ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ, 2018, том 37, № 4, с. 87–107

УДК 550.4:552.5:551.8

DOI: 10.30911/0207-4028-2018-37-4-87-107

ОБСТАНОВКА ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И СОСТАВ ИСТОЧНИКОВ СНОСА ВЕРХНЕЮРСКО-НИЖНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕРХНЕ-ПЕГТЫМЕЛЬСКОЙ ВПАДИНЫ, ЧУКОТСКИЙ ТЕРРЕЙН

Е.В. Ватрушкина, М.И. Тучкова

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

Поступила в редакцию 12 мая 2017 г.

Отложения имлекинской свиты Верхне-Пегтымельской впадины формировались на южной окраине Чукотского террейна синхронно с аккрецией Кульпольнейской островной дуги к микроконтиненту Чукотка–Арктическая Аляска. Выявленные седиментологические особенности в строении разрезов верхнеюрско-нижнемеловой толщи указывают на их накопление в неглубоком морском бассейне в различных частях подводных конусов выноса. Обоснован подводно-оползневой генезис валунно-галечных (тиллитоподобных) конгломератов. Комплексом петрографических, геохимических и геохронологических методов установлены два доминирующих источника сноса: триасовые терригенные породы и волжские надсубдукционные вулканиты. Уточнен возраст имлекинской свиты как средневолжский-раннеберриасский. Предложена геодинамическая модель, объясняющая смену источников и направления сноса материала в волжское время.

***Ключевые слова*: вулканогенно-осадочные комплексы, турбидиты, тиллоиды, коллизия дуга-континент, датирование цирконов, Чукотский террейн, Северо-Восток России.**

ВВЕДЕНИЕ

Верхне-Пегтымельская впадина относится к позднеюрско-раннемеловым впадинам [14], расположенным вдоль юго-западной окраины Чукотского террейна, входящего в состав существовавшего в это время Чукотского микроконтинента. Вулканогенно-осадочные комплексы, слагающие эти структуры, с угловым несогласием, а местами и с тектоническим контактом, залегают на триасовых турбидитах. Мощные толщи триасовых терригенных отложений накапливались в условиях пассивной континентальной окраины [41]. Вместе с терригенно-карбонатными комплексами девонского и каменноугольного возрастов они слагают сложно деформированный чехол Чукотского террейна.

Первостепенной задачей при изучении верхнеюрско-нижнемеловых отложений является их стратификация. И.В. Тибилов [18], основываясь на литологическом сходстве и низкой фаунистической охарактеризованности разрезов, предложил объединить все отложения впадин, в том числе и ранее расчлененные, в мырговаамскую серию оксфорд-валанжинского возраста. Однако данный подход привел к значительному упрощению палеогеодинамических реконструкций, при которых были упущены из виду важные детали.

Так Э. Миллер [34], основываясь на сравнении первых результатов U-Pb изотопного датирования обломочных цирконов единичных проб песчаников позднеюрского-раннемелового возраста Мырговаамской, Китепвеемской и Певекской впадин Чукотского террейна, а также о. Столбового (Новосибирские острова) и Южно-Анюйской сутуры, пришла к выводу о существовании в это время на изучаемой территории единого бассейна форланда.

Намного ранее, К.В. Паракецов [14], впервые выделивший позднеюрско-раннемеловые впадины, разделил их на раннеорогенные (оксфорд-киммериджские) и позднеорогенные (волжско-валанжинские) (рис. 1 А). С точки зрения современной тектоники, данная классификация устарела, однако основная идея о существовании в позднеюрско-раннемеловом интервале как минимум двух этапов седиментации до сих пор актуальна и подтверждается предыдущими исследованиями авторов [6].

Таким образом, для создания достоверных палеореконструкций необходимы результаты петрографических, геохимических и геохронологических

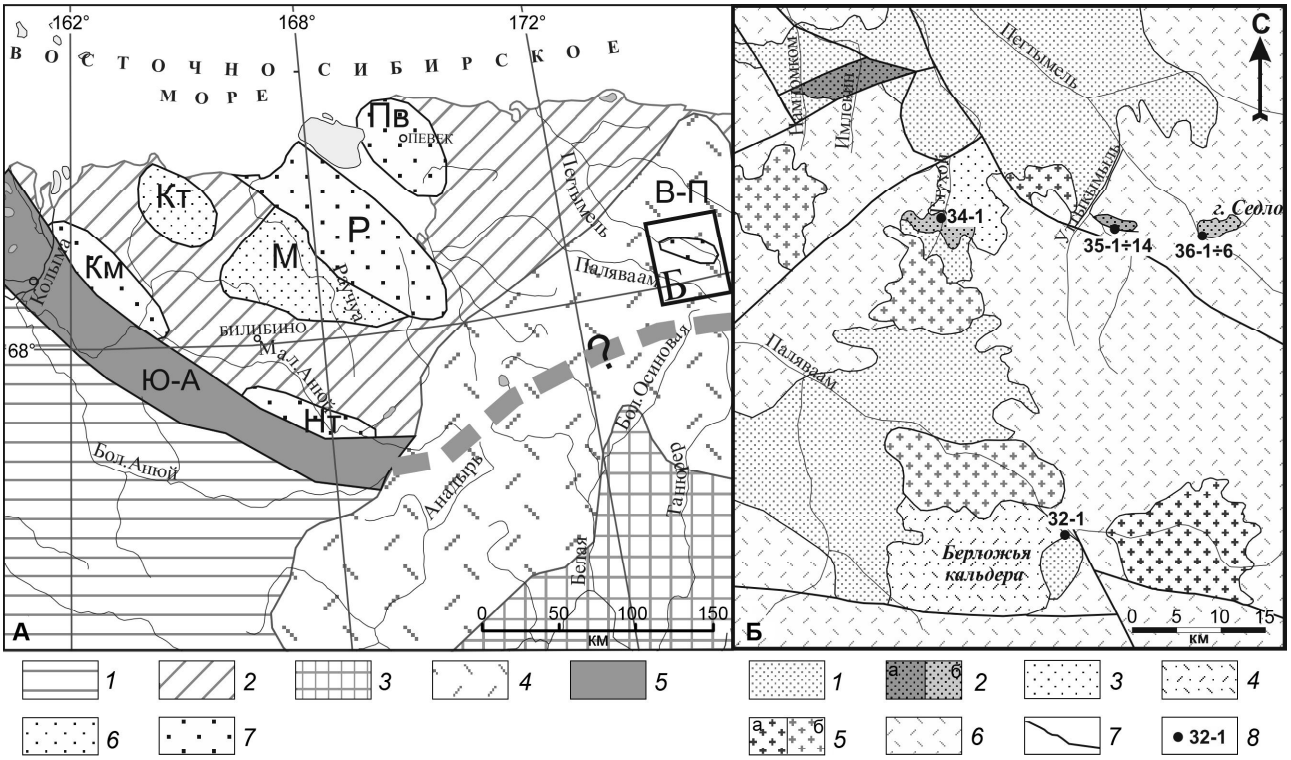

Рис. 1. Схема размещения верхнеюрско-нижнемеловых впадин (по [14], с изменениями) на схеме тектонического районирования Западной Чукотки (А) и положение изученных разрезов на геологической основе (по [4], с изменениями) (Б).

Для А. *1* – Алазейско-Олойская складчатая система; *2* – Анюйско-Чукотская складчатая система; *3* – Корякско-Камчатская складчатая область; *4* – Охотско-Чукотский вулканический пояс; *5* – Южно-Анюйская сутура (пунктир – скрытая перекрывающими отложениями); *6* – оксфорд-киммериджские впадины: Кт – Китепвеемская, М – Мырговаамская; *7* – волжско-валанжинские впадины: Р – Раучуанская, Пв – Певекская, В-П – Верхне-Пегтымельская, Км – Камешковская, Нт – Нутесынская

Для Б. *1* – триасовые турбидиты; *2* – верхнеюрско-нижнемеловые вулканогенно-осадочные отложения Верхне-Пегтымельской впадины: а – намномкомская свита, б – имлекинская свита; *3* – нижнемеловая угленосная моласса, ольховская свита; *4* – нижнемеловой вулкано-плутонический комплекс Берложьей кальдеры; *5* – меловой интрузивный комплекс: а – раннемеловые гранитоиды, б – позднемеловые малые интрузии; *6* – позднемеловые комплексы Охотско-Чукотского вулканогенного пояса; *7* – тектонические нарушения; *8* – точки наблюдения.

исследований отложений всех верхнеюрско-нижнемеловых впадин, в том числе и самой восточной – Верхне-Пегтымельской, направленные на уточнение возраста, геодинамической природы бассейна осадконакопления и выявление источников сноса и их состава.

Накопление позднеюрско-раннемеловых отложений на окраине Чукотского микроконтинента происходило синхронно и под влиянием процессов, связанных с его сближением с активной окраиной Сибири. По последним представлениям [17], в это время между ними располагались закрывающийся Южно-Анюйский турбидитовый бассейн и Кульпольнейская островная дуга.

Ранее считалось, что дуга образовалась на краю Чукотского микроконтинента [2, 9, 12, 13]. В настоящее время большинство исследователей [3, 17, 23] считают Кульпольнейский комплекс энсиматической островной дугой. Тем не менее, существуют разночтения по вопросу ее полярности. Дж. М. Амато [23] предполагает, что дуга возникла возле края Чукотского микроконтинента в результате субдукции океанической коры по направлению к микроконтиненту. С.Д. Соколов [17] склоняется к мнению о ее интраокеаническом происхождении и северному погружению зоны субдукции.

Коллизия Чукотского микроконтинента со структурами активной окраины Сибирского континента завершилась в конце неокома с формированием покровно-складчатой структуры северной вергентности [3, 17]. В результате закрытия океанического бассейна между двумя континентальными блоками образовалась Южно-Анюйская сутура.

В апт-альбе происходило субширотное растяжение с образованием комплексов метаморфических ядер, даек и постколлизионных интрузий [3, 7]. В позднем мелу на активной окраине Азиатского континента формируются комплексы Охотско-Чукотского

вулканического пояса (ОЧВП). Мощные толщи вулканитов перекрывают структуры юго-восточной окраины Чукотского террейна, скрывая свидетельства позднеюрско-раннемеловых событий (рис. 1 А).

СТРОЕНИЕ РАЗРЕЗОВ

Верхне-Пегтымельская впадина (рис. 1) расположена на левобережье верхнего течения р. Пегтымель, имеет сравнительно небольшие размеры (50×10 км) и северо-западное простирание. Верхнеюрско-нижнемеловая вулканогенно-осадочная толща залегает с угловым несогласием на отложениях верхнего триаса и перекрыта вулканитами ОЧВП. Ранее слагающие ее отложения, на основании многочисленных находок бухий, датировались валанжином [11], позднее (как и многие другие подобные отложения Чукотского микроконтинента) были отнесены к волжскому ярусу [14].

Детальное изучение верхнеюрских комплексов в пределах Верхне-Пегтымельской структуры было продолжено в ходе групповой геологической съемки масштаба 1:50 000. В.А. Гензе [8], работавший в районе северо-западного окончания впадины, выделил волжские отложения в междуречье Намномком и Имлекин в намномкомскую свиту. Изученные им породы распространены на площади 15 кв. км, ограниченной тектоническими нарушениями. Здесь позднеюрские отложения залегают на намномкываамской толще позднетриасового возраста с угловым несогласием (угол между линиями простирания составляет 60°).

Разрез нижней пачки намномкомской свиты начинается с базальных конгломератов, которые постепенно сменяются туффитами. Вторая пачка сложена туфоалевролитами с маломощными прослоями туфопесчаников. Третья пачка представлена переслаиванием туфопесчаников с лавами амфибол-пироксеновых андезитов, где мощность туфопесчаников составляет обычно первые метры, а андезитов – от десятков сантиметров до первых метров. Четвертая пачка сложена туфопесчаниками с ракушечниковыми прослоями и горизонтами гравелито-галечных конгломератов с туфопесчаником в цементе. Общая мощность свиты оценивается от 320 до 490 м. В верхних частях разреза собрана фауна, которая характеризует вторую половину волжского века [8].

Остальные выходы расположены в верховьях р. Пегтымель, в юго-восточной части впадины. Слагающие их верхнеюрские отложения относят к имлекинской свите средне- и поздневолжского возраста [20]. Найденные нами остатки *Buchia fischeriana* (d' Orb.), *Buchia* sp. ind. (ex gr. *fischeriana-russiensis*), *Cosmetodon* cf. *bojarkensis* Sanin (определения В.А. Захарова) подтверждают ранее полученные возрастные оценки.

Отложения имлекинской свиты были изучены авторами в ходе полевых работ 2010 г. (рис. 1 Б). Наиболее представительным является разрез в береговых обрывах р. Уттыкымыль (Гупекымыль) (т.н. 35-1÷14). Два других небольших выхода в бассейне руч. Глухого (т.н. 34-1) и у г. Седло (т.н. 36-1÷6) по составу и строению отложений являются его аналогами.

Опорный разрез имлекинской свиты представлен переслаиванием конгломератов, гравелитов, песчаников, алевролитов и аргиллитов с горизонтами галечниковых глин, общей мощностью 560 м (рис. 2). В разрезе выделяется два уровня с увеличением доли вулканогенного материала, с 10 до 60 м и 450 до 470 м, характеризующиеся появлением туфотерригенных пород и местами туффитов.

Вышеперечисленные разновидности формируют градационные последовательности или линзовидно переслаиваются между собой. Среди градационных последовательностей можно выделить крупнозернистые, среднезернистые и мелкозернистые турбидиты [39], представленные в разрезе в классическом их виде или фрагментарно. Для пачек с псефитовой и псаммитовой размерностью материала местами характерна амальгамация слоев.

Для крупнозернистых турбидитов характерна как прямая, так и обратная градационная слоистость в грубообломочной части. В подошве ритмов встречаются карманы, заполненные гравийно-галечным материалом (интервал 552–560 м).

Среднезернистые турбидиты в их классическом виде встречены в интервале 280–310 и 450–465 м. Они представлены переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов. Местами в нижних частях ритма наблюдается гравий или класты глин, а также текстуры дефлюидизации, такие как трубки выжимания, блюдцеобразные или пламевидные текстуры. На подошве диагностируются текстуры внедрения, связанные с процессами дефлюидизации, а также текстуры подводных течений, такие как знаки ряби. Для средней, псаммитовой части ритма характерны косая, косоволнистая, линзовидноволнистая и слоистость восходящей ряби. Верхняя часть представлена горизонтально слоистыми алевролитами и аргиллитами и бесструктурными аргиллитами.

Типичные тонкозернистые турбидиты описаны в интервале 375–445 м. Здесь переслаиваются алевропесчаники, алевролиты и аргиллиты. При мощности ритма до 30 см, песчанистые разновидности формируют невыдержанные по мощности прослои до 8 см.

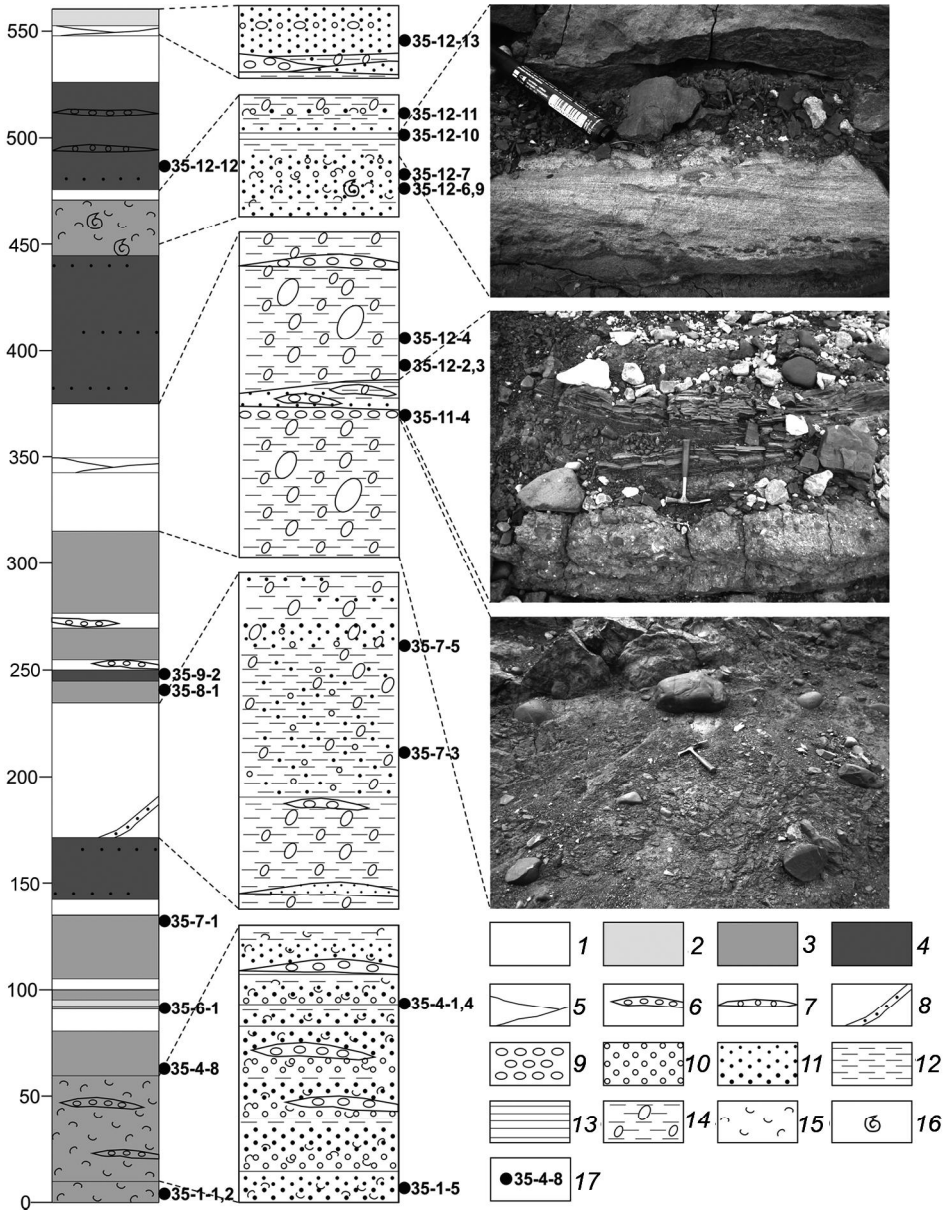

Рис. 2. Строение разреза имлекинской свиты в береговых обрывах р. Уттыкымыль.

1 – пачки галечниковых глин; *2* – крупнозернистые турбидиты; *3* – среднезернистые турбидиты; *4* – тонкозернистые турбидиты; *5* – пачки линзовидного переслаивания; *6* – линзы; *7* – линзовидные прослои; *8* – эндоолистостромы; *9* – конгломераты; *10* – гравелиты; *11* – песчаники (снизу вверх: крупнозернистые, среднезернистые и мелкозернистые); *12* – алевролиты; *13* – аргиллиты; *14* – галечниковые глины (тиллоиды); *15* – пачки с увеличением доли вулканогенного материала; *16* – фауна; *17* – номера образцов.

В линзовидном переслаивании участвуют все выделенные разновидности. Линзы и линзовидные прослои по простиранию насчитывают от первых метров до первых десятков метров, мощность в раздувах редко превышает 1 м. Такие горизонты встречены в интервале 345–350 м и 548–552 м.

Пачки галечниковых глин сложены гравием, галькой и их неокатанными аналогами, реже валунами размером до 40 см, которые хаотично расположены в темно-сером нелитифицированном глинистом матриксе. В описаниях предыдущих исследователей эти породы фигурируют как аргиллиты сланцеватые с галькой песчаников [11] и валунно-галечные конгломераты [20]. Отнесение их к ледниковым отложениям привело к тому, что даже при наличии классических турбидитов в разрезе комплексы имлекинской свиты были интерпретированы как прибрежно-морские и отнесены к молассовым образованиям [20].

Толщи, схожие по текстурно-структурным особенностям с тиллитами, не всегда имеют леднико-

вое происхождение и могут образовываться в морских условиях. Для подобных толщ еще в 1957 г. Дж. Кроувелл [26] ввел понятие галечниковых глин (pebbly mudstones). Затем для их описания стали использовать новый термин «тиллоиды» – неледниковые галечниковые аргиллиты [15]. Наиболее детально аналогичные отложения изучены на нескольких объектах: формация Сквонтум, Бостон-Бэй [27], авторы сделали вывод об их происхождении в результате подводных гравитационных потоков (subaqueous gravity mass flow); тиллоиды геосинклинали Западного Конго [34] рассматриваются как результат подводных грязевых потоков (submarime mudflows); калифорнийские разрезы, описанные в классической работе Дж. Кроувелла [26], формирование которых автор связывает с оползанием в условиях турбидитного потока (slumping in a turbidity-current). Позднее Р. Сэлли [38] указывал, что такие отложения образуются в результате нескольких процессов, которые до сих пор до конца не ясны. Валунно-галечные аргиллиты (тиллитоподобные конгломераты) также описаны в олистостромовых толщах Малого Кавказа, формирование которых связано с разрушением фронтальных частей офиолитовых покровов [16].

В разрезе имлекинской свиты галечниковые глины формируют горизонты мощностью от 1.8 до 30 м, а также участвуют в линзовидном переслаивании (рис. 2). В пачках галечниковых глин встречаются эндоолистостромы в виде линз, блоков, прослоев конгломератов, переслаивающихся алевролитов и аргиллитов, а чаще всего песчаников, залегающих несогласно с общим простиранием слоев в разрезе.

Матрикс при полевых исследованиях интерпретировался как глинистый, а в интервале 525–548 глинистый с примесью псаммитового материала. Также были встречены песчаники и песчанистые алевролиты с галькой и гравием (интервал 190–225). В ходе петрографических исследований выяснилось, что даже тонкозернистый матрикс плохо сортирован и представлен пелитом (60–90 %), иногда с примесью пеплового материала или органики, и обломками алевритовой размерности (5–35 %), а также небольшой долей (около 5 %) более грубозернистого материала размером от 0.1 до 2 мм.

Крупнообломочная часть галечниковых глин также плохо сортирована. Она представлена гравием, галькой, реже валунами размером до 40 см. Помимо хорошо окатанных разновидностей встречаются их аналоги в виде дресвы и щебеня. Форма галек из тиллоидов часто имеет форму месяца, что свидетельствует о том, что они были окатаны в прибрежной обстановке [31], прежде чем попасть в осадок. В подчиненном количестве присутствуют речные формы [31].

Состав обломочной части как матрикса, так и галек не отличается от синхронных отложений, что детально изложено в результатах петрографических исследований. Следовательно, образование галечниковых глин, в данном случае, связано с перераспределением уже накопившегося внутрибассейнового материала. Выделенные в разрезе последовательности грубозернистых, среднезернистых и мелкозернистых турбидитов, амальгамированные гравийно-песчанистые горизонты и пачки линзовидного переслаивания являются отложениями различных частей одного или нескольких подводных каналов с конусами выноса.

Тиллоиды могут интерпретироваться как остановившийся поток, не достигший характеристик турбидного, что не привело к сортировке и распределению обломков по размеру. Это явление можно связать с резким сходом большого объема разноразмерного нелитифицированного материала. Наличие дресвы и щебня, как и крупных блоков конгломератов, песчаников, а также слоистых алевролитов и аргиллитов, объясняется их захватом со стенок каньонов.

Таким образом, накопление отложений имлекинской свиты, по всей вероятности, происходило в активной тектонической обстановке, обусловившей широкое проявление подводно-оползневых процессов на крутом склоне относительно неглубокого морского бассейна. Следует отметить постоянное влияние на седиментацию активных вулканических процессов.

Также были изучены континентальные образования в пределах Берложьей кальдеры (т.н. 32-1). Здесь грубообломочная толща, мощностью 10 м, с угловым несогласием залегает на турбидитах позднетриасового возраста и перекрыта кристаллокластическими туфами риолитового состава. В нижней части разреза описаны терригенные брекчии, в верхней – конгломераты, щебень и галька которых представлены песчаниками и более тонкозернистыми разновидностями, по облику напоминающими подстилающие триасовые отложения. Цемент сложен крупнозернистыми песчаниками с редкими включениями уплощенных рассланцованных аргиллитов размером до 1 см в длину.

Данный разрез не фигурирует в работах предшественников. Его изучение стало актуальным после появления новой датировки абсолютного возраста перекрывающих вулканитов – 142.5±1.4 млн лет [19]. Ранее их включали в состав амгеньской свиты ОЧВП [4]. Таким образом, описанные отложения могут иметь позднеюрский возраст и, скорее всего, являются южным окончанием Верхне-Пегтымельской впадины.

ПЕТРОГРАФИЯ

Петрографические исследования образцов из опорного разреза были выполнены с целью выявления источников сноса. Наиболее представительными являются псаммитовые разновидности.

Песчаники имлекинской свиты характеризуются как незрелые и по классификации В.Д. Шутова [21] относятся к кварцевым, кварцево-полевошпатовым и полевошпатово-кварцевым грауваккам (рис. 3). Породы имеют среднюю степень сортированности, обломки в основном слабо окатаны или не окатаны. Матрикс глинистый с примесью или высокой долей пеплового материала. Количество цемента колеблется от 5 до 10 %, в единичных образцах увеличивается до 15 % (образцы 35-4-1, 35-12-13) и до 20 % (образец 35-4-4). В основном встречается контактовый или порово-контактовый тип цементации. Первичный матрикс преобразован в кварц-иллитовый агрегат. Количество вторичного карбоната островного типа, развитого по цементу и полевым шпатам, достигает 10 %.

Породообразующие компоненты в песчаниках представлены кварцем, полевыми шпатами, слюдами и обломками пород (рис. 3). Среди зерен кварца встречаются три морфологические разновидности: слабоокатанный монокристаллический кварц с волнистым погасанием и незначительным количеством мелких газовых и газово-жидких включений, поликристаллический жильного облика и, как правило, более крупные кристаллокласты треугольного габитуса с резорбированными контурами.

Полевые шпаты представлены как сдвойникованными разновидностями идиоморфной таблитчатой формы (по составу – андезин 30–35), так и более крупными кристаллокластами различной формы со следами растворения, полисинтетическим двойникованием или зональным строением. Чешуйки биотита расщеплены на тонковолнистые агрегаты и обычно занимают конформное положение.

Среди литокластов преобладают терригенные и вулканические разновидности. Обломки осадочных пород представлены аргиллитами, алевролитами и мелкозернистыми песчаниками. Аргиллиты часто кливажированы, имеют темно-коричневую окраску за счет высокой доли рассеянного углефицированного детрита. Обломки вулканитов умеренно кислого состава представлены кварц-полевошпатовыми агрегатами, нередко с фельзитовой структурой. Андезиты встречаются в виде обломков основной массы, сложенной ориентированными или хаотично расположенными микролитами плагиоклаза различной размерности. Вулканическое стекло, как правило, занимает интерстиционное пространство и полностью раскристаллизовано. Среди обломков также встречаются единичные метаморфические кварцево-слюдистые породы и кварц-полевошпатовые сростки.

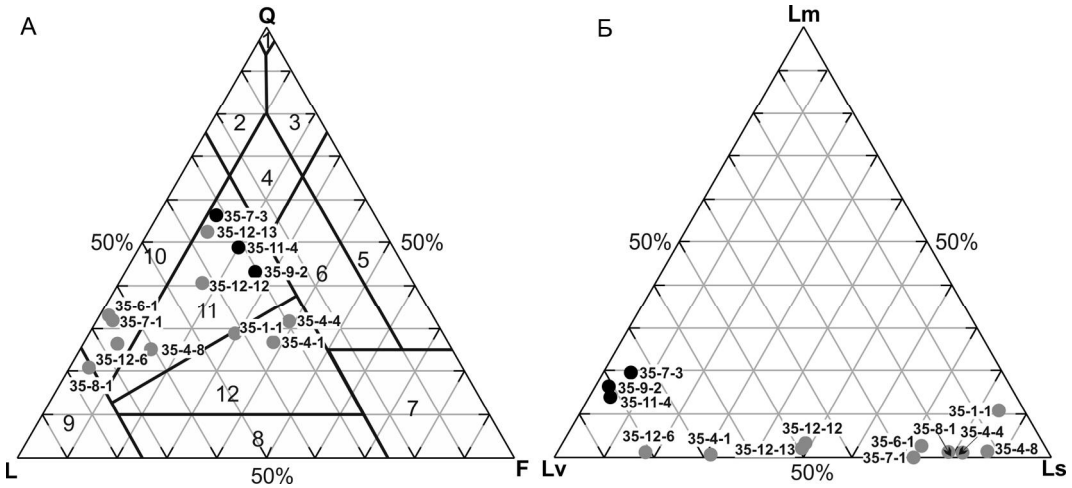

Рис. 3. Петрографический составов песчаников и галек из конгломератов имлекинской свиты.

А – Классификационная диаграмма типов песчаных пород [21]: Q – кварц, F – полевые шпаты, L – обломки пород. Поля классификационной диаграммы: 1 – мономинеральные кварцевые, 2 – кремнекласто-кварцевые, 3 – полевошпатово-кварцевые, 4 – мезомикто-кварцевые, 5 – собственно аркозы, 6 – грауваковые аркозы, 7 – кристаллотуфы, 8 – полевошпатовые граувакки, 9 – собственно граувакки, 10 – кварцевые граувакки, 11 – полевошпатово-кварцевые граувакки, 12 – кварцево-полевошпатовые граувакки; Б – соотношение обломков пород различного генезиса в песчаниках: Ls – обломки осадочных пород, Lv – обломки вулканического происхождения, Lm – обломки магматических и метаморфических пород.

Фигуративные точки составов: серые круги – песчаников, черные круги – галек песчаников из конгломератов.

В песчаниках из двух уровней с высоким содержанием вулканогенного материала одновременно с увеличением доли пеплового материала в матриксе возрастает количество кристаллокластов вулканического облика и свежих, неокатанных обломков вулканитов преимущественно среднего состава. Такие породы классифицируются как туфопесчаники (образцы 35-4-1, 35-4-4, 35-12-6, 35-12-7).

К этим же уровням приурочены песчаные туффиты. В нижнем уровне (с 10 до 60 м) в их составе отмечается высокое содержание матрикса. В образце 35-1-5 оно составляет 40 %, цемент базальный, сортировка средняя. Кристаллокласты (0.5–1 мм) свежие, неокатанные, имеют вулканический облик: кварц (22 %) с заливами и включениями микрофельзитовой массы, а также более мелкие угловатые обломки; полевые шпаты (70 %) оплавленные и округлые с внедрениями неправильной формы, встречаются сдвойникованные, реже зональные; биотит (8 %) расщеплен, не плеохроирует, замещен высокожелезистым карбонатом.

Из верхнего уровня (интервал 450–470 метров) описан второй тип песчаного туффита (образец 35-12-11). Он характеризуется минимальным количеством матрикса (менее 5 %), с пленочным типом цементации. Среди мономинеральных зерен (размерность 0.2–2 мм) преобладают полевые шпаты (43 %), часто оплавленные или округлые с заливами и внедрениями микрофелизитовой массы неправильной формы. В подчиненном количестве встречаются кварц (8 %) с резорбированными контурами различной формы и биотит (1 %), имеющий вид расщепленных, слабо плеохроирующих агрегатов, замещенных высокожелезистым карбонатом. Обломки пород конформированы согласно кристаллокластам. Вулканиты (44 %) имеют преимущественно андезитовый состав, реже встречаются дацитовые разновидности. Вулканическое стекло подвержено вторичным изменениям, заполняет интерстиционное пространство. Необходимо отметить наличие обломков осадочных пород до 3 % в виде кливажированных алевролитов и аргиллитов.

Таким образом, можно сделать вывод, что песчаники накапливались в основном в результате размыва терригенных и вулканических пород, преимущественно среднего и умеренно кислого составов. Дополнительными источниками сноса также возможно являлись граниты и метаморфические комплексы.

В составе обломочной части конгломератов и галечных глин преобладают хорошо окатанные аргиллиты, алевролиты и тонкозернистые песчаники, в подчиненном количестве – менее окатанные обломки жильного кварца и вулканитов среднего и умеренно кислого составов.

Гальки песчаников отличаются по петрографическим данным от песчаников имлекинской свиты (рис. 3). Они отчетливо диагностируются в шлифах по доминирующему количеству мономинеральных обломков кварца и сдвойникованных идиоморфных табличек полевого шпата, а также наличию мусковита. Отмечается преобладание вулканитов кислого состава среди обломков пород и увеличенное количество, по сравнению с песчаниками имлекинской свиты, сростков кварца и полевых шпатов, а также метаморфических кварцево-слюдистых пород. Единичные обломки осадочных разновидностей здесь представлены некливажированными высокоуглеродистыми аргиллитами.

Гальки алевролитов, аргиллитов и, реже, мелкозернистых песчаников, как правило, кливажированные и разбиты кварцевыми прожилками.

Обломки жильного кварца практически не окатаны, их размер редко достигает 4–5 см. Они представлены поликристаллической разновидностью этого минерала молочного цвета.

Среди обломков вулканитов преобладают андезиты и дациты. Стоит отметить, что количество обломков вулканического генезиса с увеличением размерности уменьшается одновременно с увеличением терригенных разновидностей. Так по разрезу количество обломков вулканитов в песчаниках составляет от 8 до 82 % (в среднем 43 %), в гравелитах от 5 до 32 % (в среднем 17 %) и в конгломератах около 1 %. Это может свидетельствовать о некоторой удаленности этого источника сноса по сравнению с терригенным.

Размываемые терригенные комплексы относятся, как минимум, к предыдущему этапу осадконакопления, они подверглись деформациям и гидротермальному воздействию.

Вулканогенный материал в основном свежий, практически не окатан, что указывает на размыв преимущественно функционирующей дуги, поставляющей также пепловый материал в осадок.

ГЕОХИМИЯ

Наличие двух доминирующих источников сноса способствует смешению геохимических маркеров в пелитовых и псаммитовых разновидностях имлекинской свиты. Поэтому геохимические исследования дополнены данными по галькам из конгломератов.

Силикатный анализ проб осуществлялся в лаборатории химико-аналитических исследований ГИН РАН под руководством М.С. Ляпунова рентгенофлуоресцентным методом (XRF) с использованием последовательного спектрометра S4 Pioneer фирмы «Bruker» (Германия) и программного обеспечения «Spectra-Plus». Элементный анализ проб выполнен в Аналитическом сертификационном испытательном

центре Института проблем технологии микроэлектроники и особо чистых материалов РАН (АСИЦ ИПТМ РАН) в лаборатории ядерно-физических и масс-спектральных методов анализа под руководством В.К. Карандашева. Для разложения образцов использовали автоклавы МКП-05 НПВФ («АНКОН-АТ-2», Россия). Содержание микроэлементов в полученных растворах определяли методами атомно-эмиссионной спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICAP-61, *Thermo Jarrell Ash*, США) и масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (X-7, *Thermo Elemental*, США). Результаты представлены в табл. 1, 2.

Породы имлекинской свиты демонстрируют нормальный тренд выветривания, коэффициент CIA колеблется от 67 до 77, в среднем около 73, что свидетельствует о накоплении в гумидных условиях и средней степени выветрелости пород. Соотношение щелочей и алюмосиликатной части в псаммитовых разновидностях соответствует грауваккам. По данным диаграммы соотношения основных петрогенных оксидов Б.Д. Роузера и Р.Дж. Корша [36], состав питающей провинции представлен главным образом вулканическими породами среднего состава (рис. 4).

На диаграммах М.Р. Бхатия [24] для классификации тектонических обстановок накопления граувакк фигуративные точки составов отложений имлекинской свиты преимущественно занимают поле B, соответствующее континентальной островной дуге (рис. 5). Следует отметить, что составы галек песчаников несколько смещены к области пассивной континентальной окраины.

Для аргиллитов и песчаников имлекинской свиты характерны пониженные концентрации легких редкоземельных элементов по сравнению с постархейским австралийским средним глинистым сланцем (PAAS, [32]), а для аргиллитов, при этом, отмечены более высокие содержания тяжелых РЗЭ. Это особенно четко проявляется в соотношении La/Yb, колеблющегося в диапазоне от 8 до 10.5 (PAAS = 13.6). Значения европиевой аномалии, рассчитанной через Gd, изменяются от 0.64 до 0.74. Распределение редкоземельных элементов в гальках аргиллитов не контрастно и в целом сопоставимо с данными по вмещающим аргиллитам. В то же время гальки песчаников имеют характеристики, более близкие к PAAS. Для них соотношение La/Yb демонстрирует более высокие значения (11.2–13.6), величина европиевой аномалии изменяется от 0.56 до 0.69.

Полученные данные подтверждают ранее сделанный вывод о размыве вулканического источника, преимущественно среднего состава, а также свидетельствуют о накоплении в обстановке континентальной островной дуги. Выявленные геохимические характеристики терригенных галек дополняют результаты петрографических исследований. Состав, близкий к PAAS, и их возможная принадлежность к отложениям пассивной континентальной окраины добавляют уверенности в сопоставлении их с триасовыми комплексами.

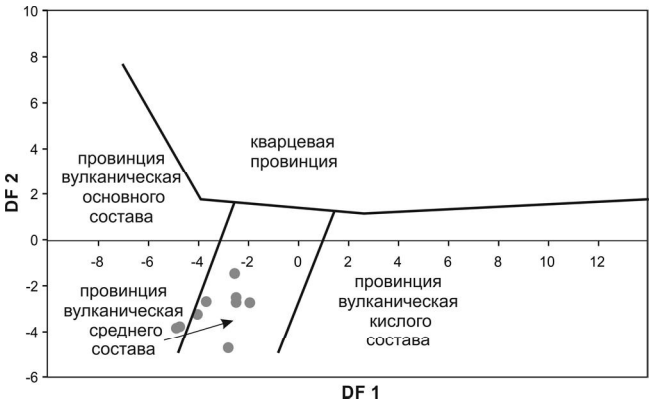

Рис. 4. Положение фигуративных точек составов песчаников имлекинской свиты на дискриминантной диаграмме [36].

$DF1=30.6038TiO_2/Al_2O_3 - 2.541FeO_{tot}/Al_2O_3 + 7.329MgO/Al_2O_3 + 12.031Na_2O/Al_2O_3 + 35.42K_2O/Al_2O_3 - 6.382$;

$DF2=56.500TiO_2/Al_2O_3 - 10.879FeO_{tot}/Al_2O_3 + 30.875MgO/Al_2O_3 - 5.404Na_2O/Al_2O_3 + 11.112K_2O/Al_2O_3 - 3.89$.

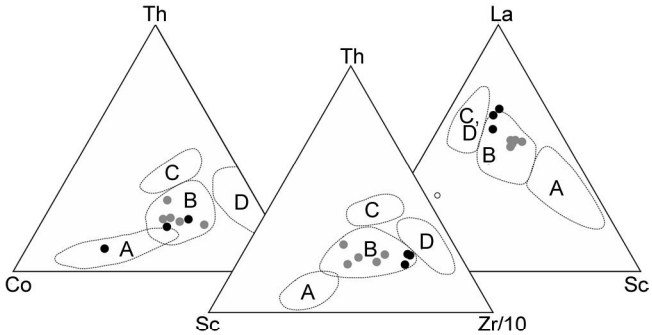

Рис. 5. Положение фигуративных точек составов песчаников и галек из конгломератов имлекинской свиты на дискриминантных диаграммах для определения тектонических обстановок накопления граувакк [24].

A – океаническая островная дуга, B – континентальная островная дуга, C – активная континентальная окраина, D – пассивная континентальная окраина.

Фигуративные точки составов: серые круги – песчаников, черные круги – галек песчаников из конгломератов.

Для уточнения состава вулканического источника сноса проанализированы 4 гальки. По классификации, предложенной Р.В. Ле Метром [30], изученные гальки относятся к базальтовым трахиандезитам (образец 35-12-4 (2)), андезитам (образцы 35-12-7(2) и 35-12-2) и

Таблица 1. Геохимический состав пород имлекинской свиты и туфов Берложьей кальдеры по данным силикатного анализа, вес. %.

	Ïåñ÷àíèêè è ìëåêèíñêîé ñâèòû									Àðãèëèòû è ìëåêèíñêîé ñâèòû		Ãàëüêè âóëêàíèòîâ è çêîíãëîìåðàòîâ è ìëåêèíñêîé ñâèòû				Òóôû Áåðëîæüåé êàëüäåðû
№	35-1-1	35-1-2	35-1-5	35-4-2	35-4-8	35-6-1	35-12-6	35-12-12	35-12-13	35-4-3	35-12-10	35-12-2	35-12-4(2)	35-12-7(1)	35-12-7(2)	32-1-6
SiO_2	64.64	63.57	61.67	70.72	61.64	67.30	70.66	70.02	69.65	56.32	63.41	59.15	46.19	62.72	54.96	77.20
TiO_2	0.59	0.63	0.50	0.23	1.11	0.61	0.51	0.54	0.53	0.86	0.87	0.79	1.55	0.50	0.51	0.18
Al_2O_3	18.64	16.41	17.41	14.12	17.51	15.01	15.13	14.32	15.02	19.38	17.61	19.03	18.38	15.05	16.87	11.76
Fe_2O_3	2.72	3.40	0.87	1.82	2.60	2.73	1.54	1.80	2.28	2.28	3.01	1.73	2.27	0.62	1.54	1.06
FeO	1.25	2.73	3.33	1.66	0.99	3.03	2.22	3.02	3.79	4.92	3.03	4.33	7.38	2.09	7.06	1.14
MnO	0.06	0.10	0.08	0.05	0.00	0.05	0.04	0.07	0.03	0.00	0.05	0.08	0.29	0.26	0.19	0.06
MgO	0.83	0.94	1.22	0.53	1.04	1.00	0.69	1.26	0.96	1.55	1.67	1.11	1.77	0.64	1.46	0.38
CaO	1.14	1.34	2.72	2.49	2.18	1.51	0.44	1.74	0.25	0.84	0.39	2.45	6.98	6.69	5.46	0.51
Na_2O	2.70	1.81	2.81	2.86	3.56	1.58	1.26	2.05	1.32	1.15	1.75	5.65	5.40	3.26	4.91	2.48
K_2O	2.17	1.66	1.87	1.42	0.81	1.86	2.05	1.47	1.81	3.33	2.82	0.54	0.40	0.31	0.13	3.73
P_2O_5	0.11	0.20	0.12	0.07	0.11	0.88	0.13	0.13	0.11	0.22	0.13	0.15	0.24	0.15	0.15	0.07
ï.ï.ï.	5.00	6.90	7.03	3.85	8.33	4.13	5.08	3.25	3.83	8.60	4.92	4.52	8.32	7.48	5.98	1.32
Ñóìà	99.85	99.69	99.63	99.81	99.88	99.67	99.76	99.67	99.57	99.45	99.66	99.52	99.18	99.77	99.21	99.87
H_2O-	0.87	0.56	1.11	0.35	2.33	0.68	0.59	0.59	0.54	1.17	0.94	0.72	0.77	0.48	0.37	0.16
CO_2	2.17	3.73	5.07					1.26			0.25	1.86	5.13	5.30	3.90	0.44
CIA	72.79	77.15	72.10	69.33	72.22	67.07	74.79	72.91	76.59	73.37	74.27					
#mg												15.79	15.84	19.51	14.78	15.31

Примечание. Анализ проб осуществлялся в аккредитованной лаборатории химико-аналитических исследований ГИН РАН под руководством М.С. Ляпунова рентгенофлуоресцентным методом (XRF) с использованием последовательного спектрометра S4 Pioneer «Bruker» (Германия) и программного обеспечения «Spectra-Plus».

Таблица 2. Геохимический состав пород имлекинской свиты и туфов Берложьей кальдеры по данным ICP-MS анализа, мкг/г.

№	Терригенные породы имлекинской свиты							Гальки из конгломератов имлекинской свиты		
	Песчаники					Аргиллиты		Песчаники		
	35-1-1	35-1-2	35-1-5	35-12-6	35-12-12	35-4-3	35-12-10	35-7-3(1)	35-9-2(1)	35-11-4(1)
Li	38.02	44.80	30.86	43.37	85.98	86.57	63.45	18.51	68.19	32.75
Be	1.54	1.80	1.41	1.23	1.27	2.61	2.57	0.71	0.88	1.22
Sc	12.33	12.90	12.04	10.65	11.74	15.37	18.62	7.65	5.99	7.39
V	82.16	95.22	54.80	78.36	73.31	163.19	142.73	49.59	62.45	61.45
Cr	139.93	214.58	76.16	77.92	166.10	104.09	108.26	108.85	64.92	65.53
Co	10.37	12.80	7.78	9.03	10.31	13.17	13.99	12.64	40.02	17.23
Ni	24.47	119.33	5.80	34.47	32.79	53.34	44.15	28.46	70.44	31.61
Cu	15.23	н.о.	30.48	23.01	15.82	29.78	30.98	14.06	16.65	19.09
Zn	н.о.	н.о.	н.о.	77.83	н.о.	106.15	н.о.	61.33	437.13	84.87
Ga	18.75	15.33	18.50	10.84	15.05	20.72	22.33	8.72	10.71	10.86
Rb	76.92	63.22	69.00	63.59	54.81	126.09	126.02	51.87	46.26	61.12
Sr	105.86	70.59	162.18	73.22	92.05	70.71	104.75	121.70	84.64	89.27
Y	24.21	24.18	21.76	18.83	20.68	26.05	29.85	22.49	12.10	18.79
Zr	118.32	198.70	106.73	229.56	137.92	165.82	190.57	235.27	173.58	222.71
Nb	7.61	10.83	5.90	10.29	8.83	11.12	15.48	9.80	7.60	9.71
Cs	4.06	4.16	2.39	4.68	3.47	12.27	9.70	2.20	2.66	2.78
Ba	309.45	258.68	367.29	308.65	243.30	447.71	420.23	243.32	161.69	350.39
La	20.38	22.43	24.36	19.01	22.41	33.81	29.60	31.66	23.47	22.30
Ce	41.58	46.00	48.58	42.31	44.23	72.28	60.39	70.05	49.97	56.86
Pr	5.20	5.45	5.97	4.78	5.37	8.03	7.36	7.05	4.98	5.51
Nd	20.07	20.38	22.13	19.00	19.68	31.74	28.80	27.20	17.54	21.60
Sm	4.29	4.65	4.59	4.38	4.11	6.37	6.16	5.47	2.85	4.01
Eu	1.03	1.10	0.94	0.99	0.97	1.33	1.35	1.01	0.46	0.85
Gd	4.37	4.40	4.41	4.08	3.91	5.62	5.94	5.00	2.18	3.48
Tb	0.73	0.77	0.69	0.62	0.64	0.86	1.00	0.75	0.34	0.57
Dy	4.59	4.61	4.29	3.71	3.91	5.27	5.81	4.14	2.07	3.25
Ho	0.95	0.91	0.86	0.74	0.80	1.06	1.19	0.81	0.45	0.67
Er	2.79	2.64	2.54	2.38	2.37	3.27	3.62	2.39	1.48	2.02
Tm	0.40	0.38	0.37	0.35	0.35	0.47	0.59	0.34	0.23	0.29
Yb	2.55	2.57	2.49	2.36	2.33	3.22	3.34	2.33	1.73	2.00
Lu	0.39	0.40	0.39	0.34	0.38	0.47	0.54	0.35	0.27	0.30
Hf	3.43	5.71	3.08	5.70	4.05	4.33	5.49	5.80	4.41	5.92
Ta	н.о.	0.70	н.о.	0.81	н.о.	0.86	н.о.	0.81	0.62	0.66
Tl	0.44	н.о.	0.56	0.37	0.30	0.59	0.68	0.38	1.11	0.45
Pb	11.44	13.36	13.60	13.15	15.26	19.66	20.46	88.29	28.21	24.42
Th	5.92	8.29	8.38	7.52	7.09	10.53	10.44	9.64	5.61	9.01
U	1.66	2.49	2.99	2.43	2.46	2.61	3.53	2.67	1.64	2.14
Eu*	0.73	0.74	0.64	0.71	0.74	0.68	0.68	0.59	0.56	0.69
La/Yb	8.00	8.71	9.78	8.06	9.60	10.51	8.87	13.58	13.54	11.16
Nb/Ta										

Примечание. н.о. – не определялось, Eu* – европиевая аномалия, рассчитанная через Gd. Анализ проб выполнен в Аналитическом сертификационном испытательном центре Института проблем технологии микроэлектроники и особо чистых материалов РАН (АСИЦ ИПТМ РАН) в лаборатории ядерно-физических и масс-спектральных методов анализа под руководством В.К. Карандашева. Для разложения образцов использовали автоклавы МКП-05 НПВФ («АНКОН-АТ-2», Россия). Содержание микроэлементов в полученных растворах определяли методами атомно-эмиссионной спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICAP-61, Thermo Jarrell Ash, США) и масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (X-7, Thermo Elemental, США).

Таблица 2. (Окончание).

№	Гальки из конгломератов имлекинской свиты							Туфы Берложьей кальдеры
	Аргиллиты			Вулканиты				
	35-9-2(2)	35-11-4(2)	35-12-4(1)	35-12-2	35-12-4(2)	35-12-7(1)	35-12-7(2)	32-1-6
Li	59.89	20.20	65.64	376.50	283.02	419.48	239.10	45.70
Be	1.34	1.22	1.48	0.58	0.69	0.71	0.48	2.51
Sc	8.68	11.65	10.73	7.66	17.14	3.18	4.62	5.37
V	106.82	58.75	114.92	30.53	77.56	20.07	22.70	14.24
Cr	71.92	46.67	109.24	10.58	22.41	4.07	7.18	12.79
Co	24.92	10.14	9.32	8.36	8.65	3.93	14.30	2.75
Ni	71.71	27.36	58.16	21.01	42.82	13.53	35.80	12.96
Cu	20.18	11.63	19.57	21.94	34.51	9.97	8.60	4.63
Zn	272.60	44.91	82.68	138.23	528.00	195.55	388.52	83.41
Ga	13.53	10.21	14.88	11.63	12.73	9.84	11.41	13.96
Rb	82.72	64.91	87.52	12.20	13.68	6.98	3.36	172.78
Sr	77.07	207.17	95.16	144.29	131.88	92.97	156.71	81.10
Y	25.14	26.36	35.63	13.71	31.61	29.54	22.77	42.74
Zr	198.42	192.21	352.12	103.00	193.78	103.67	107.53	83.50
Nb	12.05	8.97	14.37	6.61	9.40	5.41	6.83	6.54
Cs	5.95	2.55	3.27	0.62	0.85	0.51	0.24	6.17
Ba	334.72	352.84	390.83	163.54	163.97	156.87	125.59	529.87
La	28.42	21.27	29.60	7.51	13.95	16.31	11.31	19.98
Ce	61.12	47.21	64.39	16.72	35.26	38.36	28.92	46.41
Pr	6.45	5.12	6.90	2.16	4.46	4.85	3.74	5.35
Nd	24.27	20.53	26.45	9.05	19.56	20.56	16.40	20.84
Sm	4.94	4.82	5.55	2.47	5.28	5.16	4.41	5.36
Eu	1.01	1.17	1.13	0.57	0.97	0.75	0.94	0.38
Gd	4.59	5.26	5.72	2.80	6.86	6.02	5.24	5.91
Tb	0.73	0.84	0.96	0.44	1.11	0.95	0.83	1.04
Dy	4.39	4.65	6.10	2.53	6.60	5.63	6.15	6.74
Ho	0.89	0.91	1.27	0.49	1.32	1.09	0.91	1.40
Er	2.79	2.64	3.88	1.38	3.82	3.18	2.59	4.41
Tm	0.40	0.36	0.56	0.19	0.50	0.44	0.35	0.63
Yb	2.74	2.36	3.80	1.24	3.11	2.70	2.19	4.19
Lu	0.41	0.35	0.59	0.18	0.43	0.37	0.31	0.58
Hf	5.02	5.14	8.91	2.95	4.94	2.64	2.72	2.94
Ta	0.96	0.58	1.13	0.48	0.84	0.50	0.65	0.73
Tl	0.78	0.36	0.47	0.11	0.10	0.07	0.02	1.23
Pb	42.30	20.28	18.99	19.25	15.60	11.29	29.48	47.12
Th	8.68	6.58	12.08	4.78	6.07	6.72	7.96	9.87
U	2.44	2.12	3.53	1.79	1.84	2.02	1.81	4.95
Eu*	0.65	0.71	0.61					
La/Yb	10.37	9.00	7.79					
Nb/Ta				13.83	11.17	10.79	10.54	8.98

дацитам (образец 35-12-7(1)). Все образцы обладают схожими геохимическими характеристиками, что подтверждает их принадлежность к одному источнику.

Базальты и комплементарные им более кислые разновидности относятся к низкокалиевым сериям (рис. 6) с достаточно высоким содержанием глинозема от 16.3 до 20.2 % и низкой магнезиальностью от 14.8 до 19.5. На диаграмме (Na_2O+K_2O)–FeO_{tot}–MgO Т.Р. Ирвина и В.Р.А Барагара [29] фигуративные точки составов группируются вдоль известково-щелочного тренда (рис. 7). Тем не менее, благодаря низкому содержанию калия, по уровню накопления щелочей вулканиты относятся к нормальной (толеитовой) серии. Также низкое содержание оксида магния оставляет фигуративные точки составов на диаграмме отношений SiO_2 – FeO_{tot}/MgO [35] в поле толеитов. Однако изучение полного спектра элементов не позволяет отнести данные породы к типичным представителям толеитовых серий. Так, на мультиэлементной диаграмме (рис. 8) наблюдается обогащение крупноионнными литофильными элементами Cs, Rb, Ba, K, Sr и в особенности Pb, а также высокозарядными литофильными элементами Ta, Hf, Zr с более значительной концентрацией Th и U. Кроме этого, составы вулканитов демонстрируют повышенные содержания легких редкоземельных элементов (LREE). Такие геохимические показатели характерны для надсубдукционных комплексов [22]. При этом, в сравнении с однотипными представителями энсиматических дуг, в составе изучаемых вулканитов интерпретируется высокая контаминация коровым материалом и низкое Nb/Ta соотношение (10.5–13.8). Следовательно, наиболее вероятной обстановкой их накопления является или зрелая островная дуга, или окраинно-континентальный вулканический пояс на утоненной коре.

Для сравнения на диаграммы также были вынесены параметры риолитовых туфов Берложьей кальдеры (образец 32-1-6). Они являются типичными представителями известково-щелочной серии, с высокими содержаниями калия (рис. 6, 7). На мультиэлементных графиках (рис. 8) видно, что коровая доминанта здесь проявлена намного сильней, чем в изученных гальках. По данным П.Л. Тихомирова с соавторами [19], обстановкой формирования этой вулкано-плутонической ассоциации является активная континентальная окраина.

Для определения возраста источника вулканического материала были продатированы цирконы из андезитовой гальки (образец 35-12-2). Измерения были выполнены на ионном микрозонде (SRHIMP-II) в Центре изотопных исследований при Всероссийском научно-исследовательском геологическом институте им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ) МПР России в Санкт-Петербурге.

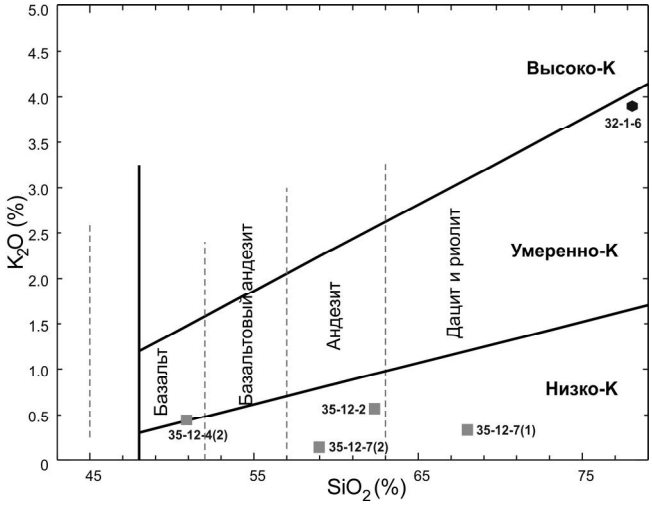

Рис. 6. Положение фигуративных точек составов вулканитов на классификационной диаграмме SiO_2–K_2O [30].

Фигуративные точки составов: серые квадраты – галек вулканитов, черный шестиугольник – туфов Берложьей кальдеры.

Рис. 7. Положение фигуративных точек составов вулканитов на классификационной диаграмме (Na_2O+K_2O) – FeO_{tot} – MgO [29]

Условные см. рис. 6.

Возрастной диапазон 10 датированных цирконов составляет от 145.4 до 150 млн лет, конкордантный оценен в 147 ± 1 млн лет.

Детальные исследования галек вулканитов указывают на существование в волжское время зрелой островной или континентальной дуги, которая поставляла дифференцированные серии вулканитов.

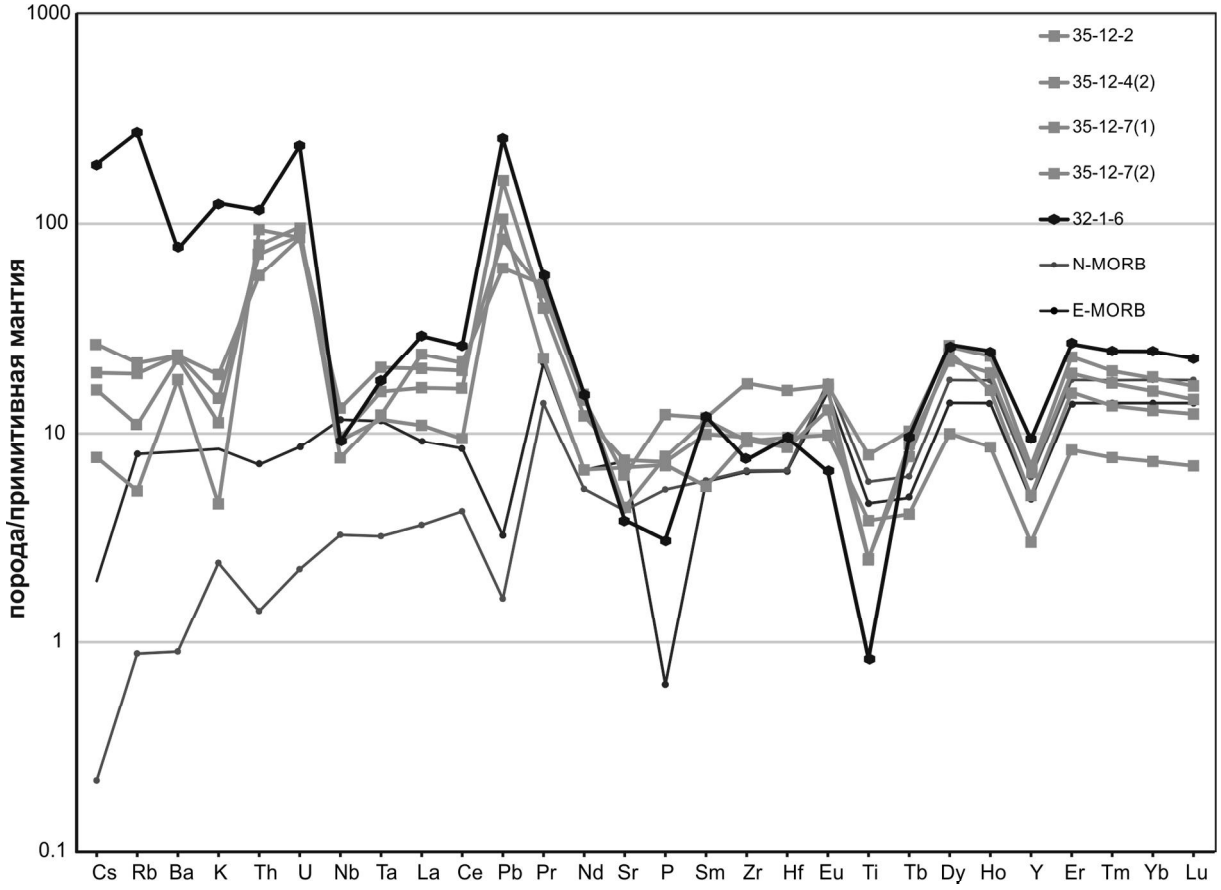

Рис. 8. Мультиэлементные диаграммы, нормированные по составу примитивной мантии [40]. Составы N-MORB и E-MORB – по [40].

Геохимически отличные от них комплексы Берложьей кальдеры маркируют следующий этап магматической активности с формированием в субаэральных условиях кислых вулканитов.

ДАТИРОВАНИЕ ОБЛОМОЧНЫХ ЦИРКОНОВ

Датирование обломочных цирконов из песчаников (образец 35-12-9) выполнено с целью выявления нижнего возрастного предела формирования отложений имлекинской свиты, а также определения источников сноса.

Изотопные исследования индивидуальных зерен циркона проводились в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ГЕОХИ РАН методом лазерной абляции. Для этого использовали ICP_MS спектрометр Element_XR (Thermo_Finnigan) и лазерную установку UP_213 (New_Wave Research). Графики отстроены в программе Isoplot 3.76 (автор K.R. Ludwig, 2012 г.).

Полученные результаты U-Pb датирования (табл. 3) обломочных цирконов обрабатывались, следуя методике, приведенной в работе Дж.Е. Герельса [28]. Для цирконов моложе 1000 млн лет за возраст кристаллизации принят возраст, рассчитанный по отношению $^{206}Pb/^{238}U$, а для цирконов древнее 1000 млн лет – $^{207}Pb/^{206}Pb$ возраст. Предел дискордантности, при превышении которой соответствующее зерно исключалось из рассмотрения, был принят от минус 10 % до плюс 30 % для зерен моложе 200 млн лет данный критерий не использовался. Кроме того, для всех определений учитывалось положение относительно графика с конкордией (рис. 9). На графике видно, что около половины значений лежат ниже конкордии. Это явление, как правило, объясняется потерей свинца вследствие воздействия более молодого термального события. В данном случае образцы отобраны из разреза в береговых обрывах р. Уттыкымыль, где отложения имлекинской свиты перекрыты риолитовыми туфами осиновской толщи ОЧВП.

Таким образом, для построения гистограммы и кривой вероятности использовались данные только по 46 зернам (рис. 10 А). Самую молодую и многочисленную популяцию, составляющую 54 % от выборки, образуют цирконы с возрастами от 136 до 146 млн лет с максимальным пиком 139.7 млн лет.

Таблица 3. Результаты U-Pb датирования обломочных цирконов из песчаников имлекинской свиты (образец 35-12-9).

№ замера	Th, мкг/г	U, мкг/г	Pb, мкг/г	Th/U	Изотопные отношения			Коэффициент корреляции ошибок	Возраст, млн лет						D1, %	D2, %	Возраст, млн лет	±2σ
					$^{207}Pb/^{206}Pb$	$^{207}Pb/^{235}U$	$^{206}Pb/^{238}U$		$^{207}Pb/^{206}Pb$	±2σ	$^{206}Pb/^{238}U$	±2σ	$^{207}Pb/^{235}U$	±2σ				
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
35_12_9-42	322	1187	25	0.27	0.0504±1.3	0.1481±1.5	0.0213±1.2	0.67	211.7	60.0	136.1	3.3	140.3	3.8	35.7	3.0	136.1	3.3
35_12_9-08	353	1179	25	0.30	0.0506±1.3	0.1494±1.4	0.0214±1.2	0.67	223.0	58.4	136.6	3.2	141.4	3.7	38.7	3.4	136.6	3.2
35_12_9-43	64	453	9	0.14	0.0514±2.5	0.1524±2.6	0.0215±1.4	0.61	258.3	116.4	137.3	3.7	144.1	7.0	46.9	4.7	137.3	3.7
35_12_9-24	266	763	16	0.35	0.0499±1.4	0.1482±1.5	0.0215±1.2	0.66	190.7	65.2	137.4	3.3	140.4	4.0	27.9	2.1	137.4	3.3
35_12_9-60	167	845	17	0.20	0.0496±2.0	0.1474±2.1	0.0216±1.3	0.63	172.9	94.6	137.7	3.7	139.7	5.6	20.4	1.4	137.7	3.7
35_12_9-23	192	668	14	0.29	0.0503±1.5	0.1498±1.6	0.0216±1.2	0.65	209.0	68.8	137.8	3.3	141.8	4.2	34.1	2.8	137.8	3.3
35_12_9-143	50	204	4	0.25	0.0484±2.3	0.1450±2.4	0.0217±1.3	0.61	119.9	107.7	138.6	3.5	137.6	6.1	-15.6	-0.7	138.6	3.5
35_12_9-113	175	1080	22	0.16	0.0492±1.5	0.1474±1.6	0.0217±1.3	0.66	157.6	68.1	138.6	3.4	139.7	4.2	12.0	0.8	138.6	3.4
35_12_9-17	273	1105	26	0.25	0.0893±1.5	0.2676±1.7	0.0217±1.3	0.66	1410.3	58.3	138.6	3.5	240.8	7.1	90.2	42.4	~~138.6~~	~~3.5~~
35_12_9-25	40	168	4	0.24	0.0478±2.4	0.1437±2.5	0.0218±1.3	0.61	89.5	115.6	139.1	3.5	136.3	6.4	-55.4	-2.0	139.1	3.5
35_12_9-73	265	756	17	0.35	0.0504±1.5	0.1514±1.7	0.0218±1.3	0.66	211.3	70.9	139.1	3.5	143.2	4.5	34.2	2.8	139.1	3.5
35_12_9-27	99	544	11	0.18	0.0517±2.2	0.1554±2.3	0.0218±1.4	0.63	269.3	100.1	139.3	3.7	146.7	6.2	48.3	5.1	139.3	3.7
35_12_9-10	268	980	22	0.27	0.0732±1.2	0.2210±1.4	0.0219±1.2	0.67	1019.8	50.4	139.7	3.3	202.8	5.1	86.3	31.1	~~139.7~~	~~3.3~~
35_12_9-52	187	712	15	0.26	0.0485±1.4	0.1465±1.6	0.0219±1.2	0.66	123.8	67.7	139.7	3.4	138.9	4.1	-12.9	-0.6	139.7	3.4
35_12_9-38	103	683	14	0.15	0.0489±1.5	0.1478±1.6	0.0219±1.2	0.66	140.0	71.2	140.0	3.4	140.0	4.3	0.0	0.0	140.0	3.4
35_12_9-138	450	915	21	0.49	0.0508±1.5	0.1538±1.7	0.0220±1.3	0.66	230.0	69.4	140.1	3.5	145.3	4.5	39.1	3.5	140.1	3.5
35_12_9-112	74	362	8	0.20	0.0488±1.9	0.1480±2.0	0.0220±1.3	0.64	139.4	87.8	140.2	3.6	140.2	5.2	-0.6	0.0	140.2	3.6
35_12_9-134	244	767	17	0.32	0.0503±1.5	0.1526±1.7	0.0220±1.3	0.66	206.8	70.1	140.5	3.5	144.2	4.4	32.1	2.6	140.5	3.5
35_12_9-46	241	796	18	0.30	0.0570±1.4	0.1731±1.5	0.0220±1.2	0.67	488.6	60.0	140.7	3.4	162.1	4.5	71.2	13.2	~~140.7~~	~~3.4~~
35_12_9-85	146	811	17	0.18	0.0527±1.4	0.1605±1.5	0.0221±1.3	0.67	313.7	63.0	141.0	3.5	151.2	4.3	55.1	6.7	141.0	3.5
35_12_9-117	244	1143	25	0.21	0.0642±1.3	0.1956±1.4	0.0221±1.3	0.68	746.4	53.0	141.0	3.5	181.4	4.8	81.1	22.3	~~141.0~~	~~3.5~~
35_12_9-125	288	1258	27	0.23	0.0454±1.4	0.1383±1.6	0.0221±1.3	0.67	-36.5	67.2	141.1	3.5	131.6	3.8	486.5	-7.2	141.1	3.5
35_12_9-147	94	255	6	0.37	0.0483±2.0	0.1473±2.1	0.0221±1.3	0.63	114.3	95.4	141.1	3.5	139.6	5.5	-23.5	-1.1	141.1	3.5
35_12_9-99	245	693	15	0.35	0.0495±1.5	0.1510±1.6	0.0221±1.3	0.66	170.5	69.4	141.2	3.5	142.9	4.4	17.2	1.2	141.2	3.5
35_12_9-84	175	736	16	0.24	0.0535±1.4	0.1633±1.6	0.0221±1.3	0.67	348.3	63.5	141.3	3.5	153.6	4.4	59.4	8.0	141.3	3.5
35_12_9-12	117	765	18	0.15	0.0787±2.9	0.2411±2.9	0.0222±1.5	0.61	1163.4	114.2	141.8	4.1	219.4	11.5	87.8	35.4	~~141.8~~	~~4.1~~
35_12_9-128	244	1117	26	0.22	0.0756±1.3	0.2332±1.4	0.0224±1.3	0.68	1082.5	50.4	142.8	3.6	212.9	5.6	86.8	32.9	~~142.8~~	~~3.6~~
35_12_9-02	81	244	5	0.33	0.0500±1.9	0.1542±1.9	0.0224±1.2	0.63	192.2	86.6	142.8	3.4	145.7	5.2	25.7	1.9	142.8	3.4
35_12_9-75	154	564	12	0.27	0.0503±1.6	0.1554±1.8	0.0224±1.3	0.65	208.2	75.9	142.9	3.6	146.7	4.8	31.4	2.6	142.9	3.6
35_12_9-45	190	426	10	0.45	0.0667±3.2	0.2060±3.2	0.0224±1.5	0.60	827.1	132.0	142.9	4.3	190.2	11.0	82.7	24.9	~~142.9~~	~~4.3~~
35_12_9-127	226	548	13	0.41	0.0658±1.5	0.2048±1.6	0.0226±1.3	0.66	800.6	61.8	143.9	3.6	189.2	5.6	82.0	24.0	~~143.9~~	~~3.6~~
35_12_9-49	122	334	8	0.37	0.0509±6.6	0.1587±6.6	0.0226±2.0	0.56	238.1	303.4	144.1	5.6	149.6	18.1	39.5	3.7	144.1	5.6
35_12_9-153	206	747	17	0.28	0.0567±2.3	0.1766±2.4	0.0226±1.4	0.63	477.4	100.3	144.2	4.0	165.2	7.2	69.8	12.7	~~144.2~~	~~4.0~~
35_12_9-137	322	716	18	0.45	0.0755±1.4	0.2367±1.5	0.0227±1.3	0.67	1080.9	55.3	145.0	3.6	215.7	6.0	86.6	32.8	~~145.0~~	~~3.6~~
35_12_9-161	165	459	11	0.36	0.0539±1.6	0.1702±1.7	0.0229±1.3	0.65	363.8	70.9	146.2	3.6	159.6	5.0	59.8	8.4	146.2	3.6
35_12_9-105	171	537	12	0.32	0.0420±1.9	0.1330±2.0	0.0230±1.3	0.63	-225.0	97.1	146.4	3.7	126.9	4.9	165.1	-15.4	~~146.4~~	~~3.7~~

Таблица 3. (Продолжение).

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
35_12_9-28	109	553	13	0.20	0.0831±1.7	0.2653±1.8	0.0231±1.2	0.64	1271.1	68.1	147.6	3.6	238.9	7.7	88.4	38.2	~~147.6~~	~~3.6~~
35_12_9-98	263	1003	27	0.26	0.1041±1.2	0.3383±1.4	0.0236±1.3	0.68	1697.4	45.2	150.3	3.7	295.9	7.2	91.1	49.2	~~150.3~~	~~3.7~~
35_12_9-33	319	654	19	0.49	0.1206±1.3	0.3943±1.5	0.0237±1.2	0.67	1963.6	46.8	151.2	3.7	337.6	8.4	92.3	55.2	~~151.2~~	~~3.7~~
35_12_9-20	223	1130	33	0.20	0.1372±1.4	0.4510±1.5	0.0238±1.3	0.67	2191.4	48.2	152.0	3.8	378.0	9.7	93.1	59.8	~~152.0~~	~~3.8~~
35_12_9-170	146	815	23	0.18	0.1159±1.3	0.3872±1.4	0.0242±1.2	0.68	1892.8	46.3	154.4	3.8	332.3	8.1	91.8	53.5	~~154.4~~	~~3.8~~
35_12_9-77	97	568	17	0.17	0.1220±4.5	0.4153±4.6	0.0247±1.9	0.59	1984.0	158.9	157.4	5.8	352.7	27.0	92.1	55.4	~~157.4~~	~~5.8~~
35_12_9-100	277	1072	33	0.26	0.1409±1.5	0.4805±1.7	0.0247±1.4	0.67	2237.7	51.4	157.6	4.2	398.5	11.0	93.0	60.5	~~157.6~~	~~4.2~~
35_12_9-154	195	727	25	0.27	0.1686±1.2	0.5916±1.4	0.0254±1.2	0.68	2543.3	40.8	162.1	4.0	471.9	10.4	93.6	65.7	~~162.1~~	~~4.0~~
35_12_9-40	179	782	31	0.23	0.2023±2.2	0.7777±2.3	0.0279±1.4	0.64	2843.9	70.5	177.4	5.1	584.2	20.6	93.8	69.6	~~177.4~~	~~5.1~~
35_12_9-106	164	1007	45	0.16	0.2451±1.2	0.9870±1.4	0.0292±1.3	0.69	3152.8	37.7	185.7	4.6	697.2	13.9	94.1	73.4	~~185.7~~	~~4.6~~
35_12_9-91	357	995	30	0.36	0.0522±1.3	0.2113±1.5	0.0294±1.2	0.68	292.3	59.1	186.7	4.6	194.7	5.2	36.1	4.1	186.7	4.6
35_12_9-06	52	400	12	0.13	0.0561±1.5	0.2275±1.6	0.0294±1.2	0.65	453.9	65.2	187.1	4.4	208.2	5.9	58.8	10.1	187.1	4.4
35_12_9-81	201	840	43	0.24	0.2817±1.1	1.1887±1.3	0.0306±1.2	0.69	3371.3	35.2	194.5	4.7	795.4	14.4	94.2	75.5	~~194.5~~	~~4.7~~
35_12_9-79	196	945	49	0.21	0.2803±1.1	1.1899±1.3	0.0308±1.3	0.70	3363.8	34.5	195.6	4.8	796.0	14.4	94.2	75.4	~~195.6~~	~~4.8~~
35_12_9-95	366	1220	74	0.30	0.3355±1.1	1.5229±1.3	0.0329±1.2	0.70	3641.8	34.4	208.9	5.1	939.7	16.1	94.3	77.8	~~208.9~~	~~5.1~~
35_12_9-57	198	244	9	0.81	0.0481±1.8	0.2206±2.0	0.0332±1.3	0.64	105.2	87.1	210.9	5.2	202.4	7.1	-100.5	-4.2	~~210.9~~	~~5.2~~
35_12_9-58	158	649	38	0.24	0.3021±2.8	1.4045±2.9	0.0337±1.6	0.61	3479.9	87.3	213.9	6.5	890.9	33.8	93.9	76.0	~~213.9~~	~~6.5~~
35_12_9-90	53	249	16	0.21	0.3315±1.2	1.5946±1.4	0.0349±1.3	0.69	3623.3	36.7	221.2	5.5	968.2	17.0	93.9	77.2	~~221.2~~	~~5.5~~
35_12_9-139	241	498	18	0.48	0.0512±1.3	0.2486±1.5	0.0352±1.2	0.67	247.4	61.9	223.4	5.5	225.5	6.1	9.7	0.9	223.4	5.5
35_12_9-94	322	456	19	0.71	0.0539±1.4	0.2743±1.6	0.0369±1.3	0.67	367.2	62.9	233.7	5.8	246.2	6.8	36.4	5.1	~~233.7~~	~~5.8~~
35_12_9-86	252	1243	94	0.20	0.3854±1.4	1.9842±1.6	0.0373±1.4	0.69	3852.2	41.2	236.5	6.4	1110.2	21.3	93.9	78.7	~~236.5~~	~~6.4~~
35_12_9-87	244	484	19	0.50	0.0498±1.4	0.2638±1.6	0.0384±1.3	0.67	186.8	66.0	243.0	6.0	237.8	6.7	-30.1	-2.2	~~243.0~~	~~6.0~~
35_12_9-148	402	725	30	0.55	0.0524±1.3	0.2775±1.4	0.0384±1.2	0.68	301.7	57.5	243.2	5.9	248.7	6.3	19.4	2.2	243.2	5.9
35_12_9-102	405	459	20	0.88	0.0523±1.5	0.2776±1.6	0.0385±1.3	0.66	300.2	66.4	243.4	6.0	248.8	7.1	18.9	2.2	243.4	6.0
35_12_9-123	173	706	52	0.25	0.3879±2.2	2.0633±2.3	0.0386±1.5	0.64	3859.8	65.6	244.5	7.4	1136.8	30.7	93.7	78.5	~~244.5~~	~~7.4~~
35_12_9-104	166	740	54	0.22	0.3726±2.2	1.9911±2.3	0.0388±1.5	0.64	3801.4	66.4	245.2	7.3	1112.5	30.6	93.5	78.0	~~245.2~~	~~7.3~~
35_12_9-13	284	787	66	0.36	0.4146±1.2	2.3615±1.3	0.0413±1.2	0.68	3962.5	35.6	261.0	6.1	1231.1	18.5	93.4	78.8	~~261.0~~	~~6.1~~
35_12_9-16	75	1194	104	0.06	0.4068±1.1	2.4520±1.3	0.0437±1.2	0.69	3934.0	33.9	275.9	6.5	1258.0	18.4	93.0	78.1	~~275.9~~	~~6.5~~
35_12_9-74	208	660	64	0.32	0.4464±1.3	2.7642±1.5	0.0449±1.3	0.68	4072.7	38.4	283.3	7.0	1346.0	21.4	93.0	79.0	~~283.3~~	~~7.0~~
35_12_9-70	85	186	9	0.46	0.0530±1.8	0.3293±1.9	0.0451±1.3	0.64	326.3	79.7	284.5	7.1	289.1	9.4	12.8	1.6	284.5	7.1
35_12_9-101	529	1522	149	0.35	0.4616±1.5	2.8731±1.6	0.0451±1.2	0.66	4122.6	43.9	284.7	6.9	1374.9	23.4	93.1	79.3	~~284.7~~	~~6.9~~
35_12_9-61	181	303	15	0.60	0.0668±1.4	0.4160±1.6	0.0452±1.3	0.66	830.3	60.0	285.0	7.0	353.3	9.4	65.7	19.3	~~285.0~~	~~7.0~~
35_12_9-107	206	753	36	0.27	0.0728±1.9	0.4561±2.0	0.0454±1.4	0.65	1008.9	75.2	286.4	7.9	381.6	12.8	71.6	24.9	~~286.4~~	~~7.9~~
35_12_9-121	229	476	23	0.48	0.0513±1.4	0.3298±1.5	0.0466±1.3	0.67	255.6	62.2	293.7	7.3	289.5	7.7	-14.9	-1.5	~~293.7~~	~~7.3~~
35_12_9-72	234	554	28	0.42	0.0547±1.4	0.3524±1.6	0.0467±1.3	0.67	400.5	63.0	294.4	7.2	306.6	8.3	26.5	4.0	294.4	7.2
35_12_9-118	231	443	23	0.52	0.0568±1.3	0.3804±1.5	0.0486±1.3	0.67	482.5	59.2	306.0	7.6	327.4	8.4	36.6	6.5	~~306.0~~	~~7.6~~
35_12_9-159	242	345	19	0.70	0.0525±1.4	0.3569±1.6	0.0493±1.2	0.66	308.3	64.3	310.1	7.5	309.9	8.3	-0.6	-0.1	310.1	7.5
35_12_9-119	332	537	42	0.62	0.2312±1.1	1.6003±1.3	0.0502±1.3	0.70	3060.2	36.4	315.8	7.8	970.4	16.6	89.7	67.5	~~315.8~~	~~7.8~~
35_12_9-96	115	181	10	0.63	0.0583±1.7	0.4210±1.8	0.0524±1.3	0.65	540.3	72.2	329.3	8.1	356.8	10.7	39.1	7.7	~~329.3~~	~~8.1~~
35_12_9-111	29	57	3	0.52	0.0747±2.4	0.5509±2.5	0.0535±1.3	0.61	1060.5	96.4	335.9	8.8	445.6	17.6	68.3	24.6	~~335.9~~	~~8.8~~
35_12_9-51	212	245	15	0.86	0.0529±1.5	0.3903±1.6	0.0536±1.2	0.66	322.6	66.7	336.4	8.2	334.6	9.1	-4.3	-0.5	336.4	8.2

Таблица 3. (Окончание).

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
35_12_9-14	117	247	14	0.47	0.0525±1.4	0.3902±1.6	0.0539±1.2	0.66	306.7	65.5	338.6	8.0	334.6	8.8	-10.4	-1.2	338.6	8.0
35_12_9-131	367	555	39	0.66	0.1309±1.4	0.9795±1.5	0.0543±1.3	0.66	2109.9	49.6	340.8	8.3	693.4	15.4	83.8	50.9	~~340.8~~	~~8.3~~
35_12_9-82	269	277	20	0.97	0.0972±1.3	0.7345±1.4	0.0548±1.3	0.68	1570.5	47.6	344.1	8.4	559.3	12.4	78.1	38.5	~~344.1~~	~~8.4~~
35_12_9-56	621	1673	224	0.37	0.5064±1.2	4.0352±1.3	0.0578±1.2	0.69	4259.6	33.9	362.3	8.7	1641.4	21.2	91.5	77.9	~~362.3~~	~~8.7~~
35_12_9-32	395	928	155	0.43	0.5763±1.3	5.2786±1.4	0.0664±1.2	0.68	4449.2	36.8	414.7	9.9	1865.5	23.6	90.7	77.8	~~414.7~~	~~9.9~~
35_12_9-116	146	362	26	0.40	0.0557±1.3	0.5346±1.5	0.0696±1.3	0.68	440.9	56.8	433.8	10.7	434.9	10.4	1.6	0.3	433.8	10.7
35_12_9-132	255	521	38	0.49	0.0578±1.3	0.5625±1.5	0.0706±1.3	0.68	521.8	56.9	439.8	10.7	453.2	10.7	15.7	3.0	439.8	10.7
35_12_9-67	106	198	15	0.53	0.0548±1.5	0.5484±1.6	0.0726±1.3	0.66	402.6	67.4	452.0	11.0	444.0	11.8	-12.3	-1.8	~~452.0~~	~~11.0~~
35_12_9-39	23	69	5	0.33	0.0712±2.6	0.7227±2.7	0.0737±1.4	0.61	961.2	105.0	458.4	12.5	552.3	22.4	52.3	17.0	~~458.4~~	~~12.5~~
35_12_9-05	83	392	30	0.21	0.0580±1.2	0.6432±1.3	0.0804±1.2	0.68	530.5	52.7	498.6	11.4	504.3	10.6	6.0	1.1	498.6	11.4
35_12_9-163	228	294	27	0.78	0.0577±1.3	0.6455±1.5	0.0812±1.2	0.67	517.6	58.7	503.2	12.0	505.8	11.8	2.8	0.5	503.2	12.0
35_12_9-65	119	106	21	1.13	0.4399±1.3	5.2746±1.4	0.0870±1.3	0.68	4051.1	37.9	537.7	13.1	1864.8	23.6	86.7	71.2	~~537.7~~	~~13.1~~
35_12_9-53	276	368	36	0.75	0.0578±1.3	0.6962±1.4	0.0874±1.2	0.68	521.3	55.1	540.2	12.8	536.6	11.8	-3.6	-0.7	540.2	12.8
35_12_9-69	30	119	10	0.25	0.0586±1.6	0.7235±1.7	0.0895±1.3	0.65	552.2	68.9	552.9	13.4	552.8	14.5	-0.1	0.0	552.9	13.4
35_12_9-35	115	117	13	0.98	0.0605±1.6	0.7949±1.7	0.0953±1.2	0.65	621.1	67.5	586.9	13.9	594.0	15.0	5.5	1.2	586.9	13.9
35_12_9-152	286	1098	198	0.26	0.3438±1.1	4.6163±1.3	0.0974±1.2	0.70	3679.4	33.8	599.2	14.1	1752.3	21.1	83.7	65.8	~~599.2~~	~~14.1~~
35_12_9-48	446	1254	258	0.36	0.4178±1.1	5.7780±1.3	0.1003±1.2	0.69	3974.0	33.9	616.4	14.4	1943.2	21.9	84.5	68.3	~~616.4~~	~~14.4~~
35_12_9-142	1	52	5	0.01	0.0621±1.8	0.9469±2.0	0.1105±1.3	0.64	678.3	78.9	676.0	16.4	676.5	19.1	0.3	0.1	676.0	16.4
35_12_9-26	58	266	39	0.22	0.0719±1.2	1.4565±1.4	0.1469±1.2	0.68	983.2	49.6	883.7	20.1	912.6	16.5	10.1	3.2	883.7	20.1
35_12_9-141	251	371	125	0.68	0.1051±1.1	4.3356±1.3	0.2993±1.2	0.70	1715.3	39.8	1688.0	36.7	1700.2	20.7	1.6	0.7	1715.3	39.8
35_12_9-63	49	378	134	0.13	0.1248±1.2	5.9934±1.4	0.3484±1.2	0.69	2025.5	42.6	1927.0	41.3	1974.9	23.2	4.9	2.4	2025.5	42.6
35_12_9-171	92	212	85	0.44	0.1318±1.2	6.6475±1.4	0.3657±1.2	0.68	2122.3	42.6	2009.4	42.5	2065.7	23.4	5.3	2.7	2122.3	42.6

Примечание к таблице 3. Расчет дискордантности:

D1= 100·(1 – $^{206}Pb/^{238}U$ возраст / $^{206}Pb/^{207}Pb$ возраст);

D2= 100·(1 – $^{206}Pb/^{238}U$ возраст / $^{207}Pb/^{235}U$ возраст).

Изотопные исследования индивидуальных зерен циркона проводились в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ГЕОХИ РАН под руководством Ю.А. Костицина методом лазерной абляции с использованием ICP_MS спектрометра Element_XR (Thermo_Finnigan) и лазерной установки UP_213 (New_Wave Research).

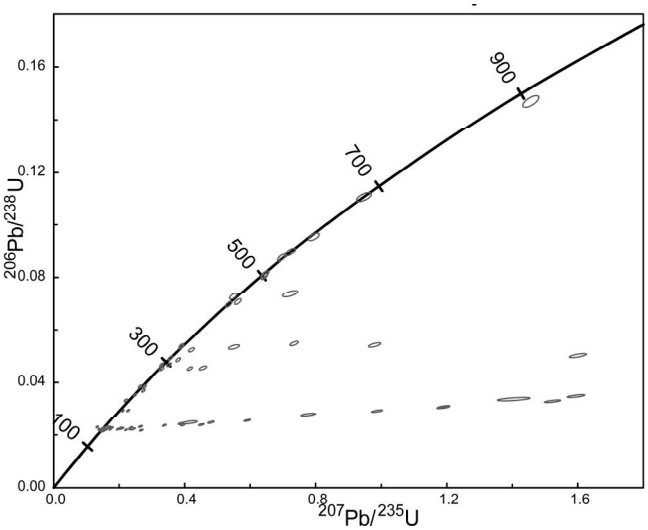

Рис. 9. График с конкордией для зерен моложе 1000 млн лет (образец 35-12-9).

Данный возраст очень близок к возрасту осадконакопления. С учетом находок раковин бухий в том же горизонте, датирующих эти отложения средне-верхневолжским подъярусом, и принимая во внимания возраст перекрывающих риолитовых туфов Берложьей кальдеры 142.5 ± 1.4 млн лет [19], возможно уточнить возраст имлекинской свиты как средневолжский–раннеберриасский. Наличие этой молодой популяции правильней всего связать с размывом волжских вулканитов. Однако полученная датировка гальки андезитов 147±1 млн лет с трудом вмещается в нижние границы интервала. Следовательно, можно сделать вывод, что в данном случае полученный $^{206}Pb/^{238}U$ возраст цирконов несколько моложе возраста кристаллизации.

В остальной части выборки значимые популяции отсутствуют. Можно выделить только 2 пика, 244.2 млн лет и 294.8 млн лет, образованных тремя зернами. Такое распределение не является представительным для дальнейших рассуждений об источниках кластики. Тем не менее стоит отметить, что ранее сделанный вывод о перемыве триасовых песчаников,

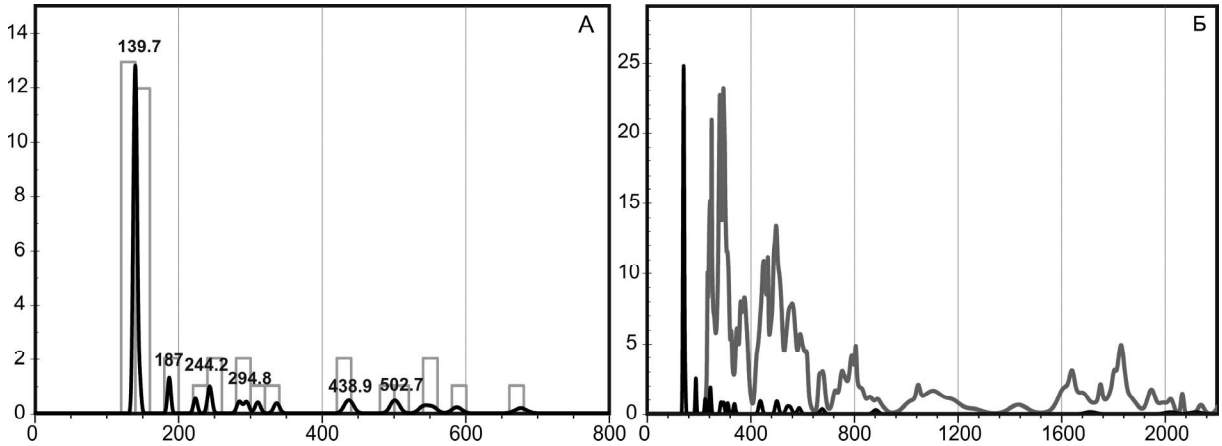

Рис. 10. Графики распределения возрастов обломочных цирконов.

А – гистограмма и кривая вероятности распределения возрастов обломочных цирконов из песчаников имлекинской свиты (образец 35-12-9) для зерен моложе 800 млн лет, Б – кривые вероятности распределения возрастов обломочных цирконов для зерен моложе 2200 млн лет. Черная линия – из песчаников имлекинской свиты (образец 35-12-9), серая линия – из песчаников триасового возраста по данным [33].

позволяет объяснить наличие всех значений возраста в этой части выборки (рис. 10 Б).

Результаты изотопных исследований обломочных цирконов позволяют сделать окончательный вывод о размыве двух источников сноса – волжских вулканитов и терригенных пород триасового возраста.

УСЛОВИЯ НАКОПЛЕНИЯ

Полученные данные о составе пород имлекинской свиты и их седиментологические особенности позволяют предполагать, что они формировались в прогибе, существовавшем в средневолжское–раннеберриасское время на южной окраине Чукотского микроконтинента. Неглубокий морской бассейн имел достаточно крутые склоны, поэтому отложения накапливались преимущественно в различных частях одного или нескольких подводных конусов выноса. Благодаря активной тектонической деятельности происходило постоянное подновление источников сноса.

Фундамент осадочного бассейна был сложен деформированными триасовыми турбидитами. Они же являлись одним из доминирующих источников сноса.

В результате синхронной вулканической деятельности большое количество пирокластического материала попадало в осадок. В западной части впадины в бассейн изливались лавы амфибол-пироксеновых андезитов. Дифференцированные серии вулканитов активно перемывались и служили одним из основных поставщиков обломочного материала.

Расположение источников сноса свидетельствует о преобладающем направлении транспортировки материала с юга на север в современных координатах.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Чтобы окончательно определиться с тектонической принадлежностью бассейна, необходимо понять геодинамическую природу вулканического источника.

Полученные результаты геохимических исследований галек не позволяют дать однозначную интерпретацию обстановки накопления волжских вулканитов. Они могли формироваться в условиях функционирования зрелой островной дуги или же на краю Чукотского микроконтинента. Поиск этого источника также затрудняет широкое распространение перекрывающих комплексов ОЧВП, к которым традиционно относят все вулканиты региона, за исключением надежно датированных.

Имеющиеся на сегодняшний день реконструкции для позднеюрско-раннемелового времени выполнены на основе данных, полученных в ходе изучения комплексов Южно-Анюйской сутуры [2, 15, 22].

Существовавшая в это время Кульпольнейская дуга, даже в случае ее заложения возле края Чукотского микроконтинента [23], не могла стать источником сноса для отложений Верхне-Пегтымельской впадины. В пользу ее заложения на океаническом фундаменте и принадлежности к структурам Южно-Анюйской сутуры свидетельствуют строение, состав и взаимоотношения ее комплексов, а также единичные геохимические данные [3, 23]. Кроме этого, прослои туфопесчаников в разрезе комплекса содержат окаменелые остатки бухий только оксфорд-киммериджского возраста, верхний предел возраста не известен.

Средневолжско-раннеберриасовые вулканогенно-осадочные комплексы Верхне-Пегтымельской

впадины хорошо коррелируются с одновозрастными отложениями тэлькылькувеемской толщи Нутесынской впадины и нетпнейвеемской свиты Раучуанской впадины (рис. 1 А). Следовательно, их необходимо относить к комплексам Анюйско-Чукотской складчатой системы. Это предположение подтверждается наличием среди источников сноса триасовых турбидитов Чукотской пассивной окраины. Таким образом, наиболее вероятным источником могла быть континентальная дуга, описанная в работах [2, 9, 12, 13]. Наличие окраинно-континентального вулканизма в берриасе в виде комплексов Берложьей кальдеры также свидетельствует в пользу этой гипотезы.

Объединить имеющиеся на сегодняшний день концепции возможно, если не противопоставлять существование океанической и континентальной дуг в поздней юре–раннем мелу.

На основе реконструкций С.Д. Соколова [17], осуществленных по результатам исследований Южно-Анюйской сутуры, а также с учетом данных по оксфорд-киммериджским отложениям раучуанской свиты Мырговаамской и Китепвеемской впадин (рис. 1 А) [1, 5] предлагается следующая геодинамическая модель. В оксфорд-киммериджское время существовала Кульпольнейская энсиматическая островная дуга, за счет субдукции обрамляющей Чукотский микроконтинент океанической литосферы (рис. 11 А). Накопление осадков происходило в преддуговом бассейне, где вероятнее всего формировались вулканогенно-терригенные толщи. Отложения раучуанской свиты, представленной преимущественно аркозовыми песчаниками, накапливались на краю Чукотского микроконтинента за счет размыва источников, находящихся на севере в современных координатах.

Начиная с волжского времени субдукция сменяется коллизией дуга-континент, которая приводит к становлению новой зоны субдукции с океанической стороны деформированной дуги и смене ее полярности (инверсии) (рис. 11 Б). В результате погружения океанической коры под активную окраину Чукотского микроконтинента формируется континентальная дуга, для которой предлагается сохранить старое название Нутесынская. В течение средневолжско-раннеберриасского времени накопление вулканогенно-осадочных отложений происходило в пределах Верхне-Пегтымельской, Нутесынской, Раучуанской и Певекской впадин, возможно на их месте существовал единый прогиб.

Такая модель коллизии дуга-континент разработана и описана Е.А. Константиновской [10] для Ачайваям-Валагинской дуги Камчатки. Схожие процессы происходят в районе дуги Лусон (Тайвань) [25]. В результате экспериментального моделирования были зафиксированы следующие события, которые контролируют процесс коллизии дуга-континент [10, 25] и могут объяснить некоторые особенности отложений и структур Чукотской окраины.

Во-первых, на ранних этапах коллизии в структуре происходит тектоническое расслоение континентальной коры вдоль пологих надвигов, обращенных в сторону континента. В дальнейшем блоки континентальной коры, сорванные с мантийного основания вместе с осадочным чехлом, аккретируются во фронте дуги (рис. 11 Б). Такой сценарий объясняет строение и условия формирования отложений Верхне-Пегтымельской и других упомянутых впадин с преобладающим и наиболее близким триасовым терригенным источником. Во-вторых, деформации в области утоненной части надвигающейся плиты могут привести к поддвигу преддугового блока под дугу и его полному или частичному исчезновению в зоне субдукции (рис. 11 Б). С этим фактом можно связать ограниченность распространения преддуговых комплексов в структуре Южно-Анюйской сутуры [17].

Предложенная модель (рис. 11 А, Б) разработана на основе детальных исследований авторов верхнеюрско-нижнемеловых терригенных отложений южной окраины Чукотского террейна с учетом имеющейся информации по Южно-Анюйской сутуре. Безусловно, для уточнения природы вулканизма и установления геодинамических режимов, существовавших на изучаемой территории в позднеюрско-раннемеловое время, необходимо получение новых геохимических и геохронологических данных по вулканогенно-осадочным комплексам Южно-Анюйской сутуры, Нутесынской впадины и западного окончания Верхне-Пегтымельской впадины (намномкомская свита).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Детальное литологическое изучение отложений имлекинской свиты Верхне-Пегтымельской впадины позволило установить условия их накопления, а также определить состав и датировать источники сноса. С учетом наличия лишь единичных данных по составу и возрасту позднеюрских вулканических комплексов Южно-Анюйской сутуры и южной окраины Чукотского террейна, наиболее важные результаты получены в ходе геохимических и геохронологических исследований галек вулканитов из конгломератов свиты. Они подтвердили гипотезу о существовании континентальной дуги на окраине Чукотского микроконтинента и уточнили ее возраст. Это позволило существенно дополнить имеющиеся реконструкции,

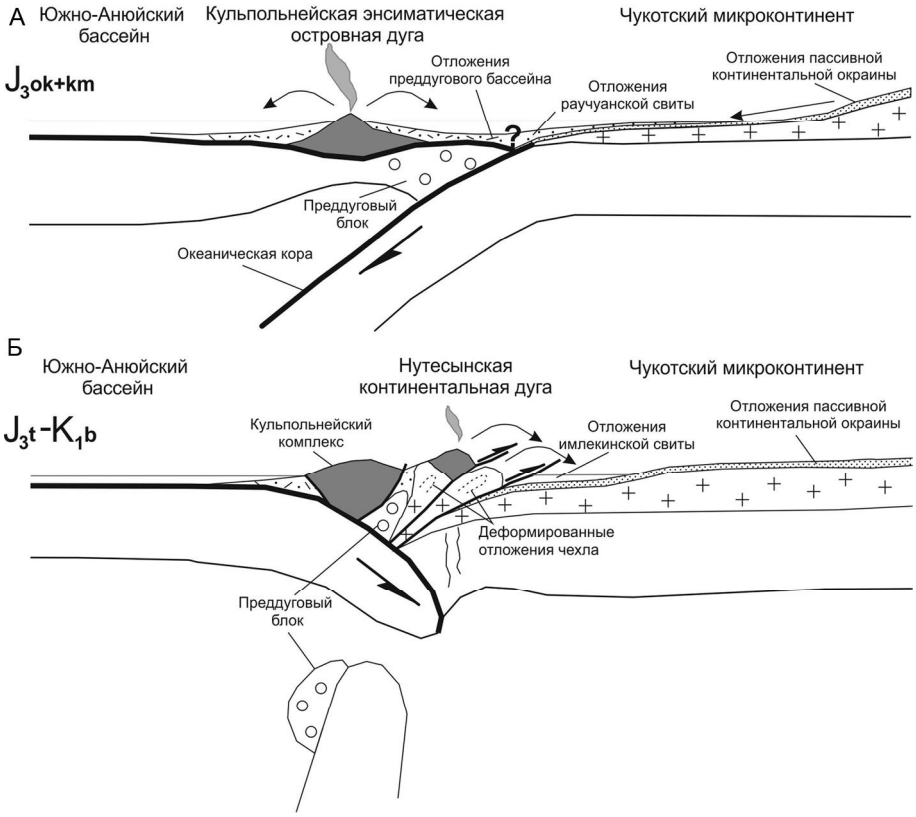

Рис. 11. Реконструкции геодинамических обстановок. А – для оксфорд-киммериджского времени, Б – для волжско-берриасского времени.

сделанные для промежутка поздняя юра–ранний мел в целом. Впервые выдвинуто предположение о существовании двух позднеюрских дуг со сменой полярности: энсиматической Кульпольнейской в оксфорд-киммериджское и континентальной Нутесынской – в волжско-берриасское время.

Полученные результаты свидетельствуют о важности изучения верхнеюрско-нижнемеловых впадин Чукотского микроконтинента для создания геодинамических моделей для региона Восточной Арктики. Для юго-восточной окраины Чукотского террейна отложения Верхне-Пегтымельской впадины являются практически единственным источником информации, поскольку здесь широко распространены перекрывающие комплексы ОЧВП, что ставит вопрос о продолжении Южно-Анюйской сутуры в этом направлении.

Благодарности. Авторы признательны рецензентам за конструктивные критические замечания и рекомендации.

Статья подготовлена по гранту РНФ № 16-17-10251. Сотрудники ГИН РАН обеспечены базовым финансированием за счет субсидии по теме ФАНО 0135-2016-0022 «Геодинамические аспекты структурообразующих, магматических и осадочных процессов в палеозойско-мезозойской истории северо-западного сектора Тихоокеанского пояса».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баранов М.А. Покровная тектоника Мырговаамской «впадины» (северо-запад центральной Чукотки) // Тихоокеан. геология. 1995. № 3. С. 17–22
2. Богданов Н.А., Тильман С.М., Тектоника и геодинамика северо-востока Азии: Объясн. зап. к тектонической карте северо-востока Азии. 1:5 000 000. М.: ИЛ РАН, 1992, 56 с.
3. Бондаренко Г.Е. Тектоника и геодинамическая эволюция мезозоид северного обрамления Тихого океана. М.: МГУ, 2004. 46 с.
4. Варламова В.А., Вяткин Б.В., Малышева Г.М. Информационный отчет о результатах незавершенных работ по объекту «Создание цифрового комплекта карт геологического содержания. 1:500 000 территории Чукотского автономного округа (мониторинг региональных геологических исследований в м-бе 1:500 000). Анадырь: ФГУГП «Георегион», 2004. 331 с.
5. Ватрушкина Е.В., Тучкова М.И. Литологические и геохимические особенности пород раучуанской свиты (верхняя юра) Западной Чукотки // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2014. Т. 89. Вып. 1. С. 58–73.
6. Ватрушкина Е.В., Тучкова М.И. Эволюция осадконакопления и геодинамические режимы в позднеюрское-раннеме-

ловое время в пределах Чукотского террейна: Материалы XLVI Тектонического совещания «Тектоника складчатых поясов Евразии: сходство, различие, характерные черты новейшего горообразования, региональные обобщения». Т. 1. М.: ГЕОС, 2014. С. 36–40.
7. Гельман М.Л. Фанерозойские гранитно-метаморфические купола на северо-востоке Сибири. Статья 1. Геологическая история палеозойских и мезозойских куполов // Тихоокеан. геология. 1995. Т. 14, № 4. С. 102–115.
8. Гензе В.А. Отчет о групповой геологической съемке м-ба 1:50 000 с общими поисками на площади листов R-60-113-В, Г; R-60-114-В,Г; R-60-125-А,Б,В,Г; R-60-126-А,Б,В,Г (Мольтыканский ОГГС). Певек, 1990.
9. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн.2. М.: Недра, 1990. 334 с.
10. Константиновская Е.А. Тектоника восточных окраин Азии: структурное развитие и геодинамическое моделирование. М.: Науч. мир, 2003. 224 с.
11. Копытин В.И. Объяснительная записка к геологической карте СССР. 1:200000. Лист R-60-XXXIII, XXXIV. Магадан, 1977. 62 с.
12. Морозов О.Л. Геологическое строение и тектоническая эволюция Центральной Чукотки. М.: ГЕОС, 2001. 201 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 523).
13. Натальин Б.А. Раннемезозойские эвгеосинклинальные системы в северной части Циркум-Пацифики. М.: Наука, 1984. 136 с.
14. Паракецов К.В. Паракецова Г.И. Стратиграфия и фауна верхнеюрских и нижнемеловых отложений Северо-Востока СССР. М.: Недра, 1989. 298 с.
15. Петтиджон Ф.Дж. Осадочные породы / Пер. с англ. М.: Недра, 1981. 751 с.
16. Соколов С.Д. Олистостромовые толщи и офиолитовые покровы Малого Кавказа. М.: Наука, 1977. 94 с.
17. Соколов С.Д., Тучкова М.И, Ганелин А.В. и др. Тектоника Южно-Анюйской сутуры (Северо-Восток Азии) // Геотектоника. 2015. № 1. С. 5–30.
18. Тибилов И.В., Черепанова И.Ю. Геология севера Чукотки – современное состояние и проблемы. М.: ГЕОС, 2001. 94 с.
19. Тихомиров П.Л., Акинин В.В., Накамура Э. Мезозойский магматизм Центральной Чукотки: новые данные U-Pb-геохронологии и их геодинамическая интерпретация // Докл. АН. 2008. Т. 419, № 2. С. 237–241.
20. Целоусов А.И. Отчет о групповой геологической съемке м-ба 1:50 000 с общими поисками в бассейне верхнего течения р. Пегтымель на площади листов R-60-127-В, Г; 139-А,Б,В,Г; 140-А,Б,В,Г; 141- В-а,в,г; Г-в,г в 1986-1991 г.г. (Верхне-Пегтымельский ГГСО). Певек, 1992.
21. Шутов В.Д., Коссовская А.Г., Муравьев В.И. и др. Граувакки. М.: Наука, 1972. 345 с. (Тр. ГИН РАН СССР; Вып. 238).
22. Фролова Т.И., Перчук Л.Л., Бурикова И.А. Магматизм и преобразование земной коры активных окраин. М.: Недра, 1989. 261 с.
23. Amato J.M., Toro J., Akinin V.V., Hampton B.A. et al. 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. 1–35, doi: 10 .1130.
24. Bhatia M.R., Crook K.A.W. Trace element characteristics of grauwackes and tectonic settings discrimination of sedimentary basins // Contrib. Mineral Petrol. 1986. V. 92. P. 181–193.
25. Chemenda A.I., Yang R.-K., Stephan J.-F. et al. New results from physical modeling of arc-continent collision in Taiwan // Tectonophysics. 2001. V. 333, N 1-2. P. 159–178.
26. Crowell J.C. Origin of pebbly mudstones // Bull. Geol. Soc. Amer. 1957. V. 68. P. 993–1010.
27. Dott R.H. Squantum «tillite», Massachusetts – evidence of glaciation or subaqueous movements? // Bull. Geol. Soc. Amer. 1961. V. 72. P. 1289–1306.
28. Gehrels G.E. Detrital zircon U-Pb geochronology: Current methods and new opportunities // Tectonics of sedimentary basins: Recent advances / Eds. C. Busby and A. A. Perez. Hoboken, New Jersey: Wiley-Blackwell, 2012. P. 47–62.
29. Irvine T.N., Barager W.R.A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // Can. J. Earth Sci. 1971. V. 8. P. 523–548.
30. Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A.E.A. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Oxford: Blackwell, 1989. P. 137–150.
31. Lenk-Chevitch P. Beach and stream pebbles // J. Geol. 1959. V. 67. P. 103–108.
32. Martin H. Effect of steeper Archean geothermal gradient on geochemistry of subduction zone magmas // Geology. 1986. V. 14. P. 753–756.
33. Miller E.L, Toro J., Gehrels G. et al. New insights into Arctic paleogeography and tectonics from U-Pb detrital zircon geochronology // Tectonics. 2006. V. 25. P. 1–19.
34. Miller E.L., Soloviev A., Kuzmichev A., Gehrels G., Toro J., Tuchkova M. Jurassic and Cretaceous foreland basin deposits of the Russian Arctic: Separated by birth of the Makarov Basin? // Norwegian J. Geol. 2008. V. XX. P. 99–124.
35. Miyashiro A. Classification, characteristics and origin of ophiolites // J. Geol. 1975. V. 83. P. 249–281.
36. Roser B.D., Korsch R.J. Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determinated using discriminant function analysis of major-element data // Chem. Geol. 1988. V. 67. P. 119–139.
37. Schermerhorn L.J.G., Stanton W.I. Tilloids in the West Congo geosyncline // Quart. J. Geol. Soc. London, 1963. V. 119. P. 201–241.
38. Selley R.C. Applied Sedimentology. 2-nd ed. Academic Press. 2000. 523 p.
39. Shanmugam G. 50 years of the turbidite paradigm (1950s-1990s): Deep-water processes and facies models - A critical perspective // Marine Petrol. Geol. 2000. V. 17. P. 285–342.
40. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes / Eds. A.D. Saunders and M.J. Norry // Magmatism in the oceanic basins, Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. N. 42. P. 313–345.
41. Tuchkova M.I., Sokolov S.D. Kravchenko-Berezhnoy I.R. Provenance analysis and tectonic setting of the Triassic clastic deposits in Western Chukotka, Northeast Russia // Stephan Mueller Spec. Publ. 2009. Ser. 4. P. 177–200.

Рекомендована к печати Г.Л. Кирилловой

E.V. Vatrushkina, M.I. Tuchkova

Provenance of Upper Jurassic-Lower Cretaceous deposits, the Upper Pegtymel depression, the Chukotka terrane

The Implekin deposits of the Upper Pegtymel depression were formed on the southern edge of the Chukotka terrane simultaneously with the accretion of the Kulpolney Island Arc to the Chukotka-Arctic Alaska microplate. The revealed sedimentological features in the structure of the Upper Jurassic-Lower Cretaceous sequences indicate the accumulation of the deposits in the shallow basin in various parts of the submarine fan. The mass transport deposits origin of boulder-pebble (tillite-like) conglomerates was justified. Two dominant sources (Triassic clastic sediments and Volginian suprasubduction volcanic rocks) were determined by using a complex of petrographic, geochemical and geochronological methods. The age of the Implekin deposits was specified as mid-Volginian-to early Berriasian. A geodynamic model was proposed that explains source changes and direction of the sediment transport in the Volginian time.

Key words: **volcanoclastic deposits, turbidites, tilloids, arc-continent collision, zircon dating, Chukotka terrain, Northeast Russia.**