

**ВЕРХНЕЮРСКО-НИЖНЕМЕЛОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ
ОЛОЙСКОЙ ЗОНЫ: СТРАТИГРАФИЯ, ГЕОХИМИЯ, ВОЗРАСТ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ
ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ*****Е.В. Старикова¹, А.М. Гагиева², А.Л. Коновалов¹, Е.В. Ватрушкина³, В.В. Акинин^{2,4}***

¹ФГБУ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. академика А.П. Карпинского, Средний пр. 74, г. Санкт-Петербург, 190106; e-mail: Elena_Starikova@vsegei.ru, Aleksandr_Kononov@vsegei.ru

²ФГБУН Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило ДВО РАН, ул. Портовая 16, г. Магадан, 685000; e-mail: gagieva@neisri.ru, akinin@neisri.ru

³ФГБУН Геологический институт РАН, Пыжевский пер. 7, г. Москва, 119017; e-mail: evat_095@mail.ru

⁴ФГБУН Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, пр. Ленина 39, Якутск, 677007

Поступила в редакцию 2 февраля 2023 г.

Приведены новые данные по геологии и стратиграфии верхнеюрско-нижнемеловых отложений восточной части Олойской зоны (верховья рр. Олой, Ильгувеем, Алучин), включающие описание разрезов, литолого-петрографическую и палеонтологическую характеристику вулканогенно-осадочных пород, результаты петролого-геохимического изучения вулканитов и их изотопного датирования. U-Pb методом по циркону получены две конкордантные датировки: 147 ± 2 млн лет (эломская толща) и 140 ± 2 млн лет (глуховская свита). Обоснована островодужная природа изученных образований, выполнен анализ фациальных условий накопления и особенностей геодинамического режима всех этапов формирования вулканогенно-осадочного комплекса в различных структурно-фациальных зонах.

Ключевые слова: верхнеюрско-нижнемеловые отложения, стратиграфия, геохимия, изотопное датирование, Олойская зона, западная Чукотка.

ВВЕДЕНИЕ

К Олойской зоне относится восточный фланг Алазейско-Олойской складчатой системы, охватывающий территорию правобережья р. Колымы от устья р. Омолон до верхних течений рр. Олой и Бол. Анюй [21, 24] (рис. 1). По современным представлениям, эта структура сформировалась в результате мезозойской коллизии Чукотского и Омолонского микроконтинентов и входит в состав так называемой «Колымской петли» или Колымо-Омолонского супертеррейна [6, 13, 14, 20 и др.]. Олойская зона включает серию палеозойско-раннемезозойских террейнов, перекрытых верхнеюрско-нижнемеловыми образованиями. В составе последних в различных соотношениях присутствуют вулканиты и морские терригенные осадки, этот комплекс отложений часто описывается как островодужный [6, 8, 12 и др.], а в ряде публикаций выделяется под названием Олойской дуги [14, 20, 33] или Олойского вулканического (вулканоплутонического) пояса [2, 18, 19, 23].

Строение и состав Олойской зоны изучались в ходе геолого-съёмочных работ 1960–1970-х годов геологами ПГО «Севостгеология» и Анюйской ГРЭ; основной объём знаний тех лет связан с именами М.Е. Городинского, В.В. Гулевича, Ю.М. Довгаля, Е.Ф. Дылевского, Э.С. Копытова, Б.Ф. Пальмского, К.В. Паракецова, В.Я. Радзивилла, А.Г. Сенотрусова, В.П. Фомина. Результаты этих работ отражены на изданных Госгеолкартах масштаба 1:200 000 и 1:1 000 000 и в кратких объяснительных записках к ним, но в развернутом объёме в открытой печати отсутствуют. Обобщение полученных данных, дополненное результатами собственных исследований, было выполнено позже в ходе тематических работ сотрудников производственных и научно-исследовательских организаций. Наиболее полный анализ строения и состава юрско-меловых отложений Олойской зоны выполнен Г.И. и К.В. Паракецовыми, собравшими богатый материал по стратиграфии и ископаемой фауне верхней юры и нижнего мела этой территории,

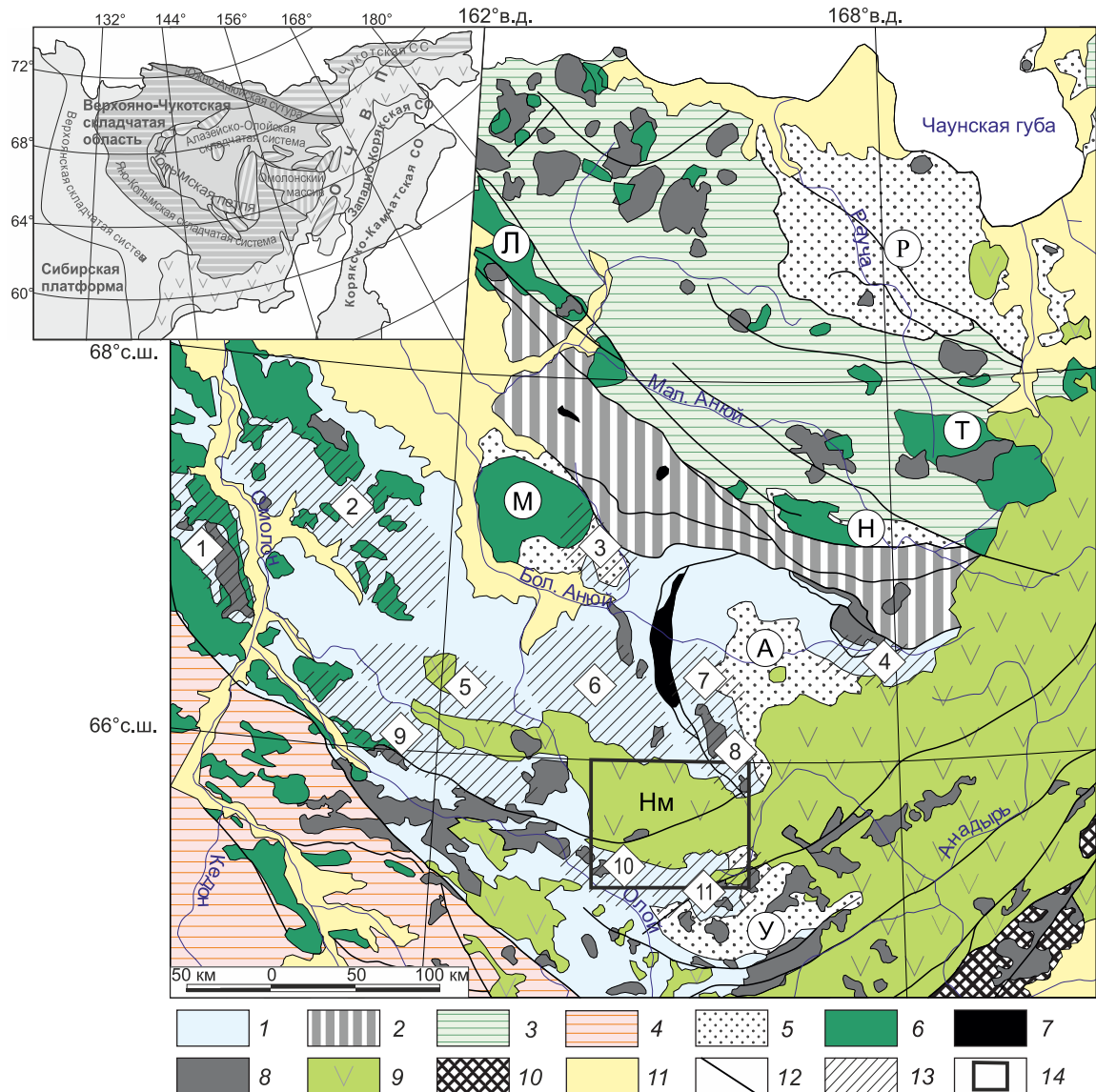


Рис. 1. Геолого-структурная схема Западной Чукотки (по [22], с уточнениями и дополнениями).

1–4 – фанерозойские комплексы тектонических зон Верхояно-Чукотской складчатой области: 1 – Олойской, 2 – Южно-Анхойской, 3 – Анхойской, 4 – Омолонского массива; 5 – позднеюрско-раннемеловые осадочные комплексы син- и постколлизийных впадин (Р – Раучанской, Н – Нутесьинской, А – Айнахургенской, У – Умкувеевской); 6 – вулканогенные комплексы раннемеловых наложенных впадин мезозой (Т – Тытыльвеевской, М – Мангазейской, Л – Лядиндянской); 7 – массивы позднепалеозойско-мезозойских альпинотипных гипербазитов; 8 – юрские и меловые plutонические комплексы; 9 – меловые вулканогенные комплексы Охотско-Чукотского пояса (Нм – Нембондинский прогиб); 10 – юрско-меловые вулканогенные комплексы Удско-Мургаляского пояса; 11 – кайнозойские рыхлые отложения; 12 – разрывные нарушения; 13 – элементы структурно-фациального районирования юрско-меловых отложений Олойской зоны по [10, 15] (структурно-фациальные зоны: 1 – Конгуин-Сиверская (Карбасская), 2 – Тополево-Кричалская (Хетачанская), 3 – Ангаро-Орловская, 4 – Яракваамская, 5 – Тантынская, 6 – Пеженско-Ненканская, 7 – Алучинская, 8 – Вукваамская, 9 – Право-Олойская (Олойчанская), 10 – Ильгувеевская (Верхне-Олойская), 11 – Умкувеевская); 14 – площадь доизучения (листы Q-58-XXI, XXII).

На врезке тектоническая схема Северо-Востока Азии (составлена по материалам [6, 17, 20, 33], тектонических схем Госгеолкарт масштаба 1:1 000 000 Верхояно-Колымской и Чукотской серий).

а также других районов Северо-Востока [10]. Эти материалы легли в основу современного структурно-фациального районирования юрско-меловых отложений и региональных стратиграфических схем этого периода [15]. Вопросы тектоники и магматизма Олойской

зоны изучались, главным образом, в связи с повышенным интересом к истории формирования смежной структуры – Южно-Анхойской складчатой системы, которая определяется сейчас как сутура, образованная при закрытии океанического бассейна, разделяв-

шего Азиатский и Северо-Американский континенты [6, 9, 12, 17–19, 25 и др.]. В наиболее ранних работах северо-восточные фланги Олойской зоны рассматривались в составе Южно-Анжуйской складчатой системы [3, 8, 11, 16], тогда же появилось и обоснование островодужной природы верхнеюрско-нижнемеловых образований района. Наиболее полная характеристика геологического строения этой территории и состава позднеюрско-раннемеловых магматических пород с генетической (геодинамической) интерпретацией приведена в монографии Б.А. Натальина [8]. Позднее анализ магматических формаций Алазейско-Олойской складчатой системы, их временной и пространственной эволюции и минерагении выполнен П.П. Лычагиным с соавторами [7], однако в силу масштаба обобщения эта работа не содержит сколько-либо детальной характеристики выделенных вулканических и плутонических формаций.

Материалы, полученные в ходе геолого-съемочных работ ранних лет изучения, а также обобщенные и проанализированные более поздними исследованиями по Олойской зоне и другим районам Северо-Востока, легли в основу региональных тектонических построений и геодинамических реконструкций [6, 12, 17, 33 и др.], в результате которых стало понятно, что именно в образованиях позднеюрско-раннемелового периода запечатлен важнейший этап развития Алазейско-Олойской складчатой системы и всего региона. Вместе с тем, вещественный состав этих образований освещен крайне скудно: петрохимическая характеристика вулканитов доступна в единичных публикациях [5, 8], а содержания редких элементов и абсолютный возраст этих пород современными методами вообще не изучались.

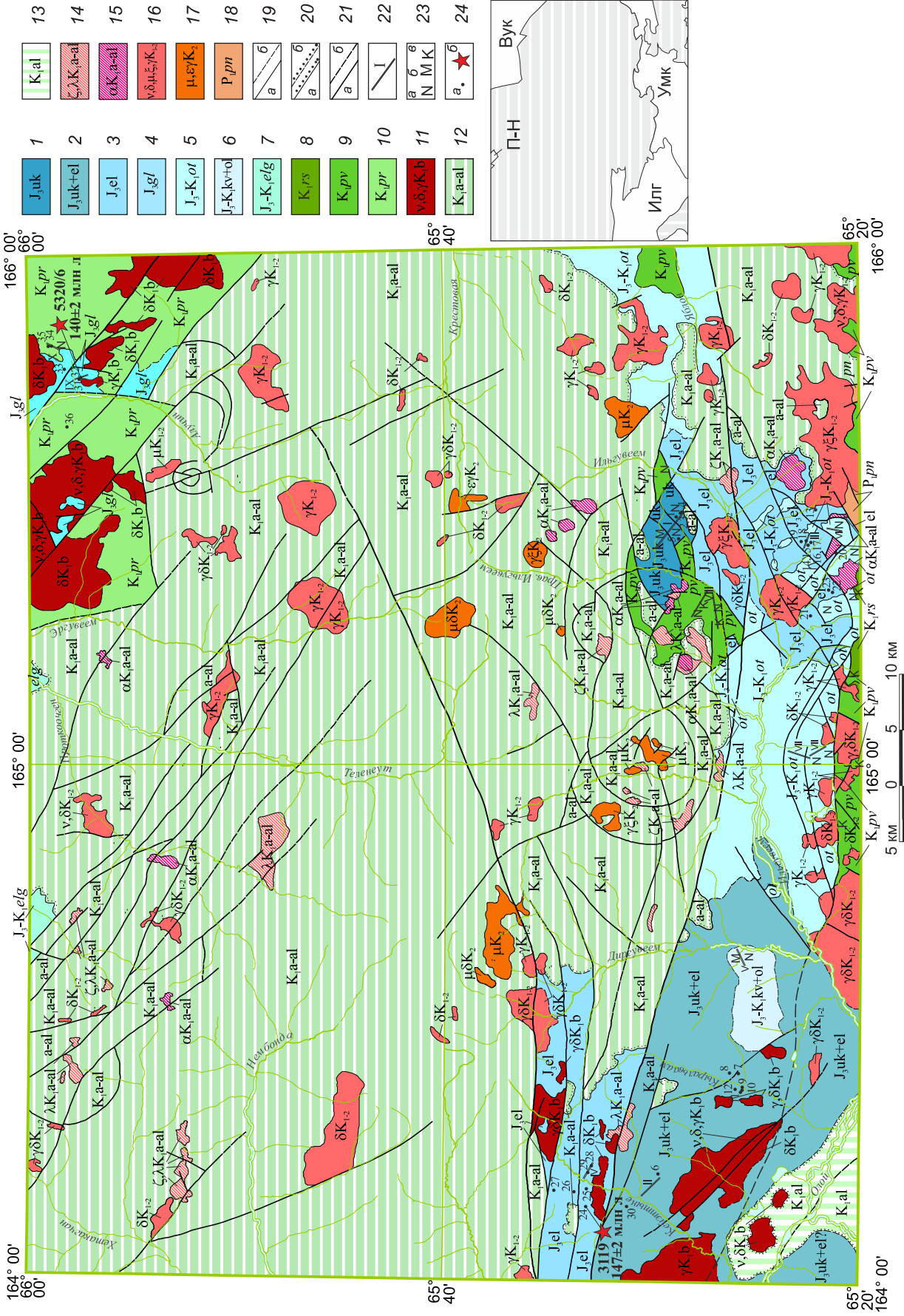
В 2019–2021 гг. в ФГБУ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) проводилось геологическое доизучение масштаба 1:200 000 Верхне-Олойской площади (листы Q-58-XXI, XXII), расположенной в восточной части Олойской зоны (рис. 1). В ходе работ получен значительный объем современных данных по геологическому строению данной территории, в том числе по стратиграфии, литологии, палеонтологии, петрографии, геохимии и возрасту верхнеюрско-нижнемеловых образований, легший в основу настоящей статьи. Геологическая карта площади составлена на основе собственных данных и материалов предшествующих съемок (Г.А. Поданева, 1964 г., К.В. Куликова, 1965, 1966, 1975 гг., Е.К. Зотова, 1965 г., Ю.И. Евстафьева, 1966, 1991 гг., Э.С. Копытова, 1981 г., В.П. Фомина, 1985 г.). Аналитические исследования выполнены на базе Центральной лаборатории и Центра изотопных исследований ВСЕГЕИ, а также ЦКП СВК-

НИИ ДВО РАН. Концентрации главных элементов получены рентгенофлуоресцентным методом на спектрометрах ARL-9800 и CPM-25; содержания FeO определены титрованием. Микрокомпонентный состав изучен методом ICP MS на спектрометрах Elan 6100, Agilent 7700. Изотопно-геохронологические исследования U-Pb методом по цирконам проведены на масс-спектрометре SHRIMP-II (аналитики А.Н. Ларионов, П.А. Львов). Палеонтологические определения выполнены В.А. Захаровым (ГИН РАН) и М.А. Алексеевым (ВСЕГЕИ).

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Площадь доизучения расположена в восточной части Олойской зоны и охватывает бассейны верхних течений рек Олой, Ильгудеем, Нембонда, Алучин, Теленеут и др. (рис. 1, 2). На большей части территории верхнеюрско-нижнемеловые отложения перекрыты апт-альбскими вулканитами Нембондинского прогиба, считающегося краевым ответвлением Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса (ОЧВП), возраст которого в основных структурах принят альбкампанским [1]. Образования Олойской зоны вскрываются в южной и северо-восточной частях территории. В соответствии с принятым структурно-фациальным районированием [15], южный участок выходов верхнеюрско-нижнемеловых отложений относится к Ильгудеевской и Умкувеевской зонам, северный – Пеженско-Ненканской и Вукваамской зонам.

Ильгудеевская структурно-фациальная зона сложена вулканогенно-осадочными отложениями кимериджского (уконская толща) и ранне-среднетитонского (эломская толща) возраста, сменяющимися вулканомиктовыми осадками поздне-титонского (корваваамская толща) и берриасского (оляканская толща) возраста (рис. 3). Нижние части разреза Умкувеевской зоны соответствуют ильгудеевским, но в пределах этой зоны осадкообразование продолжалось вплоть до готеривского века (в стратотипической местности до аптского времени): здесь наблюдается вулканомиктовый разрез, включающий осадки отелочной (верхняя часть титонского и нижняя часть берриасского яруса), росомашинской (берриасский ярус) и перевальнинской (верхи берриасского–нижняя часть готеривского яруса) свит. Разрез Вукваамской зоны на площади представлен только верхней частью, сложенной вулканогенными образованиями поздне-титонской глуховской и берриасской прозрачинской свит. Пеженско-Ненканская зона представлена небольшим фрагментом разреза титон-берриасской элгакчанской свиты, ее изучение в настоящей работе не проводилось.



Ильгувеемская и Умкувеемская структурно-фациальные зоны

Первоначально зоны были выделены и детально охарактеризованы Г.И. и К.В. Паракецовыми [10] под названиями Верхне-Олойская и Умкувеемская впадины, причем первая была описана как раннеорогенная структура, а вторая – как наложенная на нее позднеорогенная впадина. Приводимое ниже описание основывается на свитном делении, предложенном этими же исследователями при составлении региональных стратиграфических схем [15], и содержит характеристику подразделений, полученную авторами статьи при проведении геолого-съемочных работ 2019–2021 гг.

Ильгувеемская зона занимает юго-западный угол площади (правобережье рр. Ильгувеем и Олой). Выходы разбиты на серию тектонических блоков, в пределах которых породы залегают моноклинально. Нижняя часть разреза вскрывается на юге этой территории, где закартированы нерасчлененные отложения уконской и эломской толщ (среднее-нижнее течение рр. Кейэттыне и Кыральяваам), средняя (эломская толща) – на севере (верховье р. Кейэттыне), верхняя (корваваамская и оляканская толщ нерасчлененные) – на востоке (нижнее течение р. Диргувеем).

Умкувеемская зона распространена восточнее в бассейне р. Ильгувеем, где изучена весьма детально в ходе крупномасштабных геолого-съемочных работ 1982–1985 гг. (отв. исп. В.П. Фомин). В пределах этой площади охарактеризованы разрезы всех подразделений от кимериджского до готеривского ярусов.

Уконская толща наиболее детально изучена на территории Умкувеемской зоны в междуречье рр. Ильгувеем и Правый Ильгувеем (рис. 2, 3, прил. – разрез I), а на площади Ильгувеемской зоны закартирована совместно с эломской толщей, фрагменты

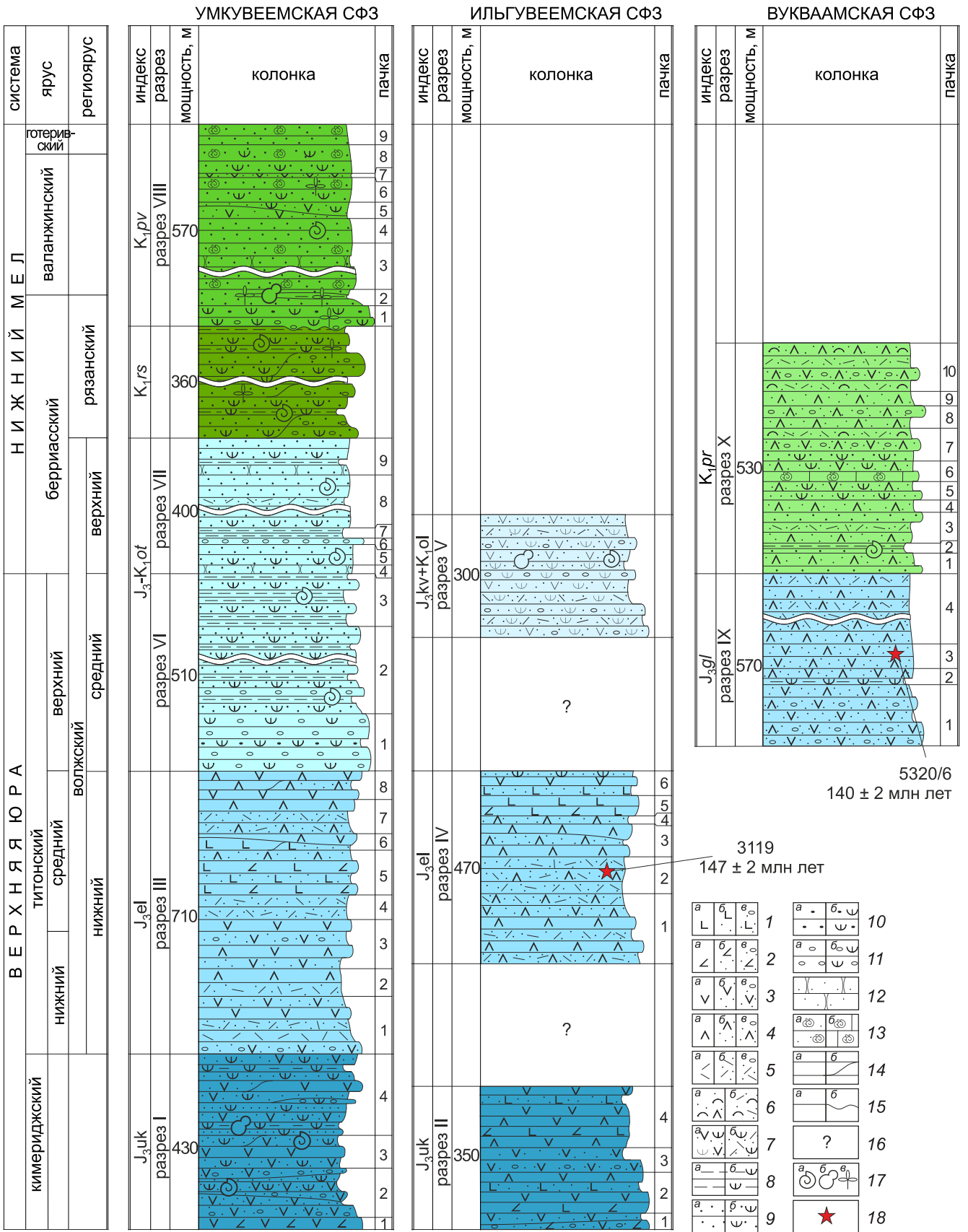
ее разреза изучены в среднем течении рр. Кейэттыне и Кыральяваам (правые притоки р. Олой) (рис. 2, 3, прил. – разрез II). Отложения представлены чередованием лав и туфов базальтового и андезитового состава, туфопесчаников и туфоалевролитов, доля вулканических пород максимальна в разрезе Ильгувеемской зоны, тогда как в Умкувеемской преобладают вулканогенно-осадочные породы. Выходы толщи имеют складчатое строение, осложнены разломами, нижняя граница не вскрыта; в соответствии с данными по смежной с юга территории предполагается ее согласное залегание на верхнеоксфордской наледнинской толще [10, 15]. Верхняя граница с образованиями эломской толщи, по данным тех же авторов, имеет согласный характер. На отдельных участках выходов толща с угловым несогласием перекрывается вулканитами апт-альбского возраста или альбскими терригенными отложениями. Породы прорываются интрузиями берриасского габбро-диорит-гранитового комплекса и апт-альбскими субвулканическими образованиями. Мощность уконской толщи оценивается 400–500 м [10, 15].

Петрофонд уконской толщи представлен эффузивными (лавы), пирокластическими (туфы, ксенотуфы, туффиты) и вулканогенно-осадочными образованиями. Коэффициент эксплозивности вулканических продуктов в пределах умкувеемской зоны близок к 40 %, в пределах ильгувеемской уменьшается до 10 %, доля вулканогенно-осадочных пород в разрезе толщи сокращается в этом же направлении. Среди эффузивов установлены базальты, андезибазальты, андезиты, реже дациандезиты и их субщелочные аналоги. Как правило, это мелкопорфировые породы с гиалопилитовой или интерсертальной основной массой, сформированной лейстами плагиоклаза с пере-

Рис. 2. Схема геологического строения Верхне-Олойской площади (листы Q-58-XXI,XXII) (по материалам ГДП-200, ВСЕГЕИ, 2021).

1–10 – верхнеюрско-нижнемеловые стратифицированные образования Олойской зоны: 1 – уконская толща, 2 – уконская и эломская толщ нерасчлененные, 3 – эломская толща, 4 – глуховская свита, 5 – отелочная свита, 6 – корваваамская и оляканская толщ нерасчлененные, 7 – элгакчанская свита, 8 – росомашинская свита, 9 – перевальнинская свита, 10 – прозрачнинская свита; 11 – раннемеловые интрузивные образования Олойской зоны: габбро-диорит-гранитовые плутонические комплексы берриаса; 12–13 – нижнемеловые стратифицированные образования ОЧВП: 12 – апт-альбские вулканические комплексы Нембондинской зоны, 13 – альбские вулканогенно-осадочные отложения Гытгытконской зоны; 14–17 – ранне- и поздне- меловые интрузивные образования ОЧВП: 14 – апт-альбские субвулканические образования кислого состава, 15 – апт-альбские субвулканические образования среднего состава, 16 – ранне-поздне- меловой габбро-диорит-гранитовый плутонический комплекс, 17 – поздне- меловой плутонический комплекс кварцевых монцонитов–умереннощелочных гранитов; 18 – выступы палеозойского фундамента, нижнепермская пенистая свита; 19–21 – геологические границы (а – наблюдаемые, б – предполагаемые); 19 – согласного залегания и интрузивные контакты, 20 – несогласного залегания, 21 – разрывные нарушения; 22–24 – фактический материал настоящего исследования: 22 – положение описанных разрезов (номера соответствуют представленным на рис. 3), 23 – районы сборов органических остатков (а – макрофауны, б – микрофауны, в – флоры), 24 – положение проб: а – геохимических (номера соответствуют номерам анализов в таблице 2), б – геохронологических (приведен номер пробы и результат датирования).

На врезке – схема районирования верхнеюрско-нижнемеловых образований, буквами обозначены структурно-фациальные зоны: П-Н – Пеженско-Ненканская, Вук – Вукваамская, Илг – Ильгувеемская, Умк – Умкувеемская.



менным количеством стекла, содержат вкрапленники плагиоклаза, в более основных разновидностях также авгита, реже ортопироксена, оливина; характерны зеленочаменные изменения различной интенсивности. Туфы отвечают породам среднего-основного состава, наиболее распространены литокластические псефитовые и пепловые разновидности. Они характеризуются преобладанием обломочной части с плохой сортировкой и различной степенью окатанности обломков. Литокласты часто имеют конформные очертания, среди них распространены обломки андезитов, реже базальтов. Для кристаллокласт отмечается хорошая сохранность и отсутствие следов переноса (идиоморфизм, удлиненная форма), преобладают зерна плагиоклаза, менее распространены пироксены. Цемент представлен вулканическим пеплом из частиц стекла, преобразованных в хлорит-гидрослюдистый агрегат. Ксенотуфы и туффиты отличаются меньшими размерами обломков, более пестрым их составом и большим количеством цемента; эпикласты по составу идентичны пирокластическим компонентам, характеризуются слабой и средней окатанностью и более значительными вторичными изменениями.

Туфотерригенные породы (туфопесчаники, туфогравелиты, туфоалевролиты) сложены вулканическим и пирокластическим материалом и содержат высокую долю пепла в цементе. Сортированность обломков плохая или средняя, резко преобладают обломки вулканитов среднего состава различной окатанности и степени изменения. Минеральные зерна представлены полевыми шпатами и кварцем, характерно присутствие неокатанных крупных лейст плагиоклаза пирокластического происхождения.

Фаунистическая характеристика уконской толщи получена в ходе геолого-съемочных работ 1982–1985 гг. (отв. исп. В.П. Фомин, определения выполнены Г.И. и К.В. Паракецовыми): в разрезах толщи установлены *Buchia mosquensis* (Buch.), *B. mosquensis paradoxa* (Sok.), *B. aff. rugosa* (Fisch.), *B. lindstroemi* (Sok.), *B. mosquensis tenuistriata* (Lah.), *B. rugosa stri-*

ata (Pavl.), *B. concentrica* (Sow.), *B. ex gr. concentrica* (Sow.), *Nuculoma cf. variabilis* (d'Orb.), *Meleagrinnella cf. ovaris* (Phill.), определяющими ее кимериджский возраст. Нашими работами в прослоях псаммитовых и алевритовых туффитов установлены *Buchia concentrica* (Sow.), *B. tenuistriata* (Lah.), *Isocyprina (Venericyprina?) birkelundi* (Für.), соответствующие кимериджскому ярусу (определения В.А. Захарова, ГИН РАН); в алевритовых туффитах диагностированы остатки раковин фораминифер *Trochammina cf. minutissima* (Dain), *T. cf. quinquelocularis* (Dain), *T. cf. kumaensis* (Levina), *Meandrospira* sp., *Sacamina* sp., *Geinizinita ex gr. nodulosa* (Furss. et Polen.), совокупность которых датирует породы ранним кимериджским веком (определения М.А. Алексеева, ВСЕГЕИ).

Эломская толща на площади Умкувеевской зоны обнажается в верховьях р. Ильгувеем (рис. 2, 3, прил. – разрез III), в пределах Ильгувеевской зоны – в верховьях р. Кейэтгыне (рис. 2, 3, прил. – разрез IV), а также в нижнем-среднем ее течении, где закартирована совместно с уконской толщей. В разрезе преобладают туфы риолитов и риодацитов, менее распространены туфы базальтов и андезитов, присутствуют прослой лав базальтов, андезитов и дацитов, на отдельных участках установлены прослой игнимбритовидных пород и спекшихся туфов кислого состава, в верхней части – прослой туфопесчаников. Нижняя граница толщи не обнажена, в соответствии с данными по смежной с юга территории [10, 15] предполагается ее согласный контакт с подстилающей уконской толщей. С перекрывающимися отложениями толща имеет согласные взаимоотношения: на площади Умкувеевской структурно-фациальной зоны задокументирована согласная граница с отелочной свитой, в пределах Ильгувеевской зоны предполагается согласный контакт с корваваамской толщей, описанный на смежной с запада территории [15]. На различных участках породы с размывом и угловым несогласием перекрываются вулканитами апт-альбского возраста. Выходы толщи имеют складчатое строение, на неко-

Рис. 3. Стратиграфические колонки Умкувеевской, Ильгувеевской и Вукваамской структурно-фациальных зон Верхне-Олойской площади.

1–5 – семейства вулканических пород (*a* – лавы, *б* – туфы алевритовые и псаммитовые, *в* – туфы псефитовые): 1 – базальты, 2 – андезибазальты, 3 – андезиты, 4 – дациты, 5 – риолиты; 6–7 – прочие разновидности вулканических и пирокластических пород: 6 – игнимбриты и спекшиеся туфы (*a* – дацитового, *б* – риолитового состава), 7 – ксенотуфы, туффиты (*a* – андезитового, *б* – риолитового состава); 8–13 – осадочные и вулканогенно-осадочные породы: 8 – алевролиты (*a*) и туфоалевролиты (*б*), 9 – песчаники (*a*) и туфопесчаники (*б*), 10 – гравелиты (*a*) и туфогравелиты (*б*), 11 – конгломераты (*a*) и туфоконгломераты (*б*), 12 – известковистые песчаники, 13 – ракушняки (*a* – с песчаным матриксом, *б* – с карбонатным матриксом); 14 – границы напластования (*a*) и фациальные переходы внутри подразделений (*б*); 15 – взаимоотношения подразделений: стратиграфические согласные (*a*), стратиграфические несогласные (*б*); 16 – интервал не наблюдался; 17 – места сборов органических остатков (*a* – макрофауны, *б* – микрофауны, *в* – флоры); 18 – положение проб на абсолютный возраст, их номер и результат датирования. Изломанный контур по правой стороне колонки отражает устойчивость пород, «разрывы мощности» применены для литологически однородных интервалов. Номера разрезов соответствуют показанным на рис. 2, номера пачек – описанным в приложении.

торых участках интенсивно тектонизированы, вмещают массивы берриасских и альб-сеноманских гранитоидов и апт-альбских субвулканических образований. Мощность толщи, согласно региональным стратиграфическим схемам, составляет 500–750 м [15].

В составе эломской толщи изученной территории резко преобладают вулканогенные породы, преимущественно туфы кислого и среднего состава с прослоями лав (коэффициент эксплозивности до 70 %), хотя в стратотипической местности (Право-Олойская (Олойчанская) зона) в разрезе распространены вулканомиктовые и вулканогенно-осадочные породы [10, 15].

Среди туфов выделяются псефитовые лито- и кристаллолитокластические и пепловые кристалло-витрокластические разновидности. Компонентами кислых туфов являются литокласты риолитов или риодацитов, реже обломки пемзы, витрокласты рогульчатой формы, кристаллокласты плагиоклаза, калиевого полевого шпата, кварца, иногда роговой обманки, в ксенотуфах также присутствуют эпикласты лав основного-среднего состава, алевролитов, алевропесчаников; игнимбритовидные породы отличаются присутствием фьямме. Цемент состоит из частиц девитрифицированного стекла, обычно слабо пелитизирован и серицитизирован. Туфы среднего и основного состава содержат литокласты базальтов, андезибазальтов, андезитов, реже дацитов, витрокласты, кристаллокласты плагиоклаза и клинопироксена. Цемент состоит из пепловых частиц стекла, интенсивно хлоритизированных.

Эффузивы эломской толщи определяются как дациты, риодациты, риолиты, андезиты, андезибазальты и их субщелочные разновидности. Наиболее распространены вулканы кислого и умеренно кислого состава, они имеют мелкопорфировую структуру с фельзитовой или гиалопилитовой основной массой, массивную и линзовидно-флюидальную текстуру. Основная масса сложена девитрифицированным вулканическим стеклом с микролитами плагиоклаза, вкрапленники представлены плагиоклазом, единичными зернами биотита, кварца, редко пироксена. Андезибазальты и андезиты имеют мелкопорфировую структуру с гиалопилитовой, микролитовой, интерсертальной основной массой, состоящей из лейст и микролитов плагиоклаза, подчиненных количеств пироксена и хлоритизированного стекла. Вкрапленники представлены плагиоклазом, в меньшей степени клинопироксеном.

Туфопесчаники содержат слабо окатанные литокласты андезитов, базальтов, риолитов и риодацитов, деформированные, часто конформные обломки туфов и осадочных пород, в меньшем количестве

присутствуют обломки плагиоклаза, реже калиевого полевого шпата, кварца, клинопироксена, эпидота. Матрикс пелитовый хлорит-гидрослюдистый.

Фаунистические находки в отложениях эломской толщи в пределах территории доизучения отсутствуют. На смежной с юга площади, по данным В.П. Фомина (1985 г.), в прослоях туфоаргиллитов установлена фауна *Buchia* aff. *mosquensis* (Buch.), *B. cf. piochii* (Gabb), *B. orbicularis* (Hyatt)? (определения К.В.Паракецова), характерная для титонского яруса. Сборы в стратотипической местности (руч. Широкий, левый приток р. Олойчан (Право-Олойская (Олойчанская) структурно-фациальная зона) включали *Buchia* cf. *mosquensis* (Buch.), *B. aff. rugosa* (Fisch.), *B. aff. lindstroemi* (Sok.), *B. piochii* (Gabb), которые датируют отложения ранним-средним титонским веком [15].

U-Pb-датирование цирконов из пробы туфа трахириолита эломской толщи Ильгудеевской зоны, отобранной в верховьях р. Кейэтгыне (проба 3119), показало конкордантный возраст 147 ± 2 млн лет, что соответствует позднетитонскому времени (табл. 1, рис. 4). Это значение несколько моложе возрастного диапазона эломской толщи, определенного в региональных стратиграфических схемах, и, вероятно, отражает возрастное скольжение границ толщи в различных структурно-фациальных зонах.

Корваваамская и оляканская толщи на площади распространены ограниченно. Условно к ним отнесены выходы вулканогенно-осадочных пород в восточной части Ильгудеевской зоны, изученные по левобережью р. Диргудеев, однако в силу слабой обнаженности разрез этих образований составлен схематично (рис. 2, 3 – разрез V). В разрозненных коренных выходах в грубом переслаивании здесь установлены туффиты среднего (преобладают) и кислого состава, туфопесчаники, туфогравелиты и более редкие туфы андезитов, общая мощность отложений не менее 300 м.

Наиболее распространены псаммитовые и псефито-псаммитовые туффиты массивные и неяснослоистые. Среди обломочных компонентов в них преобладают литокласты андезитов и риолитов, обычно без четких очертаний, конформные, иногда частично резорбированные; среди кристаллокластов устанавливаются плагиоклаз и кварц. Сортированность обломков средняя, в слоистых разновидностях хорошая, окатанность плохая, цемент пелитовый хлорит-гидрослюдистый. Туфопесчаники и туфогравелиты также имеют массивную и неяснополосчатую текстуру, от туффитов отличаются большей степенью окатанности обломков и более пестрым их составом, в котором наряду с вулканиками, присутствуют терригенные породы, а также более высоким содержанием цемента.

Таблица 1. Результаты U-Pb датирования циркона из вулканитов Олойской зоны

Spot	$^{206}\text{Pb}_c$ %	U ppm	Th ppm	$^{206}\text{Pb}^*$ ppm	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ возраст. млн лет	Total $\frac{^{238}\text{U}}{^{206}\text{Pb}}$	1 σ ± %	Total $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	1 σ ± %	(1) $\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$	1 σ ± %	(1) $\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$	1 σ ± %	err. corr.
Проба 3119, туф трахириолита, эломская толща, Ильгвеевская зона															
2.1	0.46	943	677	0.74	18.4	144.1 ± 2.7	44.03	1.9	0.05434	1.6	0.158	3.3	0.02261	1.9	0.575
1.1	0.00	496	326	0.68	9.64	144.2 ± 2.7	44.21	1.9	0.04832	1.9	0.1507	2.7	0.02262	1.9	0.711
4.1	0.34	274	164	0.62	5.41	145.8 ± 2.8	43.56	2	0.0516	2.4	0.1542	4.6	0.02288	2	0.432
6.1	0.16	273	168	0.64	5.39	146.5 ± 2.9	43.44	2	0.0496	2.5	0.153	3.7	0.02298	2	0.537
10.1r	0.00	467	256	0.57	9.26	147.2 ± 2.8	43.3	2	0.04795	2	0.1527	2.8	0.02309	2	0.707
8.1	0.11	869	575	0.68	17.3	147.8 ± 2.8	43.06	1.9	0.04971	1.4	0.1561	2.6	0.0232	1.9	0.728
5.1	0.00	327	221	0.70	6.57	149.1 ± 2.9	42.73	2	0.0497	2.3	0.1605	3	0.0234	2	0.658
3.1	0.11	384	265	0.71	7.75	149.4 ± 2.9	42.6	1.9	0.0483	2.1	0.1531	3.1	0.02344	1.9	0.617
7.1	0.06	676	553	0.85	14.4	157.5 ± 3	40.41	1.9	0.04868	1.7	0.1642	2.6	0.02473	1.9	0.731
10.1	0.88	953	723	0.78	21.3	164.2 ± 3.1	38.43	1.9	0.0562	4	0.175	5.8	0.02579	1.9	0.334
9.1	0.00	531	373	0.73	12.2	169.4 ± 3.3	37.55	1.9	0.04843	1.9	0.1778	2.7	0.02663	1.9	0.715
11.1r	0.34	308	161	0.54	8.83	210.8 ± 4.3	29.99	2	0.0536	2.9	0.233	4.8	0.03323	2.1	0.432
Проба 5320/6, туф дациандезита, глуховская свита, Вукваамская зона															
11.1	0.53	152	43	2.77	0.30	135 ± 4	47	2.7	0.0498	3.1	0.133	6.2	0.0212	2.7	0.4
9.1	1.05	180	70	3.29	0.40	136 ± 3	47	2.1	0.0496	2.8	0.121	7.6	0.0212	2.1	0.3
3.1	0.61	353	175	6.44	0.51	136 ± 4	47	2.9	0.0514	2.0	0.136	4.8	0.0213	2.9	0.6
17.1	1.62	201	89	3.67	0.46	136 ± 5	46	3.4	0.0483	2.7	0.103	10.4	0.0213	3.4	0.3
8.1	0.44	196	71	3.6	0.37	136 ± 4	47	2.6	0.0497	2.7	0.136	5.2	0.0213	2.7	0.5
15.1	0.34	443	184	8.14	0.43	136 ± 4	47	2.7	0.0496	1.8	0.138	3.9	0.0214	2.7	0.7
12.1	0.62	177	60	3.27	0.35	137 ± 2	46	1.8	0.0502	2.9	0.134	5.8	0.0215	1.8	0.3
10.1	0.18	203	78	3.78	0.40	138 ± 4	46	2.8	0.0487	2.8	0.141	4.5	0.0216	2.8	0.6
2.1	0.25	459	233	8.63	0.52	140 ± 4	46	2.7	0.0502	1.8	0.145	3.6	0.0219	2.7	0.7
1.1	0.54	168	105	3.18	0.65	140 ± 3	45	1.8	0.0503	3.0	0.139	5.7	0.0220	1.8	0.3
16.1	0.59	224	230	4.24	1.06	140 ± 5	45	3.9	0.0487	2.5	0.133	6.2	0.0220	3.9	0.6
13.1	0.93	150	103	2.86	0.71	141 ± 4	45	2.8	0.0507	3.0	0.132	7.7	0.0222	2.8	0.4
5.1	1.16	176	97	3.36	0.57	142 ± 3	44	1.8	0.0611	2.5	0.159	6.3	0.0223	1.8	0.3
7.1	0.10	407	225	7.8	0.57	142 ± 4	45	2.6	0.0490	1.8	0.148	3.4	0.0223	2.6	0.8
4.1	1.24	207	148	3.98	0.74	142 ± 4	44	3.0	0.0489	2.7	0.120	8.3	0.0223	3.0	0.4
14.1	2.47	91	54	1.76	0.61	144 ± 3	43	1.8	0.0746	3.1	0.171	11.0	0.0226	1.9	0.2
6.1	0.50	204	191	3.99	0.97	145 ± 4	44	2.7	0.0501	2.6	0.145	5.3	0.0228	2.7	0.5

Примечание. SHRIMP-II, ЦИИ ВСЕГЕИ. (1) – скорректированные на ^{204}Pb изотопные отношения.

В слоях туфопесчаников установлена фауна плохой сохранности *Buchia* ex gr. *volgensis* (Lah.), датирующая эти отложения ранним берриасским веком (определения В.А. Захарова, ГИН РАН), а также многочисленные раковины фораминифер *Trochammina* aff. *anabarensis* (Mjatl.), единичные *Verneuilinoides* cf. *pseudominuskulus* (Bystr.), *Gaudryina* cf. *gerkei* (Vass.), *Textularia densa* (Hoffman), *Ammobaculites* cf. *malodushensis* (Akim.), *Citarina* sp., имеющих берриас-готеривское распространение (определения М.А. Алек-

сеева, ВСЕГЕИ). Палеофаунистические определения предшествующих лет включали *Taimyrothyris* cf. *cropotkini* (Moiss), *Ptilorhynchia* aff. *obscuricostata* (Dagys), *Meleagrinnella* sp. indet., *M.* aff. *ovalis* (Phyll.), *Buchia* sp. indet., *Chlamys* (*Aequipicten*?) aff. *perrarus* (Zakh.), *Pectinidae* gen. indet., *Gastropoda* gen. indet., *Phylloceras* sp. indet., *Gresslya* aff. *concentrica* (Ag.), *Pleuromya* sp. indet., *Bivalvia* gen. indet, определяющие позднеюрско-берриасский диапазон (заключение К.В. и Г.И. Паракецовых по сборам К.Б. Куликова, 1969 г.).

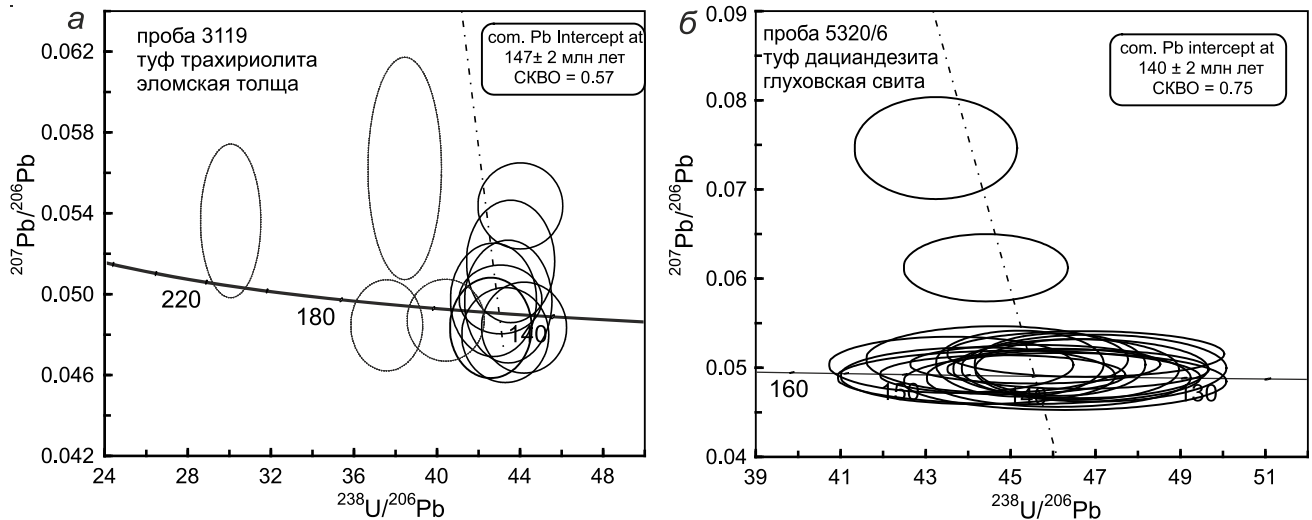


Рис. 4. Результаты U-Pb датирования циркона из вулканических пород Олойской зоны на диаграммах с конкордиями. Эллипсы показывают изотопные отношения в индивидуальных кристаллах циркона, с учетом погрешности. Возраст рассчитан по хорде к изотопному отношению обыкновенного свинца, такие же значения показывают средневзвешенные $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возрасты.

Отелочная свита выделена в разрезе Умкувемской зоны, где обнажается в бассейне верхних течений рр. Ильгувеем и Яблон. Сложена мелководными терригенными осадками и имеет двучленное строение. Нижняя часть разреза задокументирована на водоразделе верхних течений руч. Крыло и Клин (левые притоки р. Ильгувеем) (рис. 2, 3, прил. – разрез VI), верхняя часть изучена в бассейне р. Росомаха (левый приток р. Ильгувеем) (рис. 2, 3, прил. – разрез VII). Свита залегает трансгрессивно на эломской толще и согласно перекрывается терригенной росомашинской свитой [15]. Выходы имеют складчатое строение, прорваны апт-альбскими субвулканическими образованиями среднего и кислого состава и интрузиями гранитоидов альб-сеноманского возраста.

Разрез свиты повсеместно начинается с мощной (100–150 м) пачки средне- и мелкогалечных конгломератов (фангломератов) и гравелитов. Основной объем свиты сложен средне- и мелкозернистыми вулканомиктовыми песчаниками и туфопесчаниками и содержит отдельные прослои гравелитов и конгломератов, а также пачки флишоидного переслаивания мелкозернистых песчаников и алевролитов. Такие пачки имеют характерный полосчатый облик и косую слоистость, сформированную слоями светло-зеленых вулканомиктовых песчаников (алевропесчаников) и темно-серых алевролитов (аргиллитов). Мощность флишеподобных пачек достигает первых десятков метров, они перемежаются с пачками монотонных средне- и мелкозернистых вулканомиктовых песчаников и туфопесчаников. Конгломераты и гравелиты наиболее распространены в нижней части свиты, где образуют

пачки мощностью до десятков метров, выше их мощность и частота встречаемости постепенно уменьшаются. В целом вверх по разрезу увеличивается доля тонкозернистых разновидностей, а также появляются прослои известковистых песчаников. Общая мощность отложений 910 м; возможно эта оценка завышена из-за складчатых деформаций толщи, вероятны также вариации мощностей отдельных пачек на различных участках.

При петрографическом изучении пород устанавливается их вулканомиктовый состав и частая примесь синхронной пирокластики. Оценка количеств этой примеси затруднительна, по этой причине отнесение породы к вулканомиктовым песчаникам (гравелитам, алевролитам), либо к туфопесчаникам (туфогравелитам, туфоалевролитам) достаточно условно. Разновидности пород схожи по составу породообразующих компонентов и различаются их размерностью и соотношениями. Вулканомиктовый материал незрелый, плохой и средней степени сортированности, как правило не окатан или плохо окатан, встречаются более крупные зерна средней и хорошей окатанности. В псаммитовых и алевролитовых разновидностях часто наблюдается градиционная параллельная и косо-волнистая слоистость со следами взмучивания и глинистыми окатышами, тогда как в пачках конгломератов и гравелитов слоистость не устанавливается. Среди породообразующих компонентов грубозернистых отложений преобладают литокласты вулканитов среднего и кислого состава, встречаются единичные обломки гранитоидов; в псефитовых разновидностях также присутствуют литокласты терригенных пород – туфо-

алевролитов и туфоаргиллитов, часто с растительным детритом. Мономинеральные зерна более распространены в алевролитах, среди них преобладают плагиоклаз и кварц, реже встречается пироксен. Пирокластический материал фиксируется в виде вулканического пепла в составе цемента, превращенного в хлорит-гидрослюдистый агрегат, реже в виде отдельных прослоев, а также витрокласт конформных очертаний и идиоморфных неокатанных кристаллокласт плагиоклаза. Известковистые песчаники по составу обломочной части тождественны вулканомиктовым разновидностям, отличаются высокой долей вторичного железистого карбоната в цементе. Тонкозернистые породы часто кливажированы, содержат тонкорассеянный растительный детрит, образующий скопления по слоистости и кливажу.

В предшествующих работах [10] отложения нижней части свиты охарактеризованы богатым комплексом фаунистических остатков верхнететонского подъяруса: *Buchia fischeriana* (d'Orb.), *B. piochii* (Gabb), *B. cf. mosquensis* (Buch), *B. cf. rugosa* (Fisch.), *B. flexuosa* (Parak.), *B. ex gr. lahusei* (Pavl.); в песчаниках верхней части собрана фауна *Buchia cf. flexuosa* (Parak.), *B. cf. russiensis* (Pavl.), *B. cf. tenuicollis* (Pavl.), *B. cf. terebratuloides* (Lah.), *B. aff. trigonoides* (Lah.), *B. ex gr. fischeriana* (d'Orb.), *B. circula* (Parak.), характеризующая нижнюю часть берриасского яруса. Собственные сборы включили образцы *Buchia ex gr. fischeriana* (d'Orb.), *B. unshensis* (Pavl.), *B. ex gr. unshensis* (Pavl.), *B. fischeriana* (d'Orb.), *B. russiensis* (Pavl.), *B. ex gr. terebratuloides* (Lah.), *B. ex gr. piochii* (Gabb), определяющие этот же возрастной диапазон (заклЮчение В.А. Захарова, ГИН РАН).

Росомашинская свита распространена крайне ограниченно на юге площади в верховьях рр. Караульная и Левый Ильгувеем (левые притоки р. Ильгувеем). На смежной с юга территории согласно перекрывает отелочную свиту, граница с которой биостратиграфическая, верхний контакт с отложениями перевальнинской свиты также согласный [15]. Разрез представлен вулканомиктовыми осадками с примесью пирокластики и со следами органики. В бассейне р. Караульной наблюдаются крупно- и среднезернистые гравелитистые туфопесчаники и туфоалевролиты, восточнее (правобережье р. Лев. Ильгувеем) большее распространение имеют мелкозернистые туфопесчаники и туфоалевролиты. Переслаивание пород грубопластовое, линзовидное, без резких границ. По данным предшествующих работ (В.П. Фомин, 1985 г.), мощность свиты на площади достигает 360 м.

Туфотерригенные породы имеют массивную или слоистую текстуру, псефито-псаммитовую (туфопес-

чаники) и псаммо-алевритовую (туфоалевролиты) структуру. По составу породообразующих компонентов породы однотипны, но для псаммитовых разновидностей характерно резкое преобладание литокласт в обломочной части и незначительное количество матрикса, а в алевритовых также распространены мономинеральные зерна и отмечается более высокое содержание цемента. Сортированность обломков плохая, окатанность отсутствует или плохая. Преобладают обломки вулканитов среднего, кислого, реже основного состава, менее распространены фрагменты туфов, туфотерригенных пород и гранитов. Литокласты туфов обычно не имеют четких очертаний, они занимают конформное положение; туфоаргиллиты и туфоалевролиты в обломках содержат большое количество углистого детрита. Мономинеральные зерна представлены плагиоклазом, преимущественно вулканогенного облика (мелкие удлиненные неокатанные лейсты) и угловатыми обломками кварца. Матрикс пелитовый хлорит-гидрослюдистый, участками развит вторичный карбонатный цемент. Органическое вещество наблюдается в виде тонкорассеянного углефицированного растительного детрита, похожего на обрывки коры хвойных деревьев, и скоплений различной формы, преимущественно нитевидных, в тонкозернистой части осадков.

По комплексу фауны, включающему *Buchia okensis* (Pavl.), *B. volgensis* (Lah.), *B. cf. bulloides* (Lah.), *B. aff. krotovi* (Pavl.), *B. cf. jasikovi* (Pavl.), *B. terebratuloides* (Lah.), *B. unshensis* (Pavl.) возраст свиты принят в объеме средней части берриасского яруса (по данным геолого-съёмочных работ 1982–1985 гг., отв. исп. В.П. Фомин, определения Г.И. и К.В. Паракецовых). Собственные сборы включают образцы *Buchia unshensis* (Pavl.), *B. cf. fischeriana* (d'Orb.), *B. russiensis* (Pavl.), определяющие тот же возрастной диапазон (определения В.А. Захарова, ГИН РАН).

Перевальнинская свита завершает морской терригенный разрез Умкувеемской зоны на изученной территории. Отложения распространены в бассейне р. Правый Ильгувеем (рис. 2, 3, прил. – разрез VIII) и в верховьях рр. Яблон и Умкувеем. Залегают с локальным размывом на породах росомашинской свиты, в стратотипической местности (р. Перевальная, правый приток р. Умкувеем) согласно перекрываются терригенными осадками гытгытконской свиты, граница с которой проводится по резкому и полному исчезновению бухий [15]. Мощность отложений более 570 м.

В основании разреза свиты залегают пласт средне-крупногалечных конгломератов, мощностью 50–100 м, который, по данным геолого-съёмочных работ (В.П. Фомин, 1985 г.), резко выклинивается к югу, переходя в мелкообломочные породы. Вверх по разре-

зу конгломераты сменяются грубозернистыми, часто гравелитистыми песчаниками и туфопесчаниками с прослоями углистых туфоалевролитов и андезитовых туффитов. Характерной особенностью нижней части разреза являются включения углефицированных стволов деревьев и более мелкого растительного детрита, в т.ч. в виде послойных скоплений. Основной объем свиты представлен вулканомиктовыми песчаниками и туфопесчаниками с прослоями известковистых песчаников, реже туфов и туффитов андезитового состава. Здесь обнаруживаются многочисленные остатки раковин двустворок, в отдельных частях разреза (преимущественно в нижней половине) совместно с ними имеются находки палеофлоры. По всему разрезу встречаются маломощные (10–50 см) прослои песчаных ракушняков, количество и мощность которых нарастают к верхней части. Взаиморасположение и сохранность раковин в этих слоях свидетельствуют об их захоронении в прибойной зоне.

Гравелиты и конгломераты мелко-, крупнопсефитовые (валунные) с алевро-псаммитовой, алевропелитовой основной массой. Породообразующие компоненты представлены преимущественно обломками пород, а также зернами кварца и полевых шпатов. Сортированность обломков плохая, окатанность отсутствует, реже средняя. Среди литокласт преобладают вулканиты среднего и кислого состава, менее распространены обломки туфоалевролитов, гранитов и вулканитов основного состава, встречаются литокласты без четких очертаний, занимающие конформное положение. Обломки туфотерригенных пород содержат большое количество углистого детрита, часто окварцованы, реже кливажированы. Вулканомиктовые песчаники и туфопесчаники имеют аналогичный состав кластической части, обломки отличаются лучшей сортированностью и окатанностью, более высоким содержанием и разнообразием мономинеральных компонентов, среди которых встречаются кварц, полевые шпаты, пироксены, роговая обманка, единичные зерна биотита. Вулканомиктовые и туфотерригенные разновидности разделяются условно по содержанию синхронной пирокластике, наиболее высокие ее количества характерны для туффитов.

Возраст отложений принят позднеберриаским–раннеготеривским по комплексу двустворок *Buchia* cf. *crassicolis* (Keys.), *B. sublaevis* (Keys.), *B. crassa* (Pavl.), *B. aff. uncitoides* (Pavl.), *B. keyserlingi* (Traut.), *B. cf. robusta* (Pavl.), *B. cf. nuciformis* (Pavl.), *B. volgensis* (Lah.), *B. cf. okensis* (Pavl.), *B. sibirica* (Sok.), *B. inflata* (Toula), *Jnoceramus* sp. indet., собранному в стратотипической местности (р. Перевальная) [15]. Собственные сборы включают многочисленные находки *Buchia sublaevis* (Keys.), *B. inflata* (Lah.), со-

ответствующие валанжинскому ярусу (определения В.А. Захарова, ГИН РАН).

Вукваамская структурно-фациальная зона

Вукваамская зона занимает северо-восточную часть площади в междуречье средних-верхних течений рр. Вукваам и Алучин. Она описана Г.И. и К.В. Паракецовыми [10] как раннеорогенная впадина, сложенная образованиями оксфорд-титонского возраста. На изученной территории обнажается крайняя южная часть этой зоны, сложенная осадками глуховской и прозрачинской свит.

Глуховская свита распространена ограниченно на правобережье верхнего течения р. Алучин, изучена по бортам руч. Сабля (правый приток р. Алучин), где вскрыта верхняя часть ее разреза (рис. 2, 3, прил. – разрез IX). Согласно налегает на кимеридж-нижнетионскую вукваамскую свиту (на площади не вскрыта, контакт описан севернее Э.С. Копытовым, 1981 г.) и согласно перекрывается прозрачинской свитой берриасского яруса. Породы залегают моноклинально, осложнены разрывными нарушениями, вмещают интрузии берриасского габбро-гранодиорит-гранитового комплекса. Мощность вскрытой части отложений 570 м.

Основу разреза составляют туфы среднего-кислого состава различной зернистости, встречены единичные прослои туфов андезибазальтов. Преобладают алевро-псефитовые разновидности часто линзовидно-слоистой текстуры за счет линзовидных пепловых обособлений среди грубообломочного материала. Изредка наблюдаются прослои тонкослоистых алевролитов с мелкими линзами и слойками туфового материала.

Наиболее распространены туфы риолитов и риодацитов алевро-псефитовые кристаллолитокластические массивные и линзовидно-слоистые, состоящие из литокласт вулканитов кислого, реже среднего состава, кристаллокласт плагиоклаза, реже кварца и биотита и связующей стекловатой массы. Обломочный материал часто имеет оплавленные контуры, сливающиеся с микролитовым стекловатым матриксом (спекшиеся туфы). Туфы андезитов и дациандезитов отличаются более основным составом литокласт, присутствием кристаллокласт среднего плагиоклаза, иногда роговой обманки, а также характерными для андезитов зеленоцветными изменениями. Алевролиты характеризуются косослоистой, линзовидно-слоистой текстурой, сложены тонкозернистым интенсивно пелитизированным кварц-полевошпатовым агрегатом с линзовидными выделениями хлорита.

Сборы фауны были выполнены на смежной с севера территории в ходе геолого-съемочных ра-

бот 1978–81 гг. и включали комплекс *Buchia* cf. *circula* (Parak.), *B.* cf. *flexuosa* (Parak.), *B.* cf. *fischeriana* (d'Orb.), *B.* cf. *tenuicollis* (Pavl.), *B. krotovi* (Pavl.), *B. terebratuloides* (Lah.), *B. mosquensis* (Buch.), определяющий позднетитонско-берриасский возрастной диапазон (Э.С. Копытов, 1981 г.). С позднетитонской глуховской свитой данные отложения были соотнесены при составлении Госгеолкарты масштаба 1:1 000 000 [4] на основании их положения в нижней части позднетитонско-берриасского стратона.

U-Pb датирование циркона из пробы туфа дациандезита (проба 5320/6) показало средневзвешенное значение 140 ± 2 млн лет (табл. 1, рис. 4), что приближается, с учетом ошибки, к границе титонского и берриасского ярусов по международной хроностратиграфической шкале [27].

Прозрачинская свита согласно сменяет глуховскую свиту по правобережью рр. Алучин. Нижняя часть разрез свиты вскрыта на водоразделе руч. Сабля и Заросший (правые притоки р. Алучин) (рис. 2, 3, прил. – разрез X), верхняя часть описана на смежной с севера территории. Залегание моноклиальное, породы вмещают тела гранитоидов габбро-гранодиорит-гранитового комплекса берриасского возраста. Мощность вскрытой на площади части свиты 530 м, общая мощность, по данным предшествующих геолого-съёмочных работ, более 900 м (Э.С. Копытов, 1981 г.).

Свита характеризуется преобладанием туфов кислого и умеренно кислого состава при подчиненном количестве туфотерригенных образований. Характерен слоистый облик отложений, создающийся переслаиванием, иногда сантиметровой мощности, пирокластических пород различной зернистости: алевроитовых, псаммитовых, псаммито-псефитовых и алевро-псефитовых. Преобладают туфы дацитов и риолитов, туфы среднего состава обычно встречаются в виде одиночных прослоев метровой мощности. В верхней части разреза присутствуют спекшиеся туфы и ингмбритовидные туфы кислого состава. Осадочные и вулканогенно-осадочные (туфотерригенные) породы имеют подчиненное распространение, среди них установлены туфопесчаники, вулканомиктовые песчаники и алевролиты, находящиеся в переслаивании с туфами; в нижней части разреза также встречаются маломощные (до 0.3 м) прослои органогенных известняков. С ними, а также с пачками вулканомиктовых песчаников и алевролитов нижней части разреза, реже туфов, связаны находки раковин двустворок. В алевролитах верхней части разреза установлены фрагменты углефицированной флоры (по данным Э.С. Копытова, 1981 г.).

Составы туфогенных пород соответствуют риолитам, риодацитам, дацитам, реже андезитам, что

определяется составом формирующих их литокласт и вулканического пепла. Наиболее распространены туфы кислого и умеренно кислого состава алевропсефитовые кристаллолитокластические массивной, реже тонкослоистой текстуры. Литокласты представлены обломками риолитов, реже более основных лав, ксеноморфными фрагментами пемзы, распространены линзовидные, метельчатые, струйчатые обособления пелитизированного стекла. Среди кристаллокластов устанавливаются лейсты альбита, редкие зерна калиевого полевого шпата, оскольчатый кварц, фрагменты чешуек биотита, измененные зерна клинопироксена и амфибола. Ингмбриты того же состава содержат линзовидные, слабо изогнутые фьямме. Матрикс пород пепловый, участками тонкофлюидальный с рогульками стекла, местами замещенный хлорит-каолин-гидрослюдистой массой, в спекшихся туфах раскристаллизован в кварц-полевошпатовый микролитовый и фельзитовый агрегат, в котором плохо различим обломочный материал. Туфы андезитов и дациандезитов отличаются преобладанием обломков вулканитов среднего состава, более основным составом плагиоклаза кристаллокласт и характеризуются зеленоцветными вторичными изменениями. Туффиты близки к туфам кислого состава, обычно имеют четкую слоистость, связанную с сортировкой обломков по размеру и ориентировкой удлинённых кристаллокласт плагиоклаза; помимо синхронной пирокластике содержат хорошо окатанные мелкие эпикласты лав кислого и среднего состава.

Вулканомиктовые песчаники и туфопесчаники обладают массивной текстурой, иногда с элементами параллельнослоистой, литокласты представлены полуокатанными обломками вулканитов кислого, среднего, реже основного состава, редко терригенных пород и гранитов, как правило более хорошо окатанными, в туфопесчаниках также фрагментами раскристаллизованного стекла. Среди кристаллокласт преобладает плагиоклаз, реже встречаются амфибол, клинопироксен, биотит. Матрикс пелитовый хлорит-гидрослюдистый. Алевролиты имеют линзовидно-слоистую с элементами косослоистой текстуру. Известняки органогенные пелитоморфные массивной, участками тонкослоистой текстуры за счет линзовидных включений пепла, содержат единичные обломки плагиоклаза, пироксена, биотита и кварца, что отражает примесь синхронной пирокластике.

Свита охарактеризована находками фауны *Buchia* cf. *tenuicollis* (Pavl.), *B. terebratuloides* (Lah.), *B. cf. krotovi* (Pavl.), *B. cf. circula* (Parak.), *B. cf. lahusei* (Pavl.), *B. cf. flexuosa* (Parak.), *B. ex gr. fischeriana* (d'Orb.), *B. jasikovi* (Pavl.) и др., определяющими берриасский ярус, в верхней части установлена

флора *Pityophyllum nordenskioldii* (Heer.) (по данным Э.С. Копытова, 1981 г.). Собственные сборы включили несколько образцов *Buchia* ex gr. *unschensis* (Pavl.); *B.* ex gr. *fischeriana* (d'Orb.) (определения В.А. Захарова, ГИН РАН).

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

Вулканиды изученных подразделений обладают особенностями состава, выражающимися как на петрохимическом, так и на геохимическом уровнях (табл. 2, рис. 5–8).

Вулканиды уконской толщи классифицируются как базальты, трахибазальты, андезибазальты, трахиандезибазальты, андезиты и трахиандезиты (рис. 5, а). Их отличительными признаками, помимо короткого дифференционного ряда, являются натриевый тип щелочности (среднее значение $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 5.4$) (рис. 5, в), относительно высокая железистость (рис. 5, б) и титанистость, присутствие высокоглиноземистых разновидностей (рис. 6). В то же время, выявляются отличия в составе уконских вулканитов разных структурно-фациальных зон (рис. 5, з): большая часть проб Ильгувеевской зоны соответствует толеитовой серии, тогда как породы этой же толщи из Умкувеевской зоны относятся к известково-щелочной серии.

В нормированных спектрах распределения микроэлементов (рис. 7) отчетливо выражен Ta-Nb минимум – важнейший индикатор надсубдукционных обстановок, по остальным же геохимическим показателям составы пород разделились, причем это разделение коррелируется с изменением Na/K-отношения и также отражает распределение вулканитов по структурно-фациальным зонам. Группа низконатриевых известково-щелочных пород ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1.1–2.8$), преимущественно Умкувеевской зоны, характеризуется относительно высокими концентрациями редких и редкоземельных элементов ($\Sigma\text{REE} = 84–181$ г/т) с преобладанием крупноионных катионов литофильной группы (Rb, K, Ba, U) и легких REE ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 7.2–12.1$) и наличием слабо выраженного Ti-минимума. Группа высоконатриевых толеитов ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 4.7–11.4$), относящихся к Ильгувеевской зоне, характеризуется схожим профилем распределения микроэлементов, но их суммарные концентрации заметно ниже, обогащения в области крупноионных катионов не наблюдается, отсутствует титановый минимум, при этом более отчетливо выражена положительная аномалия стронция. Содержания редкоземельных элементов в породах этой группы также значимо ниже ($\Sigma\text{REE} = 32–51$ г/т), спектр их распределения пологий, без заметного уклона ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 1.2–3.7$) и выраженных экстремумов. По общему характеру распре-

деления редких и редкоземельных элементов спектры первой группы сопоставляются со средним составом андезита Алеутской дуги, второй – базальта Камчатской дуги. На дискриминантной диаграмме Th–Hf/3–Ta (рис. 8, а) точки составов обсуждаемых групп занимают поля островодужных известково-щелочных и толеитовых базальтов, соответственно.

Вулканиды эломской толщи формируют наиболее протяженный дифференционный ряд и определяются как андезибазальты, трахиандезибазальты, андезиты, трахиандезиты, дациты, риодациты, трахириодациты, щелочные риодациты и трахириолиты (рис. 5, а); повышенная щелочность отмечается в вулканитах верхней части разреза. Породы классифицируются, главным образом, как известково-щелочные вулканиды и фракционируют по боуэновскому типу (рис. 5, б, з). При анализе типа щелочности выявляются различия в составе эломских вулканитов разных структурно-формационных зон: калиевая до высококалиевой специализация ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ до 0.67) характерна для вулканитов Умкувеевской зоны, в то время как породы Ильгувеевской зоны имеют как калиевый, так и калий-натриевый профиль ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ до 4.07) (рис. 5, в).

Спектры распределения элементов-примесей для большинства проб эломской толщи характеризуются близкими значениями и субпараллельны (рис. 7, а). Они отражают повышенные содержания крупноионных литофильных катионов (Rb, K, Ba, U, La, Ce) и умеренные концентрации высоkozарядных (Nd, Hf, Zr, Sm, Eu), во всех пробах четко проявлен Ta-Nb минимум, для большинства также отмечаются отрицательные аномалии P и Ti. Содержания редкоземельных элементов (ΣREE) варьируют от 73 до 155 г/т (среднее 115 г/т) со слабым обогащением легкими REE ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 3.8–9.5$), в спектрах кислых вулканитов отмечается отрицательная европиевая аномалия (рис. 7, б). В целом распределение редких и редкоземельных элементов в породах толщи близко к соответствующим спектрам среднего андезита Алеутской дуги. На дискриминантной диаграмме Th–Hf/3–Ta фигуративные точки составов основных пород располагаются в поле островодужных известково-щелочных базальтов, кислые вулканиды на диаграмме Rb–(Y+Nb) лежат в области гранитоидов вулканических дуг (рис. 8).

Вулканиды глуховской и прозрачной свит, относящихся к Вукваамской структурно-фациальной зоне, охарактеризованы небольшим количеством проб, что снижает достоверность выявляемых закономерностей. Тем не менее, для этих подразделений также устанавливается принадлежность к сериям островодужных пород.

Таблица 2. Петрогеохимическая характеристика вулканитов Олойской зоны.

Толща	Уконская толща											
№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
№ пробы	5064/5	5065/2	5065/3	5066/1	6064/1	5196/1	5244/2	5246/1	6181/2	6181/5	6182/1	6186/1
Порода	τβ	ταβ	α	α	τα	τα	ταβ	ταβ	ταβ	αβ	β	ταβ
Комп.	Главные элементы, мас. %											
SiO ₂	48.16	51.91	55.93	60.8	58.79	56.31	47.47	49.75	49.34	52.08	46.58	49.10
TiO ₂	0.95	0.68	0.89	0.76	1.43	0.85	0.68	0.98	0.85	0.90	0.80	1.10
Al ₂ O ₃	17.07	16.61	16.81	17.40	15.38	16.39	21.31	17.56	17.27	16.54	18.27	17.90
Fe ₂ O ₃	9.80	4.58	7.03	3.72	8.10	7.87	7.47	9.53	8.64	9.93	9.20	5.59
FeO	н.о.	н.о.	н.о.	1.77	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	3.88
MnO	0.39	0.28	0.11	0.087	0.13	0.21	0.12	0.17	0.21	0.22	0.07	0.18
MgO	6.97	2.67	3.31	2.56	2.50	2.90	3.97	3.75	6.19	5.54	7.27	4.41
CaO	7.27	10.40	7.56	6.11	3.19	3.91	7.61	6.96	7.72	8.33	8.83	7.19
Na ₂ O	4.43	4.12	4.14	3.76	4.18	7.78	5.11	6.82	3.88	3.44	1.92	3.37
K ₂ O	0.95	1.29	1.50	1.48	3.76	0.68	1.65	0.91	1.08	0.31	0.17	1.53
P ₂ O ₅	0.14	0.22	0.31	0.25	0.47	0.16	0.07	0.14	0.12	0.13	0.13	0.41
ППП	3.87	7.23	2.42	1.04	2.07	2.93	4.53	3.42	4.69	2.58	6.76	4.24
Сумма	100.00	99.99	100.01	99.74	100.00	99.99	99.99	99.99	99.99	100.00	100.00	98.90
Примесные элементы, г/г												
La	6.76		18.3	16.7	33.5	4.97		2.91		3.55		
Ce	17		37.3	33.8	69.7	12.4		7.76		8.78		
Pr	2.33		5.09	4.16	9	2.01		1.29		1.52		
Nd	11		17.4	16.6	37.8	9.64		7.08		7.23		
Sm	2.67		3.53	3.46	6.3	2.65		2.01		2.15		
Eu	0.9		1.09	0.8	1.86	0.93		0.93		0.78		
Gd	2.73		3.59	2.65	7.51	2.77		2.37		2.53		
Tb	0.48		0.48	0.42	0.96	0.52		0.44		0.44		
Dy	2.93		3.02	2.32	6.67	3		2.3		2.61		
Ho	0.58		0.63	0.58	1.2	0.86		0.61		0.7		
Er	1.67		1.48	1.33	2.93	2.25		1.7		1.7		
Tm	0.24		0.23	0.18	0.48	0.35		0.24		0.26		
Yb	1.21		1.51	0.93	3.1	2.21		1.64		1.92		
Lu	0.18		0.22	0.21	0.39	0.34		0.28		0.31		
Rb	10.7		22.2	21.5	69.9	7.4		10.2		3.34		
Ba	208		471	528	992	154		132		80.8		
Th	0.58		2.16	1.87	7.96	0.41		0.13		0.23		
U	0.23		0.83	0.74	2.66	0.23		0.05		0.1		
Nb	1.44		9.49	6.17	11.1	1.43		0.74		0.88		
Ta	0.11		0.61	0.37	0.76	0.05		0.05		0.05		
Sr	347		746	739	496	362		525		396		
Hf	1.5		3.26	3.32	7.28	1.62		0.98		1.27		
Zr	59.2		135	130	289	59.2		30		38.6		
Y	15.2		15.8	14.1	31.8	19.4		15.4		16.7		
V	258		135	131	158	160		239		220		
Cr	112		126	97.4	8.32	5.24		9.76		43.3		
Co	30.9		19.5	11.7	15.1	17.9		23.6		30.1		
Ni	43.9		48.5	30.6	7.49	2.91		7.98		23.1		
Cu	54		23.1	10.5	63.7	58.7		77.5		69.9		
ΣREE	50.68		93.87	84.14	181.4	44.9		31.56		34.48		

Таблица 2. (Продолжение).

Толща	Эломская толща											
№ п/п	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
№ пробы	3008/	5000/1	5000/2	5001/1	5001/3	5001/4	5004/1	5254/1	6017/1	6209/1	6209/2	3119
Порода	ζ	α	λζ	туф ταβ	α	туф τλ	туф λζ	α	туф τλ	λζ	τλ	туф τλ
Комп.	Главные элементы, мас.%											
SiO ₂	65.89	55.06	69.9	49.88	55.9	72.2	69.33	56.59	75.4	68.20	75.40	73.3
TiO ₂	0.65	0.89	0.38	1.72	1.32	0.36	0.39	0.88	0.25	0.34	0.24	0.22
Al ₂ O ₃	16.38	14.55	14.00	15.57	16.60	15.00	14.11	18.01	12.20	13.40	12.50	13.40
Fe ₂ O ₃	4.37	7.00	1.87	10.82	7.14	0.69	3.86	7.45	1.1	1.23	1.00	0.15
FeO	н.о.	н.о.	0.92	н.о.	1.69	0.61	н.о.	н.о.	0.125	0.96	0.26	1.7
MnO	0.16	0.23	0.046	0.28	0.15	0.056	0.05	0.11	0.095	0.07	0.01	0.06
MgO	1.74	5.00	2.02	5.25	3.45	0.13	1.24	3.70	0.05	1.36	0.72	0.43
CaO	2.75	7.31	1.42	5.60	5.75	0.74	1.74	6.45	0.41	2.43	0.33	0.84
Na ₂ O	4.46	3.22	4.29	2.49	2.99	5.66	4.13	3.67	3.25	3.10	4.36	3.63
K ₂ O	2.41	1.24	3.12	2.57	2.29	3.19	3.58	1.69	5.16	3.03	3.75	4.83
P ₂ O ₅	0.13	0.17	0.1	0.69	0.33	0.073	0.10	0.16	0.025	0.06	0.03	0.054
ППП	1.06	5.32	1.56	5.14	2.09	1.18	1.48	1.29	0.91	4.35	0.73	1.30
Сумма	100.00	99.99	99.63	100.01	99.70	99.89	100.01	100.00	98.78	98.52	99.33	99.91
Примесные элементы, г/т												
La	27.2	17.5	29.7	17.2	14.9	30	27.9		14	22.8	19.9	29.7
Ce	57	37.1	55	38.8	34.5	61.1	52.2		28.8	46.8	39.1	60.4
Pr	7.25	5.18	5.92	5.33	4.81	7.27	5.78		3.1	5.91	4.7	6.88
Nd	28.9	20.6	20.3	25	20.9	27.9	19.2		11.8	23.9	17.8	24.4
Sm	6.85	4.42	3.67	4.87	4.43	5.43	3.68		2.51	5.51	3.82	4.54
Eu	1.82	1.41	0.91	1.7	1.35	1.09	0.94		0.69	1.46	0.93	0.65
Gd	6.34	4.48	3.14	6.29	3.98	5.02	3.49		2.75	5.11	3.45	4.28
Tb	1.04	0.57	0.51	0.95	0.65	0.88	0.54		0.37	0.86	0.56	0.73
Dy	6.13	3.36	2.91	5.65	3.98	5.48	3.3		2.84	5.67	3.57	4.19
Ho	1.24	0.64	0.75	1.03	0.85	1.22	0.64		0.69	1.25	0.79	0.81
Er	3.79	1.78	2.1	3.08	2.4	3.63	1.94		2.27	3.69	2.27	2.52
Tm	0.6	0.26	0.34	0.55	0.33	0.58	0.33		0.37	0.59	0.35	0.42
Yb	3.7	1.72	2.12	2.69	2.33	4.02	2.26		2.29	4.05	2.65	2.95
Lu	0.54	0.27	0.38	0.37	0.32	0.62	0.35		0.42	0.64	0.42	0.49
Rb	71.1	24.3	53.3	41.1	44.5	41.2	59.2		104	58.9	53.8	101
Ba	514	299	575	341	629	659	656		483	1620	847	705
Th	3.9	3.68	6.77	1.7	1.24	6.05	6.55		3.36	4.65	3.83	8.97
U	1.23	1.19	1.45	0.59	0.39	2.04	1.76		1	1.35	0.95	4.15
Nb	10.3	5.13	12.5	6.05	6.99	12.1	11.5		6.12	8.19	8.05	9.81
Ta	0.6	0.37	0.8	0.42	0.37	0.77	0.83		0.4	0.62	0.49	0.77
Sr	265	431	406	405	507	86.5	278		147	1680	108	148
Hf	6.41	3.47	6.3	3.72	3.18	7.09	6.42		3.97	5.43	4.58	4.9
Zr	243	97.9	274	133	124	277	244		143	178	167	168
Y	36	16.7	18.9	30.9	24.1	36.4	19.1		20.7	35.4	21.3	25.3
V	40.8	200	33.5	217	219	15.2	30.7		13.1	15.2	5.45	7.89
Cr	19.4	229	47.8	7.84	243	17.8	11.1		13.4	7.42	15.2	29.4
Co	4.11	23.4	4.39	15.7	30.6	1.49	4.4		1.11	1.43	0.56	1.44
Ni	3.27	35.5	15.9	2.86	52.5	4.53	3.19		3.73	2.11	2.53	4.11
Cu	2.94	30.6	4.24	5.01	13.5	1.33	<1.0		2.58	1.79	<1.0	4.35
ΣREE	152.40	99.29	127.75	113.51	95.73	154.24	122.55		72.90	128.24	100.31	142.96

Таблица 2. (Окончание).

Толща	Эломская толща						Глуховская свита			Прозрачининская свита		
№ п/п	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36
№ пробы	5179/1	5181/2	5185/1	6150/3	6152/1	6158/2	5320/5	5320/6	6245/1	6239/6	6239/8	6251/2
Порода	Тлζ	та	Тлζ	туф тлζ	αβ	τζ	туф λζ	туф ζ	туф αβ	τлζ	λζ	λζ
Комп.	Главные элементы, мас. %											
SiO ₂	66.50	57.40	65.74	68.71	54.45	67.76	69.29	62.30	53.42	66.50	67.90	68.68
TiO ₂	0.37	0.84	0.46	0.49	0.89	0.84	0.63	0.97	0.94	0.69	0.50	0.53
Al ₂ O ₃	15.30	16.59	16.16	15.44	18.34	14.57	14.80	16.40	16.99	15.20	14.20	15.09
Fe ₂ O ₃	1.16	5.72	2.76	3.35	8.09	4.25	4.16	3.43	9.49	1.91	1.98	2.74
FeO	1.83	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	2.37	н.о.	1.63	1.48	н.о.
MnO	0.10	0.09	0.12	0.05	0.15	0.07	0.08	0.25	0.38	0.16	0.10	0.13
MgO	1.17	3.06	0.59	0.83	3.46	1.28	0.87	2.04	5.04	1.16	1.34	0.78
CaO	1.27	5.64	1.61	0.38	7.85	1.57	1.96	4.61	7.82	1.35	2.68	2.58
Na ₂ O	6.08	5.79	7.58	5.31	3.40	6.43	6.17	5.10	4.21	4.97	3.96	5.37
K ₂ O	3.70	1.74	3.12	4.18	1.86	1.58	0.84	1.00	0.65	4.76	1.70	2.11
P ₂ O ₅	0.12	0.23	0.20	0.12	0.23	0.21	0.14	0.21	0.16	0.12	0.08	0.09
ППП	1.27	2.89	1.66	1.15	1.28	1.44	1.06	0.85	0.91	0.73	2.95	1.88
Сумма	98.87	99.99	100.00	100.01	100.00	100.00	100.00	99.53	100.01	99.18	99.86	99.98
Примесные элементы, г/т												
La	28.7	15		20.6	14.3		11.6	11.4	5.24	23.3	10.9	12.1
Ce	56.2	32.8		44.3	29.1		27.6	28.2	13.5	52	24.3	30.7
Pr	6.41	4.47		5.99	3.82		4.37	4.36	1.97	6.99	3.41	4.6
Nd	23.6	17		22.1	15		18.6	20.7	9.72	29.1	14.2	21.6
Sm	4.53	3.56		4.3	3.18		4.67	5.49	2.6	6.76	3.36	5.01
Eu	1.11	1.21		0.75	1.02		1.31	1.82	1.01	1.6	0.86	1.48
Gd	3.65	3.7		4.56	3.61		5.59	5.53	2.97	6.08	3.17	5.44
Tb	0.54	0.58		0.7	0.54		0.91	0.93	0.48	0.97	0.52	1
Dy	3.22	3.13		4.06	2.97		5.95	5.95	3	5.9	3.4	5.68
Ho	0.69	0.71		0.9	0.66		1.4	1.3	0.65	1.27	0.67	1.38
Er	2.06	2		2.58	1.68		4	3.67	1.99	3.57	2.01	3.85
Tm	0.37	0.32		0.49	0.28		0.68	0.56	0.28	0.57	0.32	0.6
Yb	2.55	1.9		2.9	1.91		4.56	3.85	1.87	3.72	2.19	4.11
Lu	0.35	0.32		0.51	0.31		0.79	0.57	0.32	0.56	0.34	0.73
Rb	54	26.4		65.9	25.5		9.88	11.5	9.16	79.2	30	31.1
Ba	876	305		591	317		189	384	141	795	633	471
Th	8.83	2.88		6.4	2.6		1.34	1.23	0.45	4.8	1.51	1.19
U	3.07	1.25		3.09	1.11		0.72	0.64	0.22	2.34	0.75	0.73
Nb	9.22	4.05		5.08	3.82		3.43	4.72	1.2	10.7	2.98	2.86
Ta	0.67	0.34		0.39	0.26		0.24	0.23	0.05	0.5	0.18	0.2
Sr	248	454		91.9	416		255	475	511	264	570	408
Hf	5.73	3.86		6.65	2.45		4.71	4.2	1.48	7.56	3.92	4.35
Zr	216	152		244	100		160	145	57.7	269	146	155
Y	20.7	18.7		24.1	17.6		35.7	34.5	18.2	34.3	20.1	36.8
V	7.61	103		28.8	131		15.1	62.9	227	34.6	45.5	15.6
Cr	15.2	33.6		7.53	35.9		13.3	23.9	61.1	33.6	10.9	12
Co	1.66	16.8		3.84	25.1		1.65	7.27	30.4	3.31	4.57	1.36
Ni	5.79	24.4		1.67	17.6		0.1	7.48	25.8	11.3	3.93	1.22
Cu	2.65	24.4		6.34	23.6		1.49	8.57	42.4	8.06	9.73	1.31
ΣREE	133.98	86.70		114.74	78.38		92.03	94.33	45.60	142.39	69.65	98.28

Примечание: н.о. – элемент не определялся; анализы по структурно-фациальным зонам: уконская толща: 1–5 – Умкувеевская зона. 6–12 – Ильгувеевская зона; эломская толща: 13–23 – Умкувеевская зона. 24–30 – Ильгувеевская зона; глуховская свита: 31–33 – Вукваамская зона; прозрачининская свита: 34–36 – Вукваамская зона.

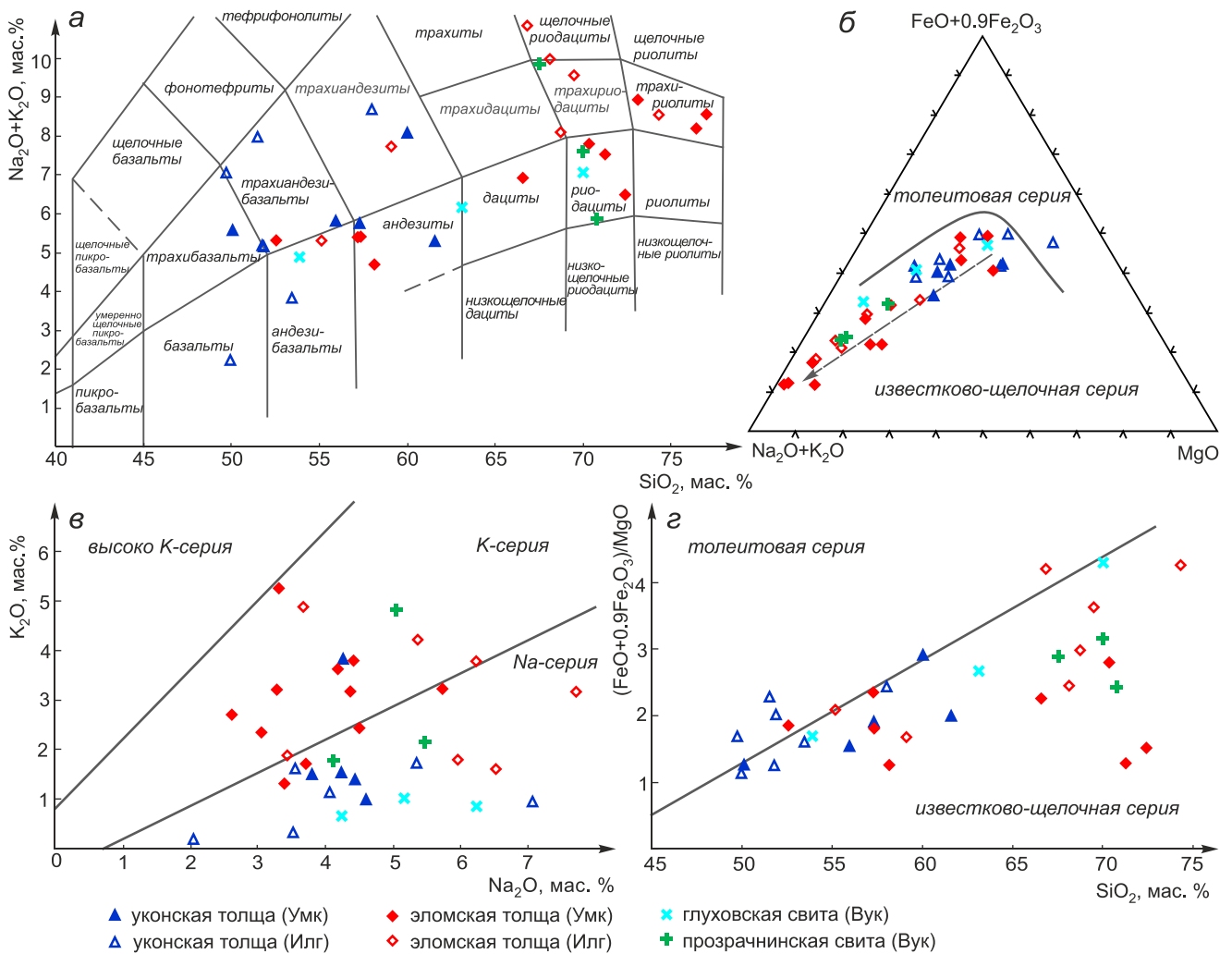


Рис. 5. Классификационные диаграммы для вулканитов Олойской зоны.

Использовались пересчитанные на безводную основу содержания петрогенных оксидов. Названия структурно-фациальных зон: Умк – Умкувеевская, Илг – Ильгувеевская, Вук – Вукваамская. Поля составов: а – по [30]; б – по [28]; в – по [31]; г – по [32].

Составы пород глуховской свиты соответствуют андезибазальтам, дациандезитам и риодацитам нормального ряда натрового типа щелочности со средним отношением $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 6.31$ (рис. 5, а, в). На диаграмме Миаширо (рис. 5, г) точки составов близки к границе, разделяющей поля толеитовых и известково-щелочных вулканитов, но располагаются в области последних. Принадлежность к толеитовой островодужной серии выявляется для пробы туфа андезибазальта на диаграмме Th–Hf/3–Ta (рис. 8, а). Спектры распределения элементов-примесей в пробах кислых пород характеризуются некоторым преобладанием крупноионных катионов (Rb, K, Ba, U, La, Ce) и выраженными минимумами Ta, Nb, P и Ti; в пробе туфа андезибазальта содержания микроэлементов понижены, Ti-минимум не проявлен (рис. 7, а).

Концентрации редкоземельных элементов в породах низкие ($\Sigma\text{REE} = 45\text{--}95$ г/т), спектры их распределения пологие ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 1.7\text{--}2$), в пробе туфа риодацита присутствует слабая отрицательная аномалия Eu (рис. 7, б). В целом спектры распределения редких и редкоземельных элементов вулканитов свиты близки к соответствующим графикам толеитов уконской толщи.

Составы пород прозрачной свиты соответствуют риодацитам, трахириодацитам и щелочным риодацитам, для них характерен натриевый и калий-натриевый тип щелочности (среднее значение $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1.97$) (рис. 5, а, в), на диаграмме Миаширо точки составов вулканитов попадают в поле известково-щелочной серии (рис. 5, г). Спектры распределения элементов-примесей в целом однообразны и близки

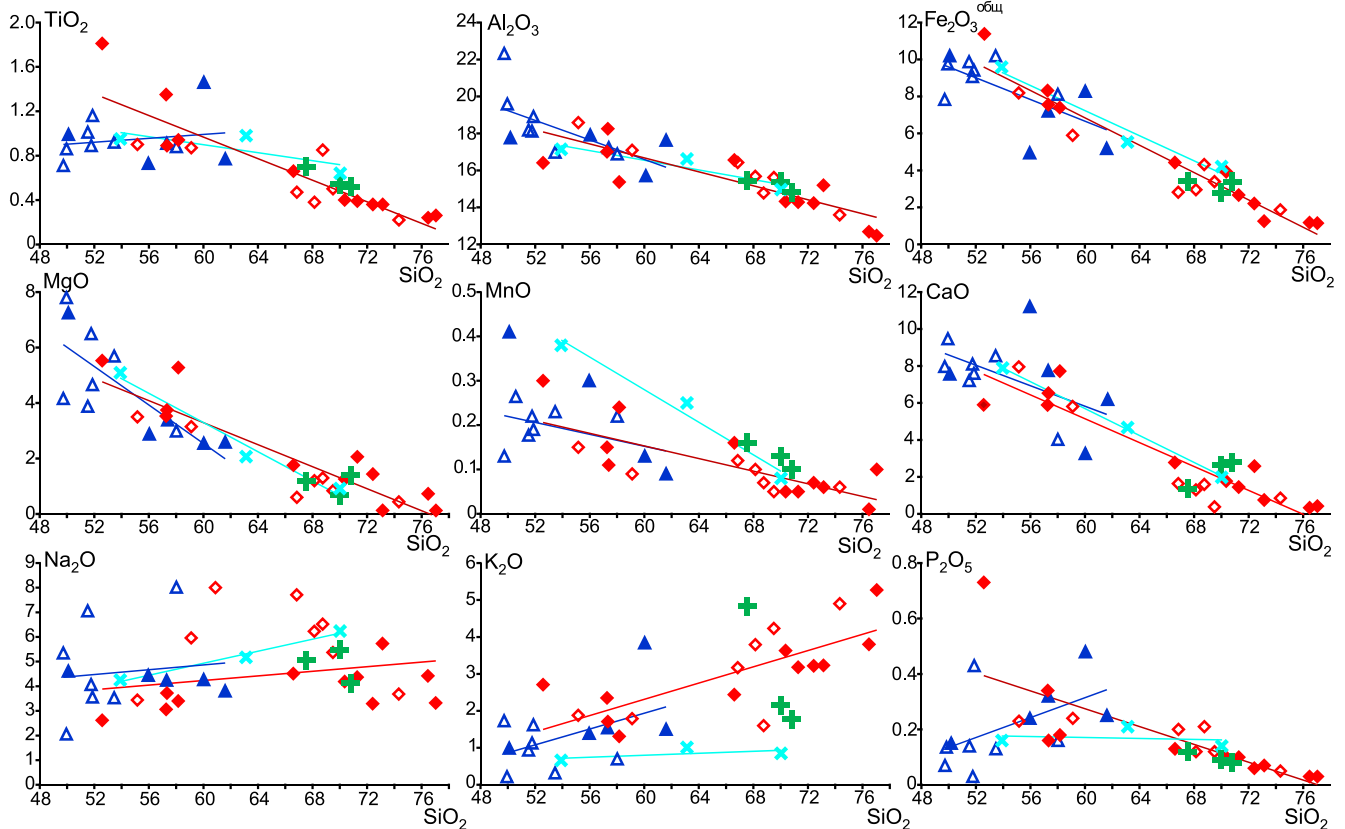


Рис. 6. Составы вулканитов Олойской зоны на диаграммах Харкера.

Использовались пересчитанные на безводную основу содержания петрогенных оксидов в мас. %, линии трендов описаны линейными уравнениями; условные обозначения см. на рис. 5.

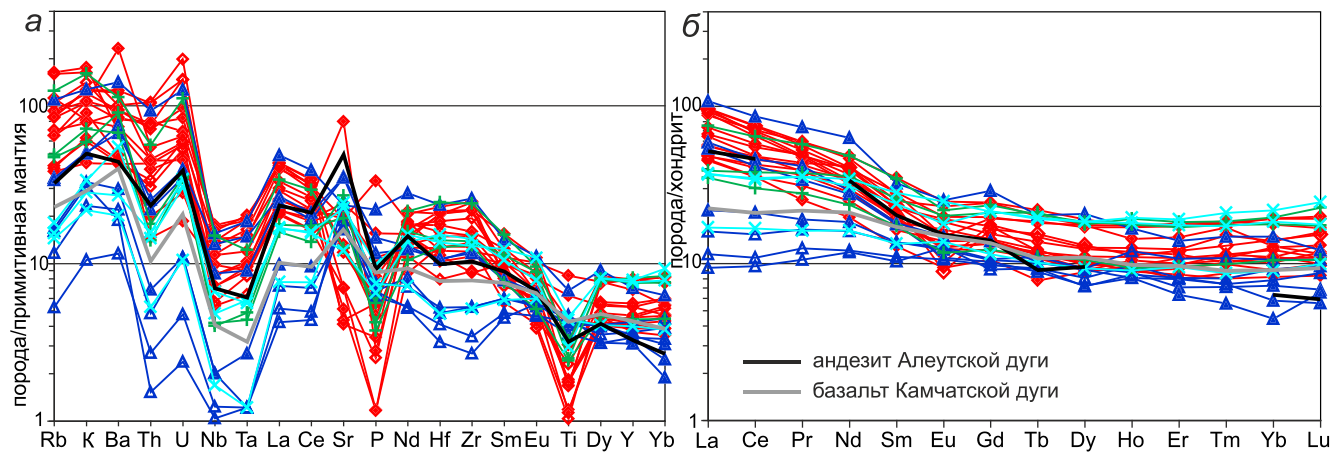


Рис. 7. Спектры распределения элементов-примесей (нормировано по примитивной мантии [35] и хондриту [26]) в вулканитах Олойской зоны; средние составы островодужных пород – по [29].

Условные обозначения см. на рис. 5.

к графикам вулканитов глуховской свиты: характеризуются преобладанием крупноионных катионов и выраженными минимумами Ta, Nb, P и Ti (рис. 7, а). Концентрации редкоземельных элементов в породах низкие ($\Sigma\text{REE} = 69\text{--}98$ г/т) за исключением пробы туфа щелочного риодацита ($\Sigma\text{REE} = 142$ г/т), спектры

их распределения пологие с незначительным обогащением легкими REE ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 1.9\text{--}4.2$) и слабо проявленной отрицательной аномалией Eu (рис. 7, б).

Сопоставление петро- и геохимических характеристик вулканитов изученных толщ выявляет множество общих черт, что свидетельствует о генетической

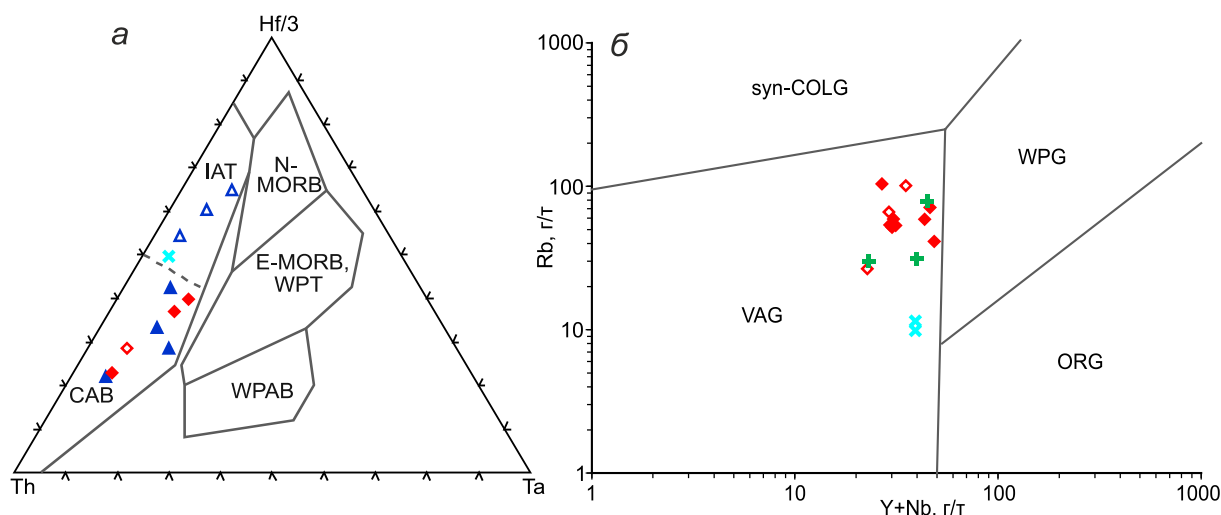


Рис. 8. Дискриминантные диаграммы для основных (а) и кислых (б) вулканитов Олойской зоны.

Условные обозначения см. на рис. 5. Поля составов: а – по [36]: N-MORB – базальты COX, N-тип; E-MORB – базальты COX, E-тип; WPT – внутриплитные толеиты; WPAB – внутриплитные щелочные базальты; IAT – толеиты островных дуг; CAB – известково-щелочные базальты островных дуг; б – по [34]: WPG – внутриплитные граниты; ORG – граниты океанических хребтов; VAG – граниты вулканических дуг; syn-COLG – синколлизийные граниты.

общности изученных пород. Закономерности распределения петрогенных окислов в них в целом тождественны, что отражается субпараллельной ориентировкой, а часто и совпадением линий трендов. Геохимические данные свидетельствуют о формировании вулканитов из деплетированного мантийного источника в надсубдукционной (островодужной) обстановке, при этом фиксируются различия в составах пород, отражающие как латеральные неоднородности, так и временную эволюцию вулканизма. В ряду вулканитов Ильгувеевской и Вукваамской структурно-фациальных зон наблюдается эволюция составов от толеитовой до известково-щелочной островодужных серий, в наиболее поздних образованиях которых отчетливо проявлен щелочной уклон. Разрез Умкувеевской зоны толеитов не содержит, слагающие его породы большей частью принадлежат умеренно- и высококалорийной известково-щелочной серии и также эволюционируют до субщелочных и щелочных разновидностей. Эти различия, по всей видимости, отражают неоднородности фундамента, на котором развивались островодужные комплексы, в частности для Умкувеевской зоны вероятно присутствие блоков более зрелой континентальной (переходной) коры в основании.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ ИЗОТОПИИ Nd И Sr В СИНХРОННЫХ ИНТРУЗИВАХ

Изучение Nd и Sr изотопных систем было проведено для пробы гранодиорита кейэттынского габбро-диорит-гранитового плутонического комплекса,

прорывающего отложения уконской и эломской толщ Ильгувеевской структурно-фациальной зоны.

Изученная проба (проба 3112) отобрана из массива гранодиоритов и лейкогранитов в верховьях р. Кейэттыне. U-Pb-датирование цирконов из этих пород показало возраст 139.8 ± 1.3 млн лет, первичные изотопные соотношения составили: $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})^t = 0.703579$, $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})^t = 0.512744$ (по материалам ГДП-200, ВСЕГЕИ, 2021). На диаграмме в координатах $^{143}/^{144}\text{Nd}$ против $^{87}/^{86}\text{Sr}$ полученный результат попадает в область тренда главной мантийной последовательности и соответствует формированию расплава из слабо обогащенного мантийного источника.

Внедрение интрузивов данного комплекса произошло на заключительной стадии становления магматических ассоциаций Олойской зоны, и результаты их изучения характеризуют также параметры близсинхронного вулканизма.

ОБСУЖДЕНИЕ

Полученные данные по стратиграфии верхнеюрско-нижнемеловых отложений восточной части Олойской зоны однозначно свидетельствуют об их формировании в обстановке островной дуги и последующей коллизии, причем в строении и составе изученных пород отражены различные этапы структурно-тектонической эволюции региона.

Общими признаками, определяющими принадлежность к островодужным образованиям, являются следующие особенности изученных отложений:

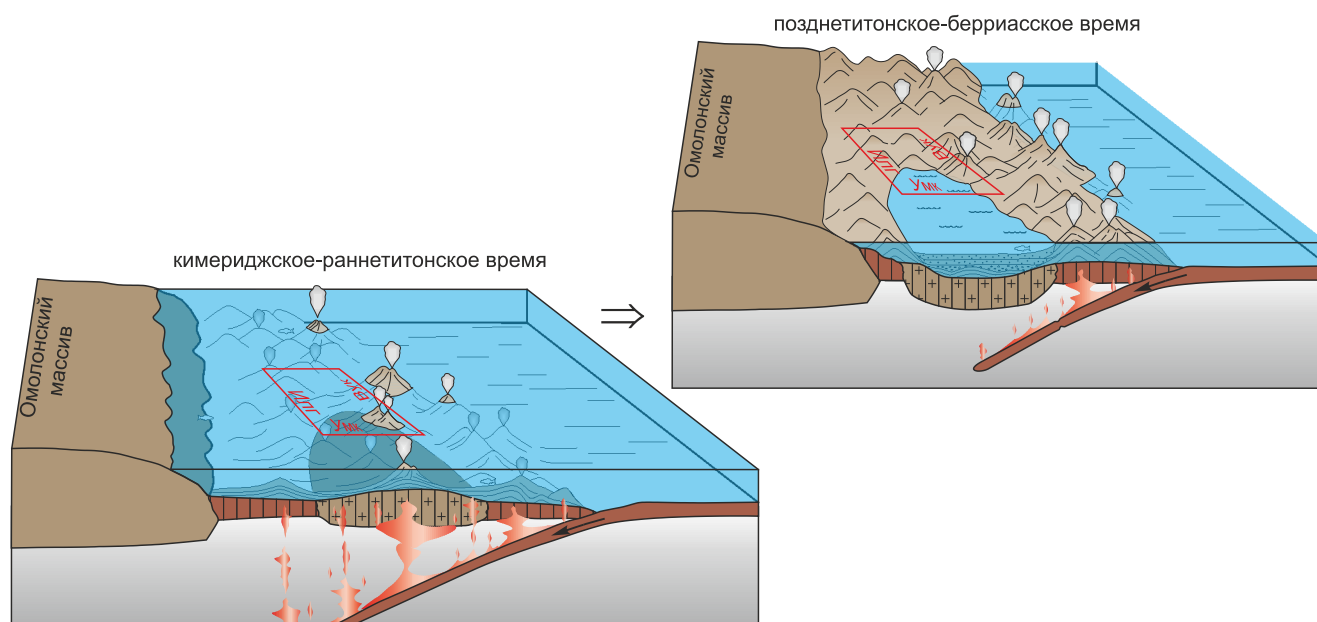


Рис. 9. Схема развития Олойской островодужной системы, штриховкой выделены блоки коры субокеанического и переходного типов в ее основании (пояснения в тексте).

Красным цветом показано положение изученной площади и элементы структурно-фациального районирования (Илг – Ильгуде-емская, Умк – Умкуде-емская, Вук – Вуква-амская зоны).

- вулканогенно-осадочный состав отложений, ассоциация вулканитов с морскими осадками, флишем и молассой;

- чередование субаквальных и субаэральных обстановок накопления с постепенным преобладанием последних;

- наращивание доли пирокластических пород вверх по разрезу;

- гомодромный ряд эволюции состава вулканитов, развитие дифференцированных вулканических серий;

- преобладание вулканитов известково-щелочной серии при незначительной доле толеитов в низах разреза, преимущественно калий-натриевая специализация вулканитов;

- «надсубдукционные» геохимические характеристики вулканитов;

- ассоциация с коллизионной плутонической габбро-диорит-гранитовой формацией.

Согласно геодинамическим и палеотектоническим реконструкциям (обзор приведен во введении) начало позднеюрской тектоно-магматической активизации в регионе связано с закрытием остаточного океанического бассейна, разделявшего Чукотский микроконтинент и Оломонский массив с амальгамированными на его северо-восточной окраине палеозойско-раннемезозойскими террейнами. Вдоль этой окраины была заложена зона субдукции, а блоки фа-

нерозойских пород послужили основанием для начавшей формироваться островной дуги, получившей название Олойской. Изложенные выше материалы позволяют охарактеризовать фациальные обстановки и особенности геодинамических режимов всех этапов формирования островодужного комплекса (рис. 9).

Наиболее древними образованиями этого цикла являются отложения оксфорд-кимериджского возраста, которые в различных участках Олойской зоны сменяют морские осадочные формации средней юры, или же с размывом и угловым несогласием залегают на породах палеозоя и триаса [4, 15].

На изученной территории в кимериджское время существовали морские условия, в которых в южной части (Ильгуде-емская и Умкуде-емская зоны) происходило накопление вулканогенно-осадочных образований уконской толщи, включающих чередование вулканитов базальт-андезитовой формации и терригенных осадков с морской фауной, а в северной (Вуква-амская зона) – близких по составу отложений усть-вуква-амской толщи. Для вулканитов этой части разреза характерны относительно низкая эксплозивность, преимущественное развитие базитов с геохимическими характеристиками островодужных толеитов (для Ильгуде-емской зоны) и известково-щелочных вулканитов (для Умкуде-емской зоны), отсутствие дифференциатов кислого состава. Осадочная компонента толщи представлена туфопесчаниками, туфоалевро-

литами, реже туфогравелитами и туффитами, которые формировались за счет разрушения продуктов вулканизма и примеси синхронной пирокластики в непосредственной близости от источников сноса (формирующейся островной дуги), но на достаточном удалении от континента, о чем свидетельствует плохая степень сортировки и отсутствие зрелого терригенного материала. В целом, особенности строения и состава кимериджских отложений соответствуют образованию юной островной дуги, развивающейся на гетерогенном фундаменте, сложенном фрагментами субокеанической коры (Ильгувеевская зона) и более мощной коры переходного типа (Умкувеевская зона).

В ранне-среднетитонское время на территории Ильгувеевской и Умкувеевской зон формируются вулканические ассоциации эломской толщи, характеризующиеся андезибазальт-андезит-трахириолитовым составом с существенной долей пирокластики. По петролого-геохимическим особенностям они соответствуют известково-щелочным вулканикам развитых островных дуг, при этом принадлежность вулкаников Умкувеевской зоны высококальциевой серии также указывает на присутствие в ее основании более зрелой коры повышенной мощности. Наличие краснокаменных изменений базитов, прослоев игнимбритовидных пород и включений фьямме в лавах и туфах свидетельствует о существовании островков суши либо эпизодического по времени наземного вулканизма. Осадочные вулканомиктовые отложения в разрезе эломской толщи развиты ограниченно, их распространение маркирует сохранение на части территории морских обстановок. Близкие условия вероятно характеризовали и площадь Вукваамской зоны, где в это время шло накопление вукваамской толщи, в строении которой участвуют туфы и более редкие лавы андезитов и дацитов, а также туффиты, туфопесчаники и туфоалевролиты [15].

В поздне-титонское время начинается дифференциация морского бассейна: воздымание части территории и заложение остаточных впадин с преимущественным терригенным осадконакоплением. Эти процессы соответствуют постепенной смене субдукции коллизионным режимом, вероятно связанным с аккрецией островной дуги к Омолонскому кратону (окраине Сибирского континента). Площадь Умкувеевской зоны, как более мощный и жесткий блок, испытывает прогибание и обособляется как остаточный морской бассейн (впадина), в котором начинают накапливаться турбидитовые отложения, при этом окружающая территория продолжает активно воздыматься, поставляя как синхронную пирокластику, так и большое количество обломочного вулканомиктового материала. Основание вулканомиктового разреза

в Умкувеевской впадине формируют грубообломочные отложения отелочной свиты, накапливавшиеся по механизму морских молассовых толщ в основании крутых склонов вследствие эпизодического сброса обломочной массы, аккумулирующейся на верхней бровке. Среди источников сноса преобладали вулканики среднего, кислого, реже основного состава и туфотерригенные породы. Незрелость осадков, их фациальная изменчивость связаны с постоянным обновлением источников сноса, что объясняется активно протекающим синхронным горообразованием. Пирокластическая компонента фиксируется в виде вулканического пепла в составе цемента, конформных витрокласт и идиоморфных кристаллокласт плагиоклаза, нестабильных при переносе. Верхняя часть отелочной свиты (основание берриасского яруса) характеризуется меньшей долей грубообломочного материала, но присутствие ритмичных флишоидных пачек, состав и текстурные особенности этих отложений – градиционная, параллельная и косо-волнистая слоистость со следами взмучивания – также свидетельствуют о значительном влиянии склоновых процессов в их формировании.

На площади Ильгувеевской зоны в поздне-титонское время продолжает накапливаться вулканогенный разрез с преобладанием кислых пирокластических разновидностей (эломская толща), которые позже сменяются переходным туфотерригенным комплексом осадков (корваваамская и оляканская толщи). В удаленных от окраины континента участках (Вукваамская зона) продолжают накапливаться продукты островодужного вулканизма (глуховская и нижние части прозрачнинской свиты), при этом фациальные обстановки постепенно сменяются субазральными. Вулканики этой зоны характеризуются умеренно кислым и кислым составом нормального и субщелочного ряда с натриевым и калий-натриевым типом щелочности и характерным «надсубдукционным» геохимическим спектром, при этом для части проб выявляется принадлежность к толеитовой островодужной серии, что, вероятно, соответствует их образованию во фронтальной части дуги.

С началом мелового периода связано постепенное затухание субдукции и островодужного вулканизма и активизация коллизионных (аккреционных) процессов. К концу берриасского века большая часть территории окончательно выводится на поверхность, морской режим сохраняется только на площади Умкувеевской зоны, где вплоть до готерива формируется непрерывный терригенный разрез. В осадках берриасского времени (росомашинская свита) здесь появляется тонкорассеянный растительный детрит, что отражает более стабильные геодинамические ус-

ловия, за счет чего область питания успеваеет покрываться растительностью. В позднеберриасских-валланжинских осадках фиксируется смена обстановок седиментации, что вероятно связано с нахождением площади в краевой части впадины. В основании разреза перевальнинской свиты наблюдается толща конгломератов, содержащих углефицированные стволы деревьев, выше распространены груботерригенные осадки с прослоями углистых алевролитов и скопленных углефицированного растительного детрита, что соответствует накоплению в прибрежных условиях. В основном объеме свиты среди существенно песчаной вулканомиктовой толщи широко распространены прослои ракушняка, что свидетельствует о господстве морских условий осадкообразования, при этом совмещение в отдельных частях разреза остатков макрофауны и флоры указывает на их накопление в прибрежно-морской обстановке. Наряду с резким преобладанием вулканомиктового материала, в осадках этого периода отмечается примесь пирокластиков, что выражается в наличии прослоев туфопесчаников, туффитов и более редких туфов. Этот факт свидетельствует о существовании синхронной вулканической деятельности на смежных территориях.

На остальной части площади с начала мелового периода возникает субконтинентальный режим и в берриасское время сохраняется вулканическая активность. На площади Ильгудеевской зоны образуются отложения оляканской толщи, сложенные туфотерригенными разновидностями с прослоями андезитов, туфов от основного до кислого состава [15]. На площади Вукваамской зоны в это время формируются отложения прозраченской свиты, в составе которых преобладают туфы кислого и умеренно кислого состава, в т.ч. их щелочные разновидности, а в верхних частях разреза распространены спекшиеся туфы и игнимбриты, часто устанавливаются фрагменты углефицированной флоры, что говорит о господстве субаэральных обстановок

На фоне затухающего вулканизма и нарастающей коллизии (аккреции) происходит внедрение интрузий габбро-гранодиорит-гранитовых плутонических комплексов. Это время начала активных тектонических процессов, в результате которых формируются основные структуры Алазейско-Олойской складчатой системы. В постберриасское время осадконакопление в Олойской зоне сохраняется только в пределах остаточных впадин, на остальной части территории вплоть до аптского века протекают процессы деструкции и денудации. Режим прогибания площади остаточных бассейнов продолжается и дальше, неокомовые впадины наследуются более молодыми структурами (Умкувеевская, Айнакхургенская впа-

дины), в которых в апт-альбское время накапливаются толщи грубообломочных вулканомиктовых пород «предвулканогенной» молассы, маркирующие начало нового крупного тектонического этапа становления территории – формирования Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных работ получен большой массив новых геолого-стратиграфических, литологических, петрографических, палеонтологических, петролого-геохимических и изотопно-геохронологических данных, характеризующих состав и строение верхнеюрско-нижнемеловых отложений восточной части Олойской зоны, анализ которых позволил провести реконструкцию геодинамических обстановок и фациальных условий их накопления.

Основные результаты исследования сводятся к следующему.

1. Верхнеюрско-нижнемеловые отложения восточной части Олойской зоны (верховья рр. Олой, Ильгудеев, Алучин) обнажаются в составе трех структурно-фациальных зон: Ильгудеевской, Умкувеевской и Вукваамской, где слагают вулканогенно-осадочные разрезы, имеющие как много общих черт строения и состава, так и различия, определяющиеся существовавшими на их территории фациальными обстановками и особенностями фундамента.

2. Петролого-геохимические характеристики вулканитов отражают их формирование в надсубдукционной (островодужной) обстановке из деплетированного мантийного источника. Вулканиты киммериджского возраста характеризуются низкой эксплозивностью, относятся к слабо дифференцированной базальт-андезитовой формации, титонские породы содержат высокую долю пирокластиков, относятся к полно дифференцированной андезибазальт-андезит-трахириолитовой формации, а берриасские образования представлены преимущественно пирокластическими породами дацит-трахириолитовой формации. В ряду вулканитов Ильгудеевской и Вукваамской структурно-фациальных зон наблюдается эволюция составов от толеитовой до известково-щелочной островодужных серий, что свидетельствует о заложении этих участков на субокеанической коре, а с учетом расположения для Вукваамской зоны предполагается приуроченность к фронтальной части дуги. Вулканиты Умкувеевской зоны принадлежат умеренно- и высококальциевой известково-щелочной серии, что отражает присутствие блоков более зрелой коры повышенной мощности в ее основании.

3. Осадочная компонента разрезов имеет терригенный (вулканомиктовый) состав с высокой до-

лей синхронной пирокластики. В различных частях разреза встречаются остатки морской фауны (бухии), отражающие субаквальные условия накопления, или углефицированные фрагменты растительного происхождения – стволы деревьев, обрывки коры хвойных растений и тонкорассеянный детрит, фиксирующие субаэральные обстановки. Для территории Ильгудемской и Вукваамской зон устанавливается постепенная смена морских условий субконтинентальными, тогда как формирование отложений Умкувеемской зоны в течение всего периода протекало в режиме морского бассейна.

4. Формирование позднеюрско-раннемеловых отложений изученной территории происходило в обстановке островной дуги и ее последующей аккреции. В развитии островодужной системы выделяется стадия юной дуги (кимеридж), протекавшая в морском режиме, и развитой дуги (титон), для которой характерна смена субаквальных и субаэральных обстановок. Начало коллизионных процессов обусловило аккрецию островной дуги, имевшую место в течение берриаса и сопровождавшуюся внедрением плутонических габбро-диорит-гранитовых комплексов. С этого времени на большей части территории установился континентальный режим, а морские условия сохранялись только в пределах остаточной впадины (Умкувеемская зона), в которой проходило накопление молассовых толщ.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность коллегам, участвовавшим в проведении полевых и лабораторных работ, обработке и оформлении полученного материала. Авторы признательны Т.Н. Сурину за помощь и поддержку при выполнении работ, консультации и обсуждение полученных результатов.

Финансирование работ осуществлялось по Государственному заданию ФГБУ ВСЕГЕИ на 2019–2021 гг. в рамках выполнения работ ГДП-200 Верхне-Олойской площади, по теме № 121031700312-1 НИР СВКНИИ, а также по Государственному заданию ГИН РАН (ФММГ-2023-0010). Завершающая часть работ выполнена при частичной поддержке гранта РНФ № 20-17-00169.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Акинин В.В., Миллер Э.Л. Эволюция известково-щелочных магм Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Петрология. 2011. Т. 19. № 3. С. 249–290.
- Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Кн. 1 / Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. 572 с.
- Городинский М.Е., Гулевич В.В., Незнанов Н.Н., Пальмынский Б.Ф., Радзивилл А.Я. О геологии и металлогении Анойско-Олойского междуречья // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1974. Вып. 21. С. 31–41.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:1 000 000. Третье поколение. Серия Чукотская. Лист Q-58 – Алискерово / Е.П. Исаева, Т.В. Звезда, Е.И. Лазарева и др. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2019.
- Гулевич В.В. Позднеюрский вулканизм верховьев Большого Анноя // Магматизм Северо-Востока Азии. Магадан, 1975. Ч. 2. С. 81–88.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 2. М.: Недра, 1990. 334 с.
- Лычагин П.П., Дылевский Е.Ф., Шпикерман В.И., Ликман В.Б. Магматизм центральных районов Северо-Востока СССР. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. 120 с.
- Натальин Б.А. Раннемезозойские эвгеосинклинальные системы северной части тихоокеанского обрамления. М.: Наука, 1984. 136 с.
- Оксман В.С., Ганелин А.В., Соколов С.Д., Морозов О.Л. Офиолитовые пояса Арктических регионов Верхояно-Чукотской орогенной области: геодинамическая модель формирования // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 62–75.
- Паракецов К.В., Паракецова Г.И. Стратиграфия и фауна позднеюрских и нижнемеловых отложений Северо-Востока СССР. М.: Недра, 1989. 298 с.
- Парфенов Л.М., Натальин Б.А. Тектоническая эволюция Северо-Востока Азии в мезозое и кайнозое // Докл. АН СССР. 1977. Т. 235, № 5. С. 1132–1135.
- Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги в мезозоиде северо-востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
- Парфенов Л.М., Натапов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника. 1993. № 1. С. 68–78.
- Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртоого О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеан. геология, 2003. Т. 22, № 6. С. 7–41.
- Решения Третьего межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и мезозою Северо-Востока России (Санкт-Петербург, 2002) / Ред. Т.Н. Корень, Г.В. Котляр. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. 268 с.
- Сеславинский К.Б. Южно-Анойская сутура (Западная Чукотка) // Докл. АН СССР. 1979. Т. 249, № 5. С. 1181–1185.
- Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л., Григорьев В.Н. Зона перехода Азиатский континент – Северо-Западная Пацифика в позднеюрско-раннемеловое время // Теторетические и региональные проблемы геодинамики. М.: Наука (Тр. ГИН РАН; Вып. 515), 1999. С. 30–82.
- Соколов С.Д., Тучкова М.И., Ганелин А.В., Бондаренко Г.Е., Лейер П. Тектоника Южно-Анойской сутуры (Северо-Восток Азии) // Геотектоника. 2015. № 1. С. 5–30.
- Соколов С.Д., Тучкова М.И., Леднева Г.В., Лучицкая М.В., Ганелин А.В., Ватрушкина Е.В., Моисеев А.В. Тектоническая позиция Южно-Анойской сутуры // Геотектоника. 2021. № 5. С. 51–72.

20. Тектоника, геодинамика и металлогения территории республики Саха (Якутия) / Ред. Л.М. Парфенов, М.И. Кузьмин. М.: МАИК Наука/Интерпериодика, 2001. 571 с.
21. Тильман С.М. Тектоника и геодинамика северо-западной окраины Тихого океана // Тихоокеан. геология. 1982. № 1. С. 26–34
22. Тихомиров П.Л. Меловой окраинно-континентальный магматизм Северо-Востока Азии и вопросы генезиса крупнейших фанерозойских провинций кремнекислого вулканизма. М.: ГЕОС, 2020. 376 с.
23. Филатова Н.И. Периокеанические вулканогенные пояса. М.: Недра, 1988. 264 с.
24. Шило Н.А., Мерзляков В.М., Терехов М.И., Тильман С.М. Алазейско-Олойская эвгеосинклинальная система – новый элемент мезозойда Северо-Востока СССР // Докл. АН СССР. 1973. Т. 210, № 15. С. 1174–1176.
25. Amato J.M., Toro J., Akinin V.V., Hampton B.A., Salnikov A.S., Tuchkova M.I. Tectonic evolution of the Mesozoic South Anyui suture zone, eastern Russia: A critical component of paleogeographic reconstructions of the Arctic region // Geosphere, 2015. V. 11, N 5. P. 1530–1564.
26. Boynton W.V. Cosmochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies / Ed.P. Henserson rare earth element Geochemistry. Amsterdam: Elsevier, 1984. P. 63–114.
27. Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M.D. et al. The geologic time scale 2012: Boston, USA, Elsevier, 2012. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-59425-9.00004-4>.
28. Irvine T.N., Baragar W.R.A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // Cana. J. Earth Sci. 1971. V. 8. P. 523–548.
29. Kelemen P.B., Hangoj K., Greene A.R. One view of the geochemistry of subduction-related magmatic atcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust / Treatise on geochemistry (Eds. H.D. Holland, K.K. Turekian). The Crust. Elsevier, 2014. V. 4. P. 749–807.
30. Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram // J. Petrol. 1986. V. 27, N 3. P. 745–750.
31. Middlemost E.A.K. The basalt clan // Earth Sci. Rev.1975. V. 11. P. 337–364.
32. Miyashiro A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins // Amer. J. Sci. 1974. V. 274. P. 321–355.
33. Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H., Norton I.O., Khanchuk A.I., Stone D.B., Scholl D.W., Fujita K. Phanerozoic tectonic evolution of the circum-north Pacific // U.S. Geological Survey, 1998. Open-File Report 98-754. 125 p.
34. Pearce J.A., Harris N.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol. 1984. V. 25. P. 956–983.
35. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / Magmatism in the Ocean Basins / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry Geol. Soc. Spec. Public. London, 1989. V. 42 (1). P. 313–345.
36. Wood D.A. 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. 1980. V. 50. P. 11–30.

Рекомендована к печати Г.Л. Кирилловой

после доработки 14.03.2023 г.

принята к печати 24.03.2023 г.

E.V. Starikova, A.M. Gagieva, A.L. Konovalov, E.V. Vatrushkina, V.V. Akinin

Upper Jurassic–Lower Cretaceous deposits of the eastern part of the Oloy zone: stratigraphy, geochemistry, age and geodynamic setting

New data on the geology and stratigraphy of the Upper Jurassic–Lower Cretaceous deposits of the eastern part of the Oloy zone (upper reaches of the Oloy, Ilguveem, Aluchin rivers), including the description of sections, lithological-petrographic and paleontological characteristics of volcanoclastic sedimentary deposits, the results of petrological-geochemical study of volcanic rocks and their isotopic dating are presented. Two concordant dates were obtained using the zircon U-Pb method: 147 ± 2 Ma (Elomskaya Formation) and 140 ± 2 Ma (Glukhovskaya Formation). The island-arc nature of the studied formations is proved, the accumulation conditions and geodynamic settings of all stages of the formation of the volcanic-sedimentary complex in various structural-facies zones are characterized.

Key words: Upper Jurassic–Lower Cretaceous deposits, stratigraphy, geochemistry, isotopic dating, Oloy zone, western Chukotka.

ПРИЛОЖЕНИЕ

Описание разрезов стратифицированных подразделений Олойской зоны

Нумерация разрезов соответствует приведенной на рис. 2, 3. Фаунистические определения выполнены В.А. Захаровым (ГИН РАН) (двустворки) и М.А. Алексеевым (ВСЕГЕИ) (фораминиферы).

Разрез I – уконская толща, Умкувеемская СФЗ

Водораздел левых притоков р. Правый Ильгувеем – руч. Аист и Раздвоенный:

1. чередование базальтов, андезибазальтов, андезитов, их туфов (ксенотуфов) и туффитов среднего состава более 30 м

2. туфы (ксенотуфы) андезитов псефитовые с прослоями псаммитовых и алевролитовых туффитов с остатками двустворок *Buchia concentrica* (Sow.), *B. ischeriana* (d'Orb.) и туфопесчаников 120 м

3. туффиты псаммитовые и алевролитовые с прослоями андезитов и туфопесчаников с остатками раковин двустворок *Buchia tenuistriata* (Lah.), *Isocyprina* (*Venericyprina*?) *birkelundi* (Für.) 80 м

4. чередование туфопесчаников с остатками бучий (мощность 20–40 м) с туффитами, туфоалевролитами (мощность до 5 м) и линзами туфогравелитов (мощность 10–20 м), редкие прослои андезитов и их туфов (мощность 20–40 м); из прослоя туфоалевролитов выделены фораминиферы *Trochammina* cf. *minutissima* (Dain), *T.* cf. *quinquelocularis* (Dain), *T.* cf. *kumaensis* (Levina), *Meandrospira* sp., *Sacammina* sp. *Geinizinita* ex gr. *nodulosa* (Furss. et Polen.). более 200 м
Мощность более 430 м

Разрез II – уконская толща, Ильгувеемская СФЗ

Среднее течение р. Кейэттыне близ устья ее левого притока руч. Мылка:

1. туфы андезитов и андезибазальтов псаммитовые, участками мелкопсефитовые литокристаллокластические более 40 м

2. чередование базальтов, андезибазальтов и андезитов с преобладанием последних, реже дациандезитов с маломощными прослоями туфов 80–100 м

3. туфы андезитов псефитовые литокристаллокластические 50–60 м

4. чередование покровов андезитов (преобладают), дациандезитов, миндалекаменных базальтов и андезибазальтов с маломощными прослоями базальтовых туфов, вероятны фациальные замещения более 150 м

Мощность более 350 м.

Разрез III – зломская толща, Умкувеемская СФЗ

Правобережье руч. Клинь (левый приток р. Ильгувеем):

1. переслаивание туфов андезитов и риолитов с маломощными прослоями лав того же состава более 140 м

2. туфы риолитов и риодацитов массивные 70 м

3. туфы андезитов с прослоями лав андезитов и дациандезитов 120 м

4. туфы риолитов массивные, псевдофлюидальные 60 м

5. чередование туфов и лав базальтов, андезибазальтов, дацитов и риодацитов 110 м

6. базальты гематитизированные, в основании миндалекаменные, их туфы и туффиты, прослои дациандезитов 10–40 м

7. туфы риолитов и риодацитов массивные 60–100 м

8. чередование туфов и лав андезитов, дацитов и дациандезитов более 70 м

Мощность разреза 710 м.

Разрез IV – зломская толща, Ильгувеемская СФЗ

Верхнее течение р. Кейэттыне, западный склон г. Мылка:

1. туфы дацитов, риодацитов, реже дациандезитов с маломощными прослоями афировых дацитов более 170 м

2. туфы риолитов, риодацитов 90 м

3. переслаивание дацитов и их туфов с маломощными прослоями андезитов 80 м

4. туфы и ксенотуфы дацитов 20 м

5. базальты, участками миндалекаменные, андезибазальты 50 м

6. переслаивание туфов и лав базальтов и андезитов, в верхней части маломощные прослои туфопесчаников более 60 м

Мощность разреза более 470 м.

Разрез VI – отелочная свита, нижняя часть, Умкувеемская СФЗ

Водораздел верхних течений руч. Крыло и Клинь (лев. притоки р. Ильгувеем):

1. конгломераты мелко- и среднегалечные с прослоями гравелитов более 140 м

2. пачки флишоидного переслаивания мелкозернистых песчаников и алевролитов (мощность 10–40 м), разделенные пачками монотонных средне- и мелкозернистых вулканомиктовых песчаников и туфопесчаников с редкими раковинами *Buchia unshensis* (Pavl.), *B. fischeriana* (d'Orb.), маломощные прослои конгломератов и гравелитов 240 м

3. переслаивание мелкозернистых песчаников (туфопесчаников) и алевролитов с постепенным увеличением доли алевролитов более 130 м

Мощность разреза более 510 м.

Разрез VII – отелочная свита, верхняя часть, Умкувеемская СФЗ

Бассейн р. Росомаха (левый приток р. Ильгувеем):

- | | |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------|
| 4. известковистые песчаники | 20 м |
| 5. вулканомиктовые песчаники с раковинами двустворок <i>Buchia fischeriana</i> (d'Orb.), <i>B. russiensis</i> (Pavl.) | 50 м |
| 6. мелкогалечные конгломераты | 15 м |
| 7. алевролиты | 25 м |
| 8. вулканомиктовые песчаники с редкими тонкими (до 20 см) прослойками витрокластических псаммитовых туфов риолитов, в песчаниках находки двустворок <i>Buchia</i> ex gr. <i>fischeriana</i> (d'Orb.), <i>B. sp. juv.</i> | 200 м |
| 9. переслаивание вулканомиктовых песчаников, известковистых песчаников (мощность 10–15 м), туфопесчаников, алевролитов (1–3 м) | 90 м |
- Мощность разреза более 400 м.

Разрез VIII – перевальнинская свита, Умкувеемская СФЗ

Правобережье р. Правый Ильгувеем:

1. конгломераты (туфоконгломераты) средне- и крупногалечные, валунные с прослоями туфогравелитов с углефицированным растительным детритом более 50 м
2. песчаники вулканомиктовые с прослоями туфопесчаников, туфоалевролитов, углистых аргиллитов, туффитов андезитов, линзами и прослойками углефицированного растительного детрита; в прослое углистых аргиллитов выделены фораминиферы *Kutsevella cf. difficilis* (Kusina), *Cribrostomoides cf. concavoides* (Bulynn.), *C. cf. romanovae* (Bulynn.), *Recurvoides cf. obskiensis* (Rom.), *Verneuilinoides cf. pseudominusculus* (Bystr.), *Ammodiscus continentalis* (Schar.), *Mjatliukajena* ex gr. *gaultina* (Berth.), *Pylamina aff. dainae* (Bulynn), *Meandrospira* sp. 40 м
3. песчаники вулканомиктовые с прослоями (5–10 м) известковистых песчаников и песчаных ракушняков, сложенных обломками раковин двустворок *Buchia* ex gr. *sublaevis* (Keys.) 190 м
4. вулканомиктовые песчаники с редкими остатками двустворок *Buchia inflata* (Lah.), *B. sp. ind.* 60 м
5. туфы и туффиты андезитов 40 м
6. вулканомиктовые песчаники и туфопесчаники с остатками двустворок и углефицированным растительным детритом, прослоями ракушников с раковинами *Buchia* ex gr. *sublaevis* (Keys.) 60 м
7. туфы андезитов 10 м
8. туфопесчаники с прослоями ракушняков 70 м
9. вулканомиктовые песчаники с прослоями ракушняков с раковинами *Buchia* ex gr. *sublaevis* (Keys.) 50 м

Мощность разреза более 570 м.

Разрез IX – глуховская свита свита, Вукваамская СФЗ

Левобережье руч. Сабля (правый приток р. Алучин):

1. туфы андезитов и дациандезитов псефито-алевритовых более 150 м
 2. переслаивание туфов андезитов, дациандезитов псефито-алевритовых и тонкослоистых туфоалевролитов 40 м
 3. туфы дациандезитов алевро-псефитовые 60 м
 4. переслаивание туфов дацитов и риодацитов псефито-алевритовых более 320 м
- Мощность вскрытой части отложений 570 м.

Разрез X – прозрачнинская свита, нижняя часть, Вукваамская СФЗ

Правобережье руч. Сабля (правый приток р. Алучин):

1. переслаивание грубозернистых вулканомиктовых песчаников, псаммитовых и пепловых туфов дацитов более 50 м
2. крупнозернистые вулканомиктовые песчаники с прослоями алевролитов с редкими обломками раковин двустворок *Buchia* sp. ind. (ex gr. *fischeriana*) 25 м
3. переслаивание крупно- и грубозернистых вулканомиктовых песчаников, пепловых туфов дацитов и риолитов 75 м
4. тонкослоистые пепловые туфы дацитов 30 м
5. переслаивание псаммитовых туффитов и пепловых туфов дацитов, крупнозернистых вулканомиктовых песчаников и туфопесчаников 45 м
6. переслаивание туффитов, псаммо-псефитовых туфов дацитов, встречаются маломощные прослои (до 0,3 м) органогенных известняков (ракушняки) с раковинами *Buchia* ex gr. *unschensis* (Pavl.); *B. ex gr. fischeriana* (d'Orb.) 50 м
7. псефито-псаммитовые и псефитовые туфы дациандезитов, андезитов, прослой спекшихся туфов, крупнозернистых вулканомиктовых песчаников и туфопесчаников 80 м
8. переслаивание псаммитовых и псефито-псаммитовых туфов дацитов 55 м
9. псефитовые туфы риолитов с маломощными (1–2 м) прослоями псаммитовых туффитов и пепловых туфов дацитов 35 м
10. псефито-псаммитовые туфы дацитов, дациандезитов, риолитов с прослоями спекшихся туфов 85 м

Мощность разреза 530 м.