее они не отмечались. Для более точной характеристики базальтов вулканогенной толщи западного склона хр. Машак следует детализировать исследования.

Особый интерес представляет базальтовое тело, обнажающееся на водораздельной части хр. Машак. Оно подстилается и перекрывается кварцито-песчаниками зигальгинской свиты, в контактовых

зонах его развиты шлаковидные, кавернозные и гематитизированные породы, что указывает на эффузивную природу базальтов. Внутренние части потока сложены массивными афировыми базальтами с субвертикальной призматической отдельностью. В восточной части тела картируется крутопадающая дайка габбро-долеритов, возможно представляющая собой подводящий канал.

Геохимический облик базальтов рассматриваемого стратиграфического уровня определяется наличием двух типов пород: пикробазальтов с W-образным

Таблица 5. Химические составы базальтов водораздельной части хр. Машак и долины р. Большой Инзер

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
№ обр.	5209	5225	5321	5328-1	5332	5336-1	5401	5405	5410	5414	5224-1	5960	7206
SiO ₂	49.18	47.4	48.0	48.2	48.95	47.45	49.5	42.7	42.9	43.8	47.25	50.0	49.0
TiO ₂	2.61	2.39	2.52	2.25	2.25	2.52	2.53	2.67	3.14	2.33	2.39	1.92	1.69
Al ₂ O ₃	16.4	16.0	14.4	13.8	13.2	14.2	14.0	18.7	16.5	16.3	16.4	14.5	12.5
Fe ₂ O ₃	6.69	4.62	15.4	16.0	11.8	12.5	3.71	2.2	3.82	9.0	4.16	15.3	5.66
FeO	2.87	9.84	-	-	-	-	8.19	14.72	9.48	6.18	7.19	-	8.84
MnO	0.4	0.15	0.09	0.07	0.13	0.13	0.14	0.15	0.15	0.16	0.19	0.01	0.15
MgO	6.6	8.4	8.2	8.0	8.6	11.0	9.0	8.4	9.6	10.4	8.0	5.3	7.4
CaO	5.68	3.4	2.84	2.84	5.64	4.26	2.82	2.42	4.89	2.27	4.54	5.68	9.36
Na ₂ O	5.4	2.85	5.4	4.05	5.4	2.31	5.4	2.7	4.0	5.25	5.4	6.75	2.7
K ₂ O	0.61	0.06	0.5	0.5	0.05	0.05	0.06	0.5	0.3	0.4	0.12	0.06	0.06
P ₂ O ₅	0.47	0.45	0.49	0.45	0.49	0.54	0.45	0.13	0.52	0.28	0.27	0.16	0.14
ппп	2.96	4.78	2.4	3.68	4.02	5.08	4.74	3.86	5.0	4.0	4.36	0.62	3.0
Cr	186	112	190	175	140	180	186	156	217	256	140	81	280
Ni	104	75	1450	1120	100	100	77	122	106	98	84	65	80
Co	32	41	60	66	66	70	45	58	41	47	48	69	30
La	19.2	11.7	32.1	40.4	25.9	28.8	7.87	2.37	4.73	3.83	9.59	6.61	11.5
Ce	37.8	13.1	62	79	49.8	54	20.2	3.9	5.3	5.98	23.8	16.7	23.7
Pr	4.7	0.85	7.03	8.45	5.7	5.97	3.13	0.4	0.36	0.54	3.33	2.59	2.92
Nd	20.3	1.91	27.5	32.4	22.3	22.5	16.9	1.4	0.86	1.68	16.6	13.4	12
Sm	5.82	0.27	7	7.86	5.75	5.66	5.88	0.34	0.13	0.36	5.24	4.75	3.35
Eu	3.94	2.44	2.19	1.1	2.88	0.45	4.22	2.77	3.76	1.98	0.89	0.32	0.43
Gd	6	0.43	6.8	8.85	5.7	4.8	6.27	0.54	0.27	0.51	5.9	7.5	4
Tb	0.84	0.078	0.89	1.31	0.76	0.6	0.87	0.1	0.059	0.1	0.8	1.23	0.54
Dy	4.47	0.51	4.5	7.5	4	2.72	4.5	0.68	0.51	0.72	4.1	7.9	2.76
Ho	0.88	0.14	0.86	1.64	0.74	0.44	0.89	0.18	0.17	0.19	0.78	1.86	0.54
Er	2.2	0.44	2.03	4.47	1.8	0.96	2.18	0.57	0.69	0.66	1.88	5.57	1.33
Tu	0.28	0.074	0.26	0.63	0.22	0.11	0.28	0.098	0.15	0.12	0.24	0.89	0.18
Yb	1.36	0.49	1.2	3.48	1.08	0.46	1.33	0.63	1.19	0.81	1.13	5.13	0.88
Lu	0.2	0.092	0.17	0.54	0.15	0.059	0.19	0.12	0.3	0.17	0.16	0.93	0.13

Примечание. 1–11 – базальты, обнажающиеся на хр. Машак, в районе горы 1333.6 м, долериты с долеритовой и диабазовой структурой (пл – 35–58%, хл – 20–35%, кальцит – 5–15%, гематит (мт) – 5–15%); 12, 13 – базальты, обнажающиеся в долине р. Большой Инзер; 12 – базальт с интерсертальной структурой (пл – 35%, мп – 45%, кв – 5%, хл – 5%, эп + цоизит – 5%, мт – 5%).

типом распределения РЗЭ и низкими значениями их суммы, и трахибазальтов с высокими суммарными содержаниями РЗЭ при $La_N > Lu_N$ (рис. 9г). Закономерного расположения в разрезе выделенных типов пород не установлено. В то же время, наблюдаются четкие положительные корреляционные связи между Σ РЗЭ и La_N/Lu_N с одной стороны и суммой щелочей с другой, а также отрицательные связи первых двух показателей с MgO и Al₂O₃. На наш взгляд, отмеченные особенности геохимии обусловлены дифференциацией расплава, а именно, – отделением на ранних этапах кристаллизации основного плагиоклаза и, возможно, оливина. При этом остаточный расплав обогащался средними и легкими РЗЭ и обеднялся европием, накопление которого происходило в плагиоклазе. Высказанный вывод подтверждается наличием в базальтоидах с **W-образным типом** распределения РЗЭ повышенного количества основного плагиоклаза (до 60%).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение вулканогенных пород машакской свиты в пределах хребтов Машак и Юша показало, что породы различных уровней разреза характеризуются определенной спецификой химического состава. Нижний уровень включает в себя контрастную толщу, состоящую из преимущественно кремнекислых пород кузьелгинской подсвиты (мощность 100–150 м) и базальтов казавдинской подсвиты (150–250 м). В некоторых разрезах риолиты подстилаются маломощными выходами основных вулканитов (до 50 м).

Базальты “подриолитового уровня” отвечают по составу либо пикробазальтам нормальной щелочности с повышенными содержаниями MgO, TiO₂, суммарного железа и легких РЗЭ, либо – толеитовым базальтам с низкими содержаниями РЗЭ при $La_N \approx Lu_N$. Риолиты и риодациты отличаются вы-

Таблица 6. Химический состав вулканогенных пород машакской свиты района южнее горы Большой Ямантау

№ п/п	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	сумма
1	ДС-01-2	73	0.41	11.9	1.43	2.87	0.04	1	1.94	2.02	3.13	0.79	1.45	99.98
2	ДС-05	71.8	0.4	13.6	1.79	2.51	0.04	2.4	0.85	2.35	3.13	0.16	0.92	99.95
3	ДС-05-3	69.5	0.41	12.65	2.4	1.44	0.02	2.6	0.85	3.24	5.6	0.14	0.8	99.65
4	ДС-06-1	72.1	0.48	10.9	1.07	3.23	0.04	2	0.85	2.7	5.63	0.11	1.26	100.37
5	ДС-07-1	44.8	2.49	12.65	4.83	12.57	0.28	7.2	9.76	2.24	0.5	0.14	2.32	99.78
6	ДС-09	47	2.49	9.81	5	12.57	0.27	8	9.94	1.8	0.62	0.16	2.88	100.54
7	R-4-1-1	67.1	0.54	14.14	3.18	1.22	0.05	2.2	1.42	1.8	5	0.4	3.04	100.09
8	R-4-1-4	70.8	0.4	13.6	3.18	1.22	0.02	1.2	1.94	2.24	2.5	0.16	2.1	99.36
9	R-4-1-7	46.2	2.09	15.14	5.32	9.48	0.27	6.8	7.38	4.05	0.1	0.11	2.75	99.69
10	R-4-1-11	45.5	2.49	15.1	5.6	10.13	0.27	6.8	7.38	4.05	0.08	0.13	3.06	100.59
11	R-4-6-1	50	2.03	15.14	5.54	8.26	0.21	6.4	4.26	4.5	0.08	0.08	3.12	99.62
12	R-4-6-2	70.8	0.61	13.3	3.8	1.5	0.03	1.8	0.54	2.74	2.5	0.12	2.04	99.78
13	R-4-6-3	69.1	0.61	15.1	3.5	1.5	0.03	1.2	0.54	0.8	5	0.12	1.74	99.24
14	R-4-6-4	70.5	0.61	16.7	3	0.79	0.02	0.6	0.54	1	5.6	0.1	0.58	100.04
15	R-4-6-5	70	0.4	10.6	2	1.07	0.22	2	5.11	4.05	1.03	0.09	3.18	99.75
16	R-4-6-6	78	0.3	10.9	1.88	1.22	0.05	0.8	1.14	0.5	3.75	0.07	1.1	99.71
17	7068-a1	49.2	1.72	14.14	4.13	10.27	0.24	5.6	9.08	2.02	0.5	0.09	2.62	99.61
18	7068-a2	43.5	2.32	16.8	3	13.65	0.24	7	7.1	2.03	0.07	0.09	4.52	100.59
19	7068-a3	47	2.09	16.1	2.3	11.5	0.18	8	5.68	4.02	0.05	0.11	3.76	100.79
20	7068-a4	45.1	2.09	15.7	3.55	10.7	0.16	9	7.52	2.6	0.16	0.11	3.02	99.71
21	7068-a5	50	2.09	14	2.3	10.77	0.19	8	5.68	4.49	0.1	0.09	2.18	99.89
22	7068-a6	47.1	1.8	14.4	2.3	9.84	0.19	8	9.94	2.02	0.71	0.01	3.44	99.75
23	П-26-1	48.8	1.8	15.6	2.66	11.78	0.21	6.2	8.5	1.35	0.3	0.09	2.68	99.97
24	П-26-2	45.2	2.09	14.6	3.22	11.5	0.26	8	10.22	1.35	0.08	0.16	3.42	100.1
25	10001	47.05	2.04	12.6	5.3	11.5	0.23	6.8	8.52	2.35	0.4	0.18	2.84	99.81
26	10002	47	2.61	11.6	5	11.8	0.25	7	9.94	2.35	0.18	0.11	2.24	100.08
27	10003	47	2.61	12.6	5.25	11.55	0.24	6.4	8.8	2.3	0.4	0.16	2.36	99.67
28	10004	47.9	2.61	13.6	4.39	11.77	0.25	6	8.52	2.2	0.65	0.14	1.66	99.69
29	10005	47.8	2.61	12.81	4.8	11.5	0.22	6	9.08	2.21	0.8	0.11	2.06	100
30	10006	47.5	2.6	12.6	3.6	11.5	0.22	8	8.52	2.35	0.2	0.12	2.74	99.95
31	10007	47.6	2.06	12.6	4.76	11.14	0.22	7	9.34	2.21	0.6	0.12	2.68	100.33
32	10008	47	2.49	12.6	5.16	11.14	0.24	6.6	9.08	2.7	0.4	0.12	2.72	100.25
33	10009	47	2.49	11.57	4.6	11.5	0.24	6.2	10.22	2.21	0.65	0.11	3.36	100.15
34	10010	47	1.95	12.1	4.6	10.99	0.23	7	9.66	2.35	0.4	0.13	3.94	100.35
35	10011	45	2.87	14	5.45	11.85	0.22	7.2	9.21	1.08	0.16	0.11	2.78	99.93
36	10012	47	2.39	14	4.02	12.29	0.25	5.5	9.01	2.68	0.5	0.09	3.1	100.83

сокими содержаниями K₂O и суммы РЗЭ, высокими значениями отношений K₂O/Na₂O и La_N/Lu_N. По соотношению и сумме щелочей они значительно отличаются как от кремнекислых пород палеозоя Южного Урала, так и от аналогичных вулканитов современных островодужных обстановок. В то же время, по рассматриваемому показателю они близки к риолитам внутримитных континентальных обстановок и, в частности, к триасовым вулканитам Челябинского грабена. Базальты казавдинской подсвиты относятся преимущественно к толеитовым с выдержанным спектром распределения РЗЭ (La_N > Lu_N), причем отмечается возрастание концентрации редкоземельных элементов с севера на юг.

Нижний и средний вулканогенные уровни разделены быковской подсвитой (мощностью 150–200 м), сложенной осадочными породами (углеродистыми сланцами, песчаниками, конгломератами). Средний вулканогенный уровень представлен мощной (до 550 м) базальтовой толщей каранской подсвиты, включающей в себя как составную часть базальты калпакской подсвиты. В верхней части внутри базальтов залегает маломощный горизонт осадочных пород. Основные эффузивы рассматриваемого уровня имеют толеитовый состав, но отличаются значительными вариациями содержаний РЗЭ и различным характером их распределения.

Таблица 6. Окончание

№ п/п	№ обр.	Cr	Ni	Co	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tu	Yb	Lu
1	ДС-01-2	4.55	130	3.31	167.7	285	27.2	89.9	20	4.9	20.9	2.97	15.9	3.31	8.15	1.13	5.52	0.83
2	ДС-05	17	-	2.64	149.3	197.5	20.2	72.8	17.5	1.25	19.7	2.77	15.7	3.38	8.65	1.22	6.13	0.98
3	ДС-05-3	41.7	-	0.51	113.1	170	17.4	60.8	13.9	5.14	15.3	2.26	13	2.79	7.7	1.11	5.92	0.94
4	ДС-06-1	7.03	60	2.42	209.5	350	32.5	105	22.5	6.64	24.5	3.41	18	3.93	9.24	1.27	6.12	0.94
5	ДС-07-1	55.6	-	48.6	36.3	69.8	7.75	29.8	7.07	3.04	8.48	1.21	7	1.48	4	0.54	2.88	0.45
6	ДС-09	54.8	250	51.5	26.4	54	6.6	27.2	7.45	5.13	9.5	1.45	8.2	1.81	5	0.7	4	0.62
7	R-4-1-1	0.85	330	2.38	162.4	280	27.5	91.5	21.6	1.62	24.8	3.57	19.8	4.2	10.9	1.5	7.87	1.23
8	R-4-1-4	23.6	-	0.58	131.8	223	22	74.6	17	5.11	19.9	2.88	15.7	3.49	8.98	1.25	6.3	1
9	R-4-1-7	141.1	-	53.2	21.4	42.2	5.03	20.8	5.42	0.82	6.9	1	5.58	1.21	3.2	0.45	2.4	0.38
10	R-4-1-11	155.8	180	63.2	16.9	39	5.14	24.6	7.25	3	8.88	1.22	6.9	1.39	3.7	0.5	2.54	0.4
11	R-4-6-1	125.8	-	55.2	3.9	11	1.8	9.92	3.55	1.21	4.6	0.68	4.02	0.85	2.3	0.34	1.75	0.29
12	R-4-6-2	122.2	-	2.39	120.5	190	20.3	78.8	19	6.02	20.4	2.91	15.4	3.13	7.98	1.09	5.18	0.8
13	R-4-6-3	169.2	250	4.36	112.5	172	18.5	67.5	16	4.11	19	2.79	15.9	3.58	9.22	1.4	7.02	1.19
14	R-4-6-4	89.4	40	2.2	159	215	22.4	89.9	22.3	3.04	26	4	24.7	5	14.1	2.03	11.5	1.75
15	R-4-6-5	99.6	110	1.53	84.9	156	16.1	59.8	13.9	4.42	16.3	2.38	13.3	2.81	7.41	1.07	5.42	0.87
16	R-4-6-6	12.3	290	0.49	45.2	80.8	8.02	30	6.93	2.09	9	1.36	8.02	1.84	5.1	0.75	4.29	0.68
17	7068-a1	155.5	-	44.8	19.3	39	4.5	18.7	4.85	0.46	6.08	0.95	5.52	1.26	3.5	0.51	2.77	0.46
18	7068-a2	175.4	350	75.4	9.14	22.4	3.12	14.9	4.78	0.94	5.03	0.69	3.7	0.7	1.7	0.22	1.02	0.15
19	7068-a3	144.2	160	50.5	13.3	27.4	3.23	13	3.47	0.59	4.92	0.75	4.52	1.04	2.9	0.44	2.47	0.41
20	7068-a4	123.2	450	9.88	17.7	36.6	4.58	20.2	5.79	3.54	6.85	0.97	5.23	1.12	2.91	0.41	1.92	0.31
21	7068-a5	207.8	620	52.8	19.3	38.9	4.49	18.7	4.79	1.67	5.98	0.9	5.07	1.14	3.05	0.45	2.47	0.4
22	7068-a6	148	-	44.7	18.5	35.3	4.02	16.1	4.11	1.28	5.21	0.8	4.47	0.97	2.53	0.37	1.77	0.3
23	П-26-1	119.4	470	42.2	16.3	32.7	3.98	16.7	4.48	1.63	4.92	0.66	3.52	0.69	1.73	0.22	1.1	0.16
24	П-26-2	138.7	110	53.1	14.6	30	3.49	14	3.86	0.69	5.15	0.82	4.93	1.13	3.13	0.48	2.69	0.45
25	10001	77.6	-	53	22	44.3	5.5	22.7	6.21	2.33	7.99	1.14	6.41	1.36	3.6	0.5	2.6	0.41
26	10002	72.4	570	47.8	26.3	50.8	6.02	24.8	6.45	1.27	8	1.15	6.46	1.36	3.6	0.5	2.6	0.41
27	10003	92.9	90	45	24.6	49.8	5.98	24.7	6.92	1.11	8	1.15	6.22	1.3	3.47	0.47	2.47	0.38
28	10004	75.5	-	48.7	15.6	34.8	4.42	19.9	5.75	1.1	7	1.04	5.9	1.24	3.29	0.46	2.47	0.39
29	10005	49.1	490	43.1	21.8	44	5.42	22.5	6.13	2.31	7.13	1.04	5.88	1.21	3.1	0.44	2.04	0.34
30	10006	45.4	-	47.6	22.5	46.1	5.7	23.9	6.63	2.38	8.02	1.2	7	1.5	4.07	0.58	3.04	0.5
31	10007	69.6	640	51.7	17.9	35.9	4.48	19.7	5.33	1.96	6.9	1.02	5.92	1.27	3.41	0.49	2.6	0.42
32	10008	51.6	180	45.6	20.6	43.5	5.56	24	6.88	1.12	7.02	0.98	5	1.02	2.5	0.33	1.54	0.23
33	10009	68.9	640	48.9	19.5	40.3	5.13	22.5	6.45	1.24	7.99	1.14	6.42	1.36	3.65	0.5	2.63	0.42
34	10010	85.7	250	50.5	20.1	42.8	5.35	22.9	6.76	1.22	7.95	1.11	6.02	1.27	3.26	0.45	2.21	0.35
35	10011	78.9	240	51.4	21	41.1	5.02	20.7	5.46	1.08	6.88	1	5.52	1.2	3.14	0.45	2.28	0.38
36	10012	52.1	-	45.6	21.2	43	5.38	22.6	6.16	2.34	8.65	1.3	7.8	1.73	4.9	0.69	3.98	0.62

Примечание. 1–6 – риолиты (1–4) и базальты (5,6) горы Дунасанган, 7–24 – риолиты (7, 8, 12 – 16) и базальты (9–11, 17–24) разреза по р. Большая Кузьелга; 25–36 – базальты горы Караташ.

Вулканыты каранской подсвиты перекрываются мощной осадочной толщей, включающей в себя образования шакитарской и ямантауской подсвит общей мощностью 450–600 м. Они имеют постепенные переходы к кварцито-песчаникам зигальгинской свиты, среди которых залегают породы самого верхнего вулканогенного уровня. Вулканыты представлены базальтовым потоком мощностью до 50 м, сложенным гавайитами, породами тефрит-базанитового состава и в меньшей степени – толеитами. Базальтоиды отличаются от рассмотренных выше стабильно высокими содержаниями

TiO₂, повышенной щелочностью, контрастным поведением РЗЭ.

По большинству геохимических характеристик базальты машакской свиты близки к толеитам трапповой формации. Для них характерны повышенные содержания TiO₂, суммарного железа, преобладание Na₂O над K₂O, низкая глиноземистость. Вместе с тем, с образованиями континентальных рифтов их сближает присутствие в вулканогенной толще кремнекислых эффузивов, их калиевая специализация, увеличение суммарного содержания щелочей вверх по разрезу вулканогенной толщи и

проявление субщелочного вулканизма. Для большинства изученных образцов базальтов и риолитов характерно высокое содержание редкоземельных элементов и преобладание легких РЗЭ над тяжелыми. Это указывает также на внутриплитный или континентально-рифтогенный характер вулканизма, на образование пород при частичном плавлении неистощенной верхней мантии.

В работе [30] приводятся данные о том, что уровень машакского магматизма, отвечающий приблизительно 1380 млн лет, куда входит не только значительный объем вулканитов, но и связанные с ним интрузии, коррелируется с магматическим событием *Midsommerso – Zig-Zag Dal Гренландии*. Это позволяет предполагать принадлежность машакского вулканизма к гораздо более крупной магматической провинции (LIP) значительная часть которой погружена под верхнерифейскими отложениями в экстернидах тиманид и возможно имеет аналоги (недостающие фрагменты) на других континентах (Сибирь, Антарктика). Отметим, что широкий ареал развития вулканитов с возрастным интервалом 1550–1350 млн. лет показан на реконструкции взаимного положения Балтики и Лаврентии в суперконтиненте Родиния на момент 1000 млн. лет [31]. Таким образом, рассматриваемый вулканизм может быть частью глобальной LIP.

Авторы выражают благодарность руководству ООО “Геопоиск” (Челябинск) за предоставленную возможность проведения исследований по данной теме, руководству Южно-Уральского Государственного природного заповедника в лице директора Ф.Х. Алибаева и зам. директора по науке Ю.П. Горичева, а также сотрудникам ИГ Уфимского НЦ РАН Е.А. Бажину, А.А. Шияновой и Р.Е. Николаеву за содействие в проведении полевых работ. Авторы благодарны А.Ф. Ротарю и П.Н. Швецову с сотрудниками: составленная данными исследователями геологическая основа, описания опорных разрезов и их точная привязка позволили значительно сэкономить время и силы при проведении работ в относительно труднодоступном районе.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Иванов А.И. Древние свиты западного склона Урала // Геология СССР. Т. XIII. М.: Недра, 1964. С. 58–71.
2. Иванов К.П. Триасовая трапповая формация Урала. М.: Наука, 1974. 155 с.
3. Иванов С.Н. О байкалидах Урала и природе метаморфических толщ в обрамлении эвгеосинклинали. Свердловск, 1979. 75 с.
4. Карстен Л.А., Иванов К.С., Банквич П., Дульски П. Природа машакской вулканогенно-осадочной ассоциации Башкирского мегантиклинория: новые геохимические данные // Рифей Северной Евразии. Геология. Общие проблемы стратиграфии. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1997. С. 155–156.
5. Ковалев С.Г. Позднедокембрийский рифтогенез в истории развития западного склона Южного Урала // Геотектоника. 2008. № 2. С. 68–79.
6. Ковалев С.Г., Высоцкий И.В. Новые данные по геологии шатакского комплекса // Геологический Сборник № 6. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2007. С. 91–98.
7. Козлов В.И., Генина Л.А., Сергеева Н.Д., Михайлов П.Н. Вулканиты машакской свиты среднего рифея Башкирского мегантиклинория // Магматизм на пассивных окраинах Родинии. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2003. С. 32–34.
8. Козлов В.И., Сергеева Н.Д., Генина Л.А. К вопросу о строении и расчленении машакской свиты среднего рифея Южного Урала // Геологический сборник № 6. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2007. С. 21–32.
9. Коротеев В.А., Дианова Т.В., Кориневский В.Г. Вулканические фации Урала. Свердловск: УНЦ СССР, 1986. 205 с.
10. Краснобаев А.А., Бибилова Е.В., Степанов А.И. и др. Возраст эффузивов машакской свиты и проблема радиологической границы нижний-средний рифей // Изотопное датирование процессов вулканизма и осадкообразования. М.: Наука, 1985. С. 118–124.
11. Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н. Машакский вулканизм: ситуация 2008 // Структурно-вещественные комплексы и проблемы геодинамики докембрия фанерозойских орогенов. III чтения памяти С.Н. Иванова. Екатеринбург: ИГ УрО РАН, 2008. С. 61–63.
12. Ларионов Н.Н., Бергазов И.Р., Генина Л.А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Лист N-40-XXII (объяснительная записка). 2004. 250 с. ТФ ГГУП “Башгеолцентр”.
13. Магматические горные породы. Т. 3. Основные породы / Под. ред. Е.В. Шаркова. М.: Наука, 1985. 488 с.
14. Магматические горные породы. Т. 4. Средние и кислые породы / Отв. ред. В.В. Ярмолук, В.И. Коваленко. М.: Наука, 1987. 375 с.
15. Парначев В.П., Ротарь А.Ф., Ротарь З.М. Среднерифейская вулканогенно-осадочная ассоциация Башкирского мегантиклинория. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. 103 с.
16. Петрохимия магматических формаций. Справочное пособие / Д.М. Орлов, Г.Н. Липнер, М.П. Орлова, Л.В. Смелова. Л.: Недра, 1991. 299 с.
17. Происхождение вулканических серий островных дуг / Т.И. Фролова, И.А. Бурикова, А.В. Гушин и др. М.: Недра, 1985. 275 с.
18. Пучков В.Н., Краснобаев А.А., Козлов В.И. и др. Предварительные данные о возрастных рубежах нео- и мезопротерозоя Южного Урала в свете новых U-Pb датировок // Геологический сборник № 6. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2007. С. 3.
19. Решетников Н.Ф. К вопросу о стратиграфическом положении машакской свиты Башкирского Урала // Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала. М.: Госгеолтехиздат, 1960. С. 13–19.
20. Ротарь А.Ф. Машакская свита (рифей) на Южном Урале // Советская геология. 1974. № 4. С. 116–124.
21. Ротарь А.Ф., Ротарь З.М., Пацков А.А. Геологическое строение центральной части Башкирского мегантиклинория. Планшеты N-40-69-A (Ямантау) и N-40-69-B (Миселя). Отчет о геологической съемке масштаба 1 : 50 000 Ямантауской партии за 1965-

- 70 гг. 1971. 982 с. ТФ ГГУП "Башгеолцентр".
22. Ротарь А.Ф., Швецов П.Н. Вулканогенные породы машакской свиты района г. Ямантау // Магматизм и эндогенная металлогения западного склона Южного Урала. Уфа: ИГ Баш ФАН СССР, 1974. С. 82–90.
 23. Савельев Д.Е., Сначев В.И., Мосейчук В.М. и др. Геологическое строение и петрогеохимические особенности вулканогенных пород хребтов Машак и Юша // Тр. Южно-Уральского Государственного природного заповедника. Вып. 1. Уфа: Принт, 2008. С. 210–242.
 24. Сначев В.И., Савельев Д.Е., Рыкус М.В. Петрогеохимические особенности пород и руд габбро-гипербазитовых массивов Крака. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2001. 212 с.
 25. Стратиграфические схемы Урала (докембрий и палеозой). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, Уралгеолком, 1993. 151 лист.
 26. Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология. М.: Наука, 1983. 183 с.
 27. Формирование земной коры Урала / С.Н. Иванов, В.Н. Пучков, К.С. Иванов и др. М.: Наука, 1986. 248 с.
 28. Швецов П.Н. Нижний и средний рифей западного склона Башкирского Урала (основы структурно-формационного анализа). Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Свердловск, 1974. 199 с.
 29. Швецов П.Н., Ямаев Ф.А., Астахов А.В. Среднерифейская липарит-базальтовая формация западного склона Южного Урала // Магматизм и метаморфизм Южного Урала. Уфа: ИГ Баш ФАН СССР, 1980. С. 11–20.
 30. Ernst, R.E., Pease, V., Puchkov V.N. et al. Geochemical characterization of Precambrian magmatic suites of the southeastern margin of the East European Craton, Southern Urals, Russia // Геологический сборник № 5, Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2006. С. 119–161.
 31. Li Z.X., Bogdanova S. V., Collins A.S. et al. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis // Precambrian Research. 2008. V. 160. P. 179–210.

Рецензент А.В. Маслов

Volcanic rocks of Middle Riphean Mashak suite: Geology and petrogeochemistry

D. E. Saveliev, V. N. Puchkov, F. R. Ardislamov, V. I. Snachev

Institute of Geology, Ufa Research Centre of RAS

Geology of essentially volcanic Mashak formation (Bashkirian meganticlinorium, Southern Urals) is described. For the first time in the last 20 years a detailed geological and geochemical characteristic of volcanic rocks from the sections of the Mashak and Yusha ranges is given. The petrochemical and geochemical characteristics of basic and acid volcanic rocks were studied and compared with ones of different geodynamic situations. The obtained data speak in favour of interplate or continental-riftogenic nature of Mashak volcanic complex.