

**ВРЕМЕННЫЕ ИМПУЛЬСЫ КАЙНОЗОЙСКОГО ЭКСПЛОЗИВНО-
ФРЕАТИЧЕСКОГО ВУЛКАНИЗМА В ЮГО-ЗАПАДНОМ ПРИМОРЬЕ.
КОРРЕЛЯЦИЯ ИЗОТОПНЫХ И ФИТОСТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ДАТИРОВОК**

С.О. Максимов

ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, пр-т 100-лет Владивостоку 159, г. Владивосток, 690022; e-mail: hangar7@mail.ru

Поступила в редакцию 2 марта 2021 г.

Исследованы кайнозойские тефроидные отложения – продукты эксплозивно-фреатических извержений мааровых вулканов на юго-западе Приморья. Результатом вулканического процесса явилось формирование покровов риолитовой пеплово-пемзовой пироклаستيку с высокой долей терригенной составляющей, включая тефроидные псевдоконгломераты. Прецизионное изотопное датирование вулканических образований позволило установить два временных импульса этого эксплозивного вулканизма: 30–34 млн лет и 23–24 млн лет назад. Ранний импульс совпадает с началом образования окраинных морей, формированием континентальных угленосных бассейнов, отвечая наиболее продуктивной стадии угленакопления, массовому захоронению древесной основы, созданию высокого геотермального поля, быстрой углефикации, а может быть сравним с известным катастрофическим извержением вулкана Сент-Хеленс (США). Поздний импульс имел региональный характер проявления. С ним связано формирование зелёнотуфовых комплексов на подводных возвышенностях Японского моря, западном и восточном побережьях Японии. Этот временной интервал отвечает началу акселерации скорости погружения дна Японского моря, отражая активный подъём астеносферных диапиров. Результаты изотопного датирования не согласуются с оценками возраста отложений, основанными на методах фитостратиграфии, что может отражать климатообразующий тип подобного эксплозивного процесса.

Ключевые слова: фреатические извержения, пеплы, тефроидные галечники, U-Pb (SHRIMP-II) возраст, Япономорский регион.

ВВЕДЕНИЕ

Главными целями настоящего исследования являлись геохимическая характеристика и датирование различными изотопными методами тефроидной компоненты из вулканогенно-осадочных толщ стратотипических районов позднего кайнозоя Юго-Западного Приморья. Проведена корреляция этого вулканизма с синхронными вулканическими событиями на территории Япономорского региона, отражающими геодинамическую перестройку на палеоген-неогеновом рубеже.

Основные принципы стратиграфического расчленения и возрастной корреляции позднекайнозойских отложений Приморья основываются на методах палеофлористических и палинологических сборов (Б.И. Павлюткин и др. [23, 28]; Р.С. Климова [11]). Между тем, как отмечает Л.А. Баскакова [4], флора в объёме всего неогена достаточно однотипна. При

резкой латеральной изменчивости кайнозойских отложений, связанной с изолированностью бассейнов седиментации, в основу литостратиграфической корреляции должны быть положены признаки регионального масштаба. Таким определяющим критерием, независимым от климатических флуктуаций, может служить присутствие в разрезах терригенных и угленосных толщ, выполняющих кайнозойские впадины Юго-Западного Приморья, пирокластических отложений. Распространённость кислой пирокластики на этой обширной территории была установлена ещё в середине прошлого века [18, 39]. Этими авторами отмечалось обилие пепловых туфов в составе кайнозойских осадочных образований. Е.Ф. Малеевым [18] описан ряд типовых разрезов вулканических толщ, установлены их риолитовый состав и условия отложения преимущественно в водную среду. В дальнейшем эти насыщенные пирокластикой отложения служили объектами изучения палеоботаников и биостратигра-

фов в связи с приуроченностью к ним захоронений листовой флоры и диатомовых водорослей [23–25]. Проявления этого кайнозойского кислого вулканизма носили исключительно эксплозивный характер и связаны с фреатическими извержениями мааровых вулканов. В результате были сформированы покровы, состоящие из терригенных отложений, насыщенных риолитовой пеплово-пемзовой пирокластикой, включая тефроидные галечники (псевдоконгломераты). Первые данные по геохимической характеристике кайнозойских пеплов приведены В.К. Поповым [33, 34]. Однако возраст этих пирокластических отложений основывался преимущественно на анализе содержащейся в них листовой флоры, данных палинологии и немногочисленных трековых датировках стекол [22, 25]. С широким применением методов U-Pb датирования по цирконам (SHRIMP II и LA-ICP-MS) открылись возможности привязки к абсолютной временной шкале периодов формирования вулканогенно-осадочных отложений, содержащих растительные остатки, и корректной корреляции их фитокомплексов с фитокомплексами удалённых ареалов. Особую ценность подобные датировки приобретают для вулканокластических пород, испытавших объёмную низкотемпературную аргиллизацию, что характерно для пепловых отложений, накапливающихся в неглубоких озёрных водоёмах Юго-Западного Приморья. Первые результаты изотопного датирования по цирконам [15] показали существенные расхождения в возрастных оценках отложений, основанных на изотопном датировании и данных фитостратиграфии. В статье представлены новые материалы по датированию этих вулканокластических образований, позволяющие выделить на территории Юго-Западного Приморья, наряду с главным (усть-суйфунским) импульсом (23–24 млн лет), раннеолигоценый (30–34 млн лет) импульс извержений кислой пирокластикой. Он сопряжён с процессами углегенеза: массовым захоронением древесной основы, созданием высокого геотермального поля (режима термостатирования), быстрой углефикации, и может быть сравним с известным катастрофическим извержением вулкана Сент-Хеленс (США) в 1980 году.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Аналитические исследования проводились в Приморском центре локального элементного и изотопного анализа ДВГИ ДВО РАН, г. Владивосток. Петрогенные элементы определены методами классической «мокрой» химии и в пересчете на оксиды методом ICP-AES на спектрометре iCAP 6500 Duo (Thermo Scientific, USA) с добавлением в качестве внутреннего стандарта раствора кадмия (концентрация 10 г/т). Определения H_2O^- и SiO_2 выполнены методом гравиметрии, содержания FeO с помощью метода

титриметрии. Определение примесных элементов выполнено методом ICP-MS на спектрометре Agilent 7500c (Agilent Technologies, USA) с использованием в качестве внутренних стандартов ^{115}In и ^{209}Bi при конечной концентрации их в растворе 10 мг/т. Изотопный анализ Pb, Sr, Nd выполнен в Институте геохимии СО РАН на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT 262 (аналитик Г.П. Сандиминова), часть определений Pb – на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT 261 в ИГГД РАН (Санкт-Петербург). Для расчёта величин $^{147}Sm / ^{144}Nd$ и $^{87}Rb / ^{86}Sr$ использовались данные ICP-MS анализа, выполненного в аналитических центрах ДВГИ ДВО РАН и ЦКП СО РАН, г. Иркутск.

U-Pb датирование цирконов осуществлялось на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург) по принятой методике [53, 60]. Для выбора точек датирования использовались оптические и катодоллюминесцентные изображения, отражающие внутреннюю структуру и зональность цирконов, а также изображения в обратно рассеянных электронах, фиксирующие поверхностную гетерогенность зерен. Интенсивность первичного пучка молекулярного кислорода составляла 4 нА, диаметр кратера составлял 30 мкм при глубине 2 мкм. Обработка полученных данных осуществлялась с использованием программы SQUID [55]. U-Pb отношения нормализовались на значение 0.0668, приписанное стандартному циркону Темога с возрастом 416.8 млн лет, а в качестве концентрационного стандарта использовался циркон 91500 (81.2 г/т урана). Погрешности единичных анализов (отношений и возрастов) приводятся на уровне 1σ , погрешности вычисленных значений конкордантных возрастов и пересечений с конкордией приводятся на уровне 2σ . Построение графиков с конкордией проводилось с использованием программы ISOPLOT/EX [54]. Изотопные измерения для определения U-Pb возраста цирконов выполнялись также методом LA-ICP-MS на масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой Agilent 7500a, соединенном с системой лазерной абляции образца UP-213 в Аналитическом центре локального элементного и изотопного анализа ДВГИ ДВО РАН, г. Владивосток. Технические характеристики методики, применяемой при исследовании, согласно [10]. Измеренные величины обрабатывались с помощью программ Glitter v. 4.4.2 (Access Macquarie Ltd). U-Pb отношения нормализованы на соответствующие значения изотопных отношений стандартных цирконов TEMORA-2 и 91500. Погрешности единичных анализов (отношений, возрастов) приведены на уровне 1σ , погрешности вычисленных конкордантных возрастов и пересечений с конкордией на уровне 2σ .

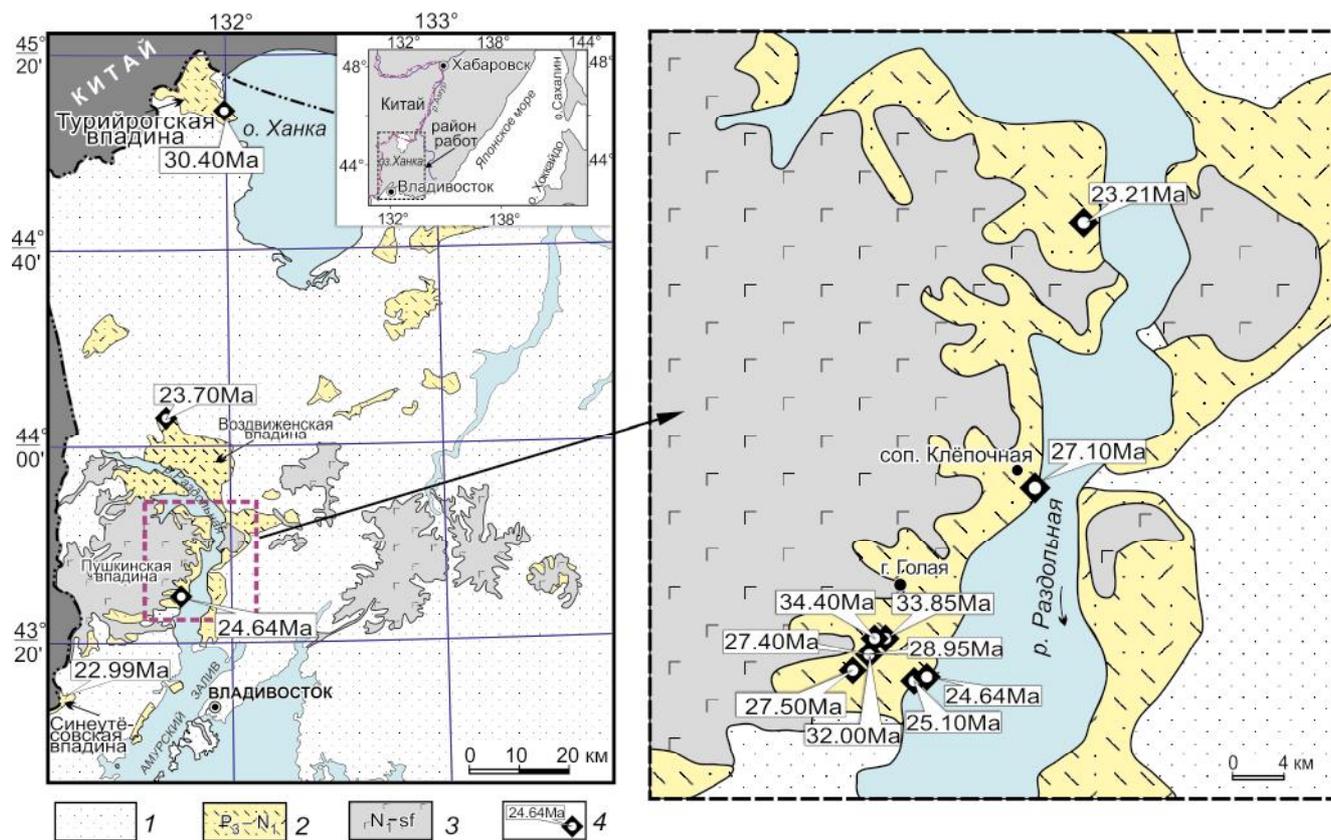


Рис. 1. Схема распространения позднекайнозойских тефроидных отложений в Юго-Западном Приморье.

1 – комплексы фундамента; 2 – осадочно-пирокластические отложения (P_3-N_1); 3 – шуфанские базальты (N_1); 4 – места отбора проб и их датировки; Ма – млн лет.

Определения К-Аг абсолютного возраста минералов и вулканических пород проведены в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН В.А. Лебедевым. Определение содержаний радиогенного аргона выполнено на масспектрометре МИ-1201 ИГ методом изотопного разбавления с применением в качестве трассера ^{38}Ar ; определения калия – методом пламенной спектрофотометрии. При расчете возраста использовались константы: $\lambda_k = 0.581 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$, $\lambda_{\beta} = 4.962 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$, $^{40}\text{K} = 0.01167$ (ат. %), $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ определение возраста проведено в Центре коллективного пользования ЦКП МИИ СО РАН (г. Новосибирск). Расчет возрастного плато проводился с использованием программы Isoplot 4.15 (аналитик А.В. Травин).

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТЕФРОИДНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГО-ЗАПАДНОГО ПРИМОРЬЯ

Тефроидные отложения – продукты средне-позднекайнозойских эксплозивных извержений – сохранились на территории Юго-Западного Приморья в

основном в депрессиях и присдвиговых угленосных впадинах, либо вскрываются под покровами миоценовых платобазальтов. Ареал кайнозойских впадин, включающих эти пирокластические толщи, контролируется субмеридиональной рифтогенной структурой – Восточно-Азиатским грабеновым поясом [6]. Пространственное положение сохранившихся пепловых отложений свидетельствует о масштабности и даже катастрофичности эксплозивных процессов. Их площадь занимала в тот период, вероятно, всю южную часть пояса от широты 45° (рис. 1). Геологическое строение опорных разрезов терригенно-тефроидных толщ подробно охарактеризовано в работах Б.И. Павлюткина с соавторами [22–25, 28].

Основной объём кислых пирокластических пород традиционно включался в состав усть-суйфунской свиты, которая датирована, согласно палеофлористическим сборам и трековым определениям, поздним миоценом. Позднее, на основании детального фитоистратиграфического изучения, было предложено их ранжирование на раннемиоценовую (синеутёсовскую), среднемиоценовую (новокачалинскую) свиты

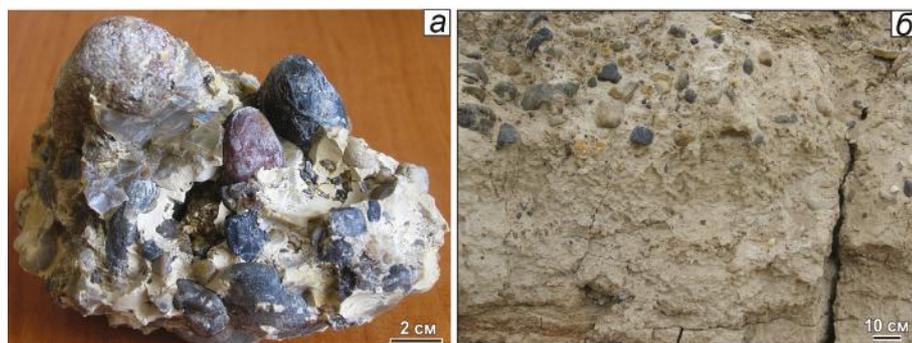


Рис. 2. Пепловый галечник.

Гальки кремней (80 об. %) сцементированы пепловым веществом (а). Отчётливо проявлено гидротермальное окремнение пепловой массы; тефроидные отложения с «пудинговыми» включениями галек кремней (б).

и позднемиоценовую, собственно усть-суйфунскую свиту в её стратотипической местности (нижнее течение р. Раздольная). Следует отметить объективные трудности в распознавании пирокластической компоненты в литологически гетерогенных толщах, учитывая её предрасположенность к процессам аргиллизации, что приводит к недооценке роли пирокластики в составе отложений.

Нами изучались представительные разрезы усть-суйфунской свиты как в стратотипической местности её распространения (нижнее течение р. Раздольной), так и в составе удалённых ареалов в первичном, не ранжированном объёме. Они состоят из пеплово-пемзовых образований со значительной долей терригенной, экзотической (не местной), существенно кремнистой песчано-галечной компоненты. Максимальная мощность отложений, оцениваемая по результатам поискового бурения [24] и фрагментарным разрезам, не превышает 150 м. В строении типовых разрезов наблюдается чередование горизонтов пепловых туфов с прослоями песчано-пеплового состава и галечниковых горизонтов, неравномерно насыщенных тефроидным веществом. Значительная роль галечников позволяла связать формирование усть-суйфунской свиты с деятельностью высокопорядковой реки полугорного типа [24]. Однако этот вывод вступает в противоречие с присутствием в составе песчано-галечных отложений значительных объёмов пирокластики, в том числе и в цементирующем матрикс галечников. При этом витрокластическая компонента играет роль не примесной составляющей, а равномерно распределена среди галечного горизонта, облекая каждую гальку и составляя до 90 % цементирующего матрикса (рис. 2, а). Формирование таких пород невозможно объяснить только воздействием водных потоков, учитывая предельно прочный к износу, хорошо окатанный кремнистый материал галек, что требует дальнейшей транспортировки, и не деформированный характер частиц вулканического стекла. Кроме того, в пределах основной стратотипической местности (бассейн нижнего течения р. Раздольной,

а также Галёнковский ареал Воздвиженской впадины) (рис. 1) тефроидно-песчано-галечные отложения усть-суйфунской свиты выполняют обширные площади, не удовлетворяя линейной морфологии речных долин. Обогащённые пемзами и пеплом, полого залегающие песчано-галечные горизонты прослеживаются в западном направлении почти до границ с Китаем на расстояние до 50 км от стратотипической местности, вскрываясь в эрозионных окнах среди шуфанских платобазальтов. В прослоях вулканической тефры присутствует деформированная, скрученная листовая флора, что отмечалось и ранее [34], а также обугленная древесная органика. Это, наряду с включениями крупных пемзовых «бомб» размером до 0.5 м, служит очевидным критерием существования «местных» центров эксплозивных извержений, а не дальнего переноса пеплового вещества, и свидетельствует о синхронном отложении пеплов и листовой флоры. Последнее подтверждает правомерность корреляций результатов абсолютного датирования с оценками возраста, сделанными на основе отпечатков флоры и данных палинологии. В составе всех разрезов присутствуют десятки выдержанных, полого залегающих терригенно-пепловых слоев мощностью до 1 м, насыщенных включениями округлых риолитовых пемз (рис. 3, а, б). Наряду с преобладающим субгоризонтальным наблюдается их косослоистое залегание (рис. 3, а), причём присутствие пемзовых прослоев не допускает речного перебива. Подобная косослоистость отражает, скорее, результат сейсмического воздействия на слабо литифицированный тефрогенный материал озёрных отложений в периоды активной фазы вулканизма. Отмечается пирометаморфизм галек и инъецирование их тефроидным веществом. В составе туфовых горизонтов присутствуют включения галечного материала, иногда с размерами галек до 15 см, создающие своеобразную пудинговую структуру (рис. 2, б). Для осадочно-пирокластических отложений усть-суйфунской свиты характерна распространённость участков с неотсортированным галечным материалом при преимущественно пепло-

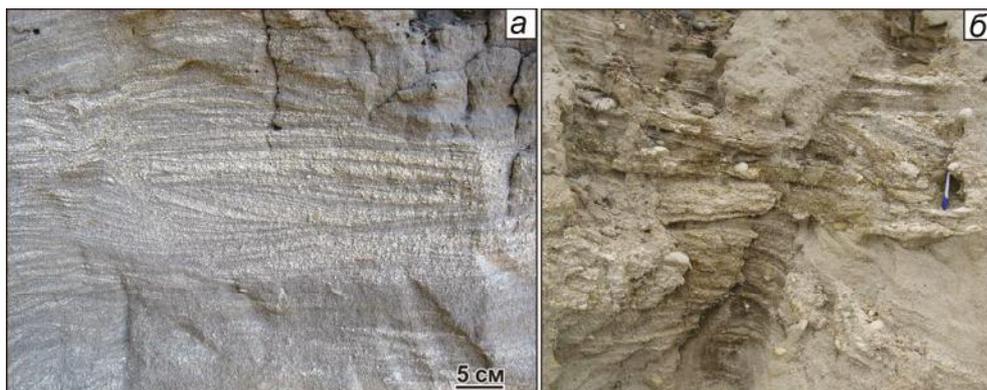


Рис. 3. Косослоистое залегание пеплово-песчаных (серое) и пемзовых (белое) слоёв в стратотипическом разрезе усть-суйфунской свиты (нижнее течение р. Раздольной) (а); пеплово-песчано-пемзовый слоистый матрикс – типовой фрагмент разреза усть-суйфунской свиты (карьер Дорожный) (б).

вом составе цементирующего матрикса с проявлением интенсивного гидротермального окварцевания и превращением их в монолитные блоки при массовом развитии микрополостей, выполненных друзовидным кварцем. Специфика подобного вулканизма заключалась в отсутствии лавовых, игнимбритовых разновидностей и сохранившихся вулканических центров извержений. Такие обстановки подобны областям, где также распространены пепловые отложения, но не известны породившие их вулканы: Примагаданье [32, 46], Керченско-Таманский регион [36], Апшеронский полуостров в Прикаспии [35], штат Монтана в США [50]. Эти особенности могли определяться существованием в олигоценовое время на территории Западного Приморья области пенеплена, занятого неглубокими озёрными водоёмами [3]. Фреатический вулканический процесс был связан с мааровыми центрами извержений и сопровождался захоронением пирокластического вещества в озерных водоёмах. Насыпные конусы фреатических центров быстро разрушались и денудировались. В составе терригенной компоненты вулканогенно-осадочных отложений усть-суйфунской свиты преобладают галечники кремней (до 70–80 об. %). Аналогичный состав имеет и цементирующая песчаная компонента. Природа этих галечников проблематична, ибо реальный источник подобных триасово-юрских кремней [20] мог находиться более чем в 150 км северо-восточнее, в пределах Сихотэ-Алинского орогена. Но кремнистые галечники широко распространены в депрессиях всей юго-западной (Приморской) части Амуру-Уссурийского грабенового пояса, слагая обширные пространства. Доминирование в составе галек устойчивых к истиранию кремней, при высокой степени их окатанности [23] свидетельствует, что природа подобных образований могла определяться существованием широко ориентированных горных потоков, размывающих Сихотэ-Алинское орогенное сооружение и разгружающихся в депрессиях Западного Приморья с формированием галечного шлейфа в плотинных озёрах. Именно таким

механизмом первоначального сноса реками галечного материала в плотинные озёра объяснялось формирование мощных толщ хорошо окатанных галечников Северного Сихотэ-Алиня [21]. Подтверждением этому служит горизонтальное залегание галечных горизонтов и площадное, не линейное их распространение. Главной же особенностью галечников является насыщенность их цемента кислым пирокластическим веществом и переслаивание с пепловыми горизонтами. Природа образования тефроидных галечников усть-суйфунской свиты представляется результатом фреатических взрывных извержений мааровых вулканов с выбросом в воздушную среду огромных масс пеплово-пемзовой пирокластике одновременно с песчано-галечным материалом донных отложений водоёмов. Их пологое залегание отражает озёрное сгруженное происхождение как областей аккумуляционной разгрузки высокопорядковых водных артерий. Для тефроидного вещества, образовавшегося в результате фреатических взрывов и отлагавшегося в водную среду, свойственен выдержанный объёмный характер поствулканических умеренно-низкотемпературных изменений, придающих породам желтовато-белесые цвета окраски. Они являлись результатом кислотной аргиллизации с различной степенью гидролизной трансформации риолитовой пирокластике преимущественно в монтмориллонитовые массы с одновременным формированием Co-Fe-Va-Mn гидроксидных микрокорок [16]. Подобный процесс определялся исключительно взрывным типом извержений с захоронением в озёрных водоёмах огромных объёмов агрессивных кислотных газов.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И СОСТАВ ТЕФРОИДОВ УСТЬ-СУЙФУНСКОЙ СВИТЫ

Петрографический состав пеплово-пемзовых туфов усть-суйфунской свиты относительно выдержан для всех крупных ареалов, исключая синеутёсовский на юге Приморья. Кристаллокластический

материал составляет до 15–20 об. % и представлен кварцем, санидином, олигоклазом, железистым биотитом, ортитом. Наиболее железистый состав слюд характерен для тефроидов Раздольненского ареала ($f = 66–81\%$). Более магнезиальные слюды содержатся в пеплах новокачалинского горизонта Турийрогской впадины ($f = 52–68\%$). Рудный минерал во всех тефроидах (пеплах, пемзах, туффитах) представлен исключительно ильменитом. Распространены оплавленные формы его кристаллов. Петрографической особенностью является морфология пепловых частиц стекла. Они имеют пластинчато-трубчатую форму, представляя дезинтегрированные фрагменты уплощённых расплавных пузырей, находящихся в динамическом потоке. Подобная морфология частиц как и распространённость оплавленных ильменитов, отмечены в пеплах Керченско-Таманской области [36] и магаданских пеплах [32]. В связи с ключевым значением циркона как минерала-геохронометра, отметим, что для всех тефроидных отложений усть-суйфунской свиты характерен весьма выдержанный морфологический тип его кристаллов: $K_{уд.} = 1:5–1:7$, и оранжево-розовая окраска при тонкой осцилляторной магматической зональности. Цирконы находятся в сростаниях с кристаллами кварца, биотита, санидина, что отражает близодновременность их кристаллизации. Состав и морфология цирконов из пемзовых «бомб» аналогичны таковым цирконов из пеплов. Ксеногенные цирконы имеют резко подчинённое содержание и характеризуются иной морфологией кристаллов.

Химический состав пепловых туфов различных вулканических ареалов усть-суйфунской свиты отвечает калиевым риолитам–риодацитам (табл. 1) с высоким содержанием перлитовой связанной воды. Породы обеднены магнием и щелочноземельными катионами: Sr, Ca, Ba, Eu, с отчётливо выраженными их минимумами на графиках распределения, но характеризуются повышенными содержаниями Zr и LREE (рис. 4). Наблюдаются некоторые вариации геохимических характеристик пепловых туфов различных ареалов. На графиках распределения это отражается различием форм спектров по HREE, Hf, Zr и величинам Eu, Sr, Nb, Ba минимумов. Степень фракционирования REE (La_n/Yb_n) варьирует для разных ареалов, однако прослеживается закономерное возрастание этой величины от нижних частей разрезов тефроидных отложений (горизонт витрофиров и пемз Нежинского угольного месторождения, ареал сопки Клёпочная (5.12–6.04)) к верхним уровням общего разреза, где они непосредственно перекрываются платобазальтами (пепловые туфы г. Голой) – (12.7). Минимальными значениями (4.72) характеризуются перлитовые

риодациты надугленосного горизонта из нижней части разреза синеутёсовской терригенно-тефроидной толщи, а максимальное значение (16) имеют пеплы новокачалинского горизонта (Турийрогская впадина, западное побережье озера Ханка). Изотопные характеристики пепловых туфов и пемз свидетельствуют о плавлении зрелого верхнекорового вещества (табл. 1) [15], но без вовлечения в плавление нижнекорового кратонного субстрата [17].

ВРЕМЕННЫЕ ИМПУЛЬСЫ ЭКСПЛОЗИВНОГО ВУЛКАНИЗМА

Раздольненский ареал (Воздвиженская и Пушкинская впадины)

Проведено комплексное радиоизотопное датирование тефроидных отложений усть-суйфунской свиты из её типовых ареалов. U-Pb определение возраста по цирконам осуществлялось на ионном микрозонде SHRIMP- II в Центре изотопных исследований ВСЕ-ГЕИ (см. методы..). Датирован был пирокластический материал из горизонтов туфов, закономерно переслаивающихся с флороносными туффитовыми слоями. Изучены цирконы из пемзовых «бомб» (обр. М-6368) (что исключало вероятность загрязнения), включённых в тефроидные отложения усть-суйфунской свиты в её стратотипической местности нижнего течения реки Раздольной в 3 км северо-восточнее села Нежино (рис. 5). Они представлены длиннопризматическими оранжево-розовыми кристаллами и их обломками с характерными следами от вростков аксессуарных минералов (рис. 6). Длина кристаллов 0.25–0.75 мм, коэффициент удлинения от 2 до 7.5 с модой около 5. При катодолюминесцентном просвечивании зёрна проявляют тонкую нарушенную магматическую зональность. Выполнено 11 определений, показавших близкие значения и конкордантность U-Pb дат (табл. 2). Конкордантный изотопный возраст составил 24.64 ± 0.46 млн лет (СКВО = 0.30), ($P = 0.58$), Th/U = 0.60–0.93 (рис. 6, а), (табл. 2).

U-Pb возраст (SHRIMP-II) определён для цирконов из пепловых отложений ещё одного типового ареала усть-суйфунской свиты (Галёнковского) в 70 км севернее г.т. М-6368 (рис. 1). Разрез отложений, обнажающихся в карьерной выработке, представлен пирокластической пачкой, сложенной чередующимися горизонтами пепловых туфов с примесью терригенной, существенно кремнистой составляющей и пепловых горизонтов, обогащённых пемзовыми «бомбами». Верхняя часть разреза складывается галечниками, насыщенными кислой пирокластикой. Его строение в целом подобно разрезу усть-суйфунских отложений Раздольненского ареала с пробой циркона М-6368. Морфотип цирконов, выделенных из пепловой витро-

Таблица 1. Состав пирокластических пород – продуктов кайнозойского эксплозивно-фреатического вулканизма в Юго-Западном Приморье.

	М – 6134	М – 6149-1	М – 6136	М – 6164	М – 6368	М – 5895	М – 5894-1	М – 5897-1	М – 5652
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	65.90	66.64	66.88	71.08	73.31	63.40	63.40	65.87	66.46
TiO ₂	0.24	0.28	0.24	0.13	0.14	0.52	0.52	0.14	0.45
Al ₂ O ₃	14.22	13.90	14.07	13.54	12.82	17.40	17.40	14.2	14.66
Fe ₂ O ₃	0.40	1.41	1.58	0.71	0.56	0.47	0.58	0.60	0.40
FeO	2.46	2.84	1.75	0.71	0.74	3.40	3.29	1.24	3.00
MnO	0.05	0.05	0.04	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02
MgO	0.59	0.25	0.25	0.09	0.09	0.74	0.74	0.29	0.58
CaO	1.33	1.79	1.77	0.73	0.89	1.08	1.08	0.81	1.07
Na ₂ O	1.54	1.23	1.47	1.61	1.89	1.17	1.12	1.51	3.08
K ₂ O	3.40	3.86	3.45	5.71	5.20	2.53	2.53	4.50	1.43
P ₂ O ₅	0.02	0.07	н/а	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.05
H ₂ O	3.98	1.29	1.17	0.88	0.80	5.43	3.82	3.62	0.03
п.п.п.	5.80	6.57	7.39	4.82	3.35	3.82	5.43	5.85	7.79
Сумма	100.00	100.18	100.06	99.91	99.96	100.00	100.01	99.69	99.97
Sc	5.62	9.19	н/а	н/а	3.87	14.4	9.48	1.97	н/а
Ni	7.03	5.0	5.0	5.0	2.42	14.0	4.33	3.26	6.72
Co	1.87	3.9	1.82	1.67	0.69	10.35	1.44	0.88	3.21
Cr	1.34	7.3	13.9	4.20	3.29	27.35	6.90	2.36	12.88
V	19.85	20.9	22.5	2.86	5.33	53.2	11.90	5.96	57.40
Rb	115	100.69	83.17	137.1	143.71	122.6	168.87	142.7	97.42
Cs	5.65	3.66	4.12	7.74	4.04	6.94	8.01	6.24	5.77
Sr	168.0	192.89	185.9	22.31	87.07	140.5	27.0	39.60	99.44
Ba	527.7	839.46	555.23	303.97	1180.5	546	132.0	137.3	635.5
Y	28.34	34.13	34.0	35.76	32.91	33.5	41.21	69.82	31.75
Zr	116.5	286.9	309.0	136.2	106.14	281.3	168.73	277.28	218.4
Nb	13.8	15.4	13.1	14.6	16.5	17.7	19.69	29.43	9.49
Ta	0.93	0.93	1.13	1.49	1.03	1.20	1.32	1.83	0.70
Hf	3.47	6.99	7.01	4.09	3.55	8.23	5.32	8.52	4.99
La	31.27	37.76	37.94	50.67	42.59	37.36	43.88	53.69	32.06
Ce	62.07	75.94	74.98	102.2	81.49	78.7	91.96	107.7	64.18
Pr	7.41	8.73	9.82	12.95	9.04	8.31	10.23	13.23	6.96
Nd	27.28	32.57	36.58	46.08	32.16	32.37	37.48	49.53	27.86
Sm	5.68	6.63	5.86	7.43	6.29	5.92	7.83	11.17	5.39
Eu	0.92	1.19	1.33	0.37	0.84	1.10	0.31	0.40	1.09
Gd	6.70	7.75	6.56	7.89	7.62	5.94	9.65	20.26	4.95
Tb	0.78	0.91	0.90	1.06	0.83	0.84	1.04	1.66	0.74
Dy	4.83	5.53	6.00	6.39	5.17	5.91	6.30	10.34	4.65
Ho	0.96	1.15	1.27	1.55	1.08	1.1	1.28	2.13	0.98
Er	2.72	3.28	2.87	3.02	3.12	3.33	3.61	6.17	2.63
Tm	0.42	0.51	0.41	0.41	0.50	0.49	0.56	0.94	0.45
Yb	2.73	3.39	3.72	3.85	3.24	3.40	3.72	6.28	2.49
Lu	0.38	0.48	0.44	0.38	0.46	0.51	0.51	0.87	0.42
Pb	23.25	23.35	27.75	22.1	19.95	18.52	н/а	34.85	20.68
Th	11.8	10.98	12.74	18.72	13.86	15.04	16.61	13.21	10.54
U	2.59	1.95	2.65	4.05	2.25	2.49	3.75	3.61	2.42
Nd ¹⁴³ /N d ¹⁴⁴	н/а	н/а	н/а	н/а	0.512546 ± 4	н/а	0.512523 ± 15	0.512533 ± 12	н/а
Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	н/а	н/а	н/а	н/а	0.707676 ± 12	н/а	0.715116 ± 42	0.710710 ± 17	н/а
Pb ²⁰⁶ /Pb ²⁰⁴	н/а	18.408 ± 1	н/а	н/а	18.401 ± 39	н/а	н/а	н/а	н/а
Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁴	н/а	15.535 ± 1	н/а	н/а	15.574 ± 43	н/а	н/а	н/а	н/а
Pb ²⁰⁸ /Pb ²⁰⁴	н/а	38.407 ± 2	н/а	н/а	38.507 ± 53	н/а	н/а	н/а	н/а

Примечание. н/а – отсутствие данных; №№ 1–8 – пеплово-пемзовые тефроиды из отложений усть-суйфунской свиты (ареал нижнего течения р. Раздольной); 9 – пепловые туфы (правый борт р. Кроуновки); 10 – пепловый туф из новокачалинской толщи (Турийрогская впадина); 11, 12 – пепловые туфы и 13 – пемза из галёнковского ареала усть-суйфунской свиты; 14 – пепловый туф из основания синеутёсовской тефроидной подсвиты (анализ из работы [5]); 15, 16 – пепловые туфы

Таблица 1. (Окончание).

	М – 5980	М – 6466	М – 6471	М – 6472	П – 473/2	М – 6486	М – 6490	М – 6370	М – 6495	М – 6496
	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
SiO ₂	65.60	70.30	71.04	69.87	67.60	69.47	70.18	69.12	64.84	68.00
TiO ₂	0.31	0.21	0.27	0.17	0.17	0.36	0.36	0.16	0.10	0.11
Al ₂ O ₃	16.57	14.63	14.54	13.50	12.15	17.00	16.56	13.73	15.26	15.01
Fe ₂ O ₃	0.54	0.58	0.66	0.58	3.30	0.30	0.31	1.34	2.43	1.02
FeO	1.40	1.01	0.79	2.19	0.44	0.63	1.00	1.30	4.13	1.80
MnO	0.04	0.03	0.03	0.04	0.02	0.01	0.01	0.06	0.03	0.05
MgO	0.60	0.14	0.15	0.09	0.86	0.15	0.25	0.20	0.55	0.28
CaO	1.92	1.30	1.44	0.99	0.78	0.54	0.41	0.71	1.05	0.77
Na ₂ O	2.29	2.70	2.73	1.84	1.88	3.83	2.33	1.91	1.96	1.65
K ₂ O	3.60	4.50	4.25	5.19	4.58	4.62	3.41	4.43	2.96	4.70
P ₂ O ₅	0.01	0.01	0.01	0.14	0.02	0.18	0.04	0.02	0.05	0.28
H ₂ O ⁻	1.99	0.60	0.57	0.69	2.70	0.60	0.90	0.20	2.09	1.87
п.п.п.	4.89	4.20	3.62	4.64	5.62	2.09	4.09	6.66	4.94	5.00
Сумма	99.90	100.21	100.10	99.80	99.52	99.61	99.83	99.83	100.45	100.28
Sc	2.99	7.76	8.30	9.79	2.1	6.15	5.16	5.56	7.13	7.07
Ni	6.40	2.5	2.35	1.7	4.0	10.3	15.1	10.32	69.2	76.4
Co	2.09	3.05	4.05	3.4	2.1	4.25	6.95	4.20	115.7	24.7
Cr	2.88	4.6	5.85	26.7	2.2	7.8	11.45	11.85	6.75	4.5
V	11.90	11.8	13.2	25.35	н/а	14.55	23.45	17.77	11.35	18.05
Rb	154	131.7	131.4	136.6	203	121.6	118.5	140.58	96.9	124.4
Cs	2.83	6.94	4.90	6.4	4.3	8.55	4.56	6.32	4.37	5.72
Sr	201	116.2	143.2	86.4	34.0	12.65	12.64	61.06	27.35	34.84
Ba	841	997	1043	1039	103.0	308.6	405.3	227.3	244	106.2
Y	29.0	32.56	28.57	41.28	76.0	12.65	12.64	31.58	27.35	34.84
Zr	73.0	194.8	164.8	1049.0	281.0	327.8	282.7	95.37	138.8	106.2
Nb	13.0	13.34	13.34	13.42	30.0	80.42	69.07	17.98	15.13	20.41
Ta	0.79	0.95	0.89	0.96	2.0	5.45	6.05	1.38	1.38	1.53
Hf	2.30	6.13	5.29	5.56	10.0	9.13	8.05	3.27	5.35	4.56
La	59.74	35.01	47.50	36.25	45.0	19.92	18.15	17.71	22.12	22.83
Ce	102.7	75.53	98.28	76.23	92.0	37.79	35.52	40.25	51.53	53.38
Pr	10.85	8.15	10.08	8.56	11.0	3.59	3.47	4.70	6.19	5.92
Nd	36.73	32.39	35.74	32.92	41.0	10.85	11.61	17.78	22.11	23.93
Sm	6.75	6.12	6.10	6.85	10.0	2.0	2.16	4.66	5.37	5.83
Eu	1.25	0.86	1.06	0.93	0.33	0.53	0.42	0.35	0.49	0.29
Gd	9.55	6.27	6.00	7.15	9.5	2.14	1.98	5.08	5.27	6.49
Tb	0.86	0.90	0.81	1.05	1.6	0.28	0.27	0.75	0.83	1.00
Dy	4.98	6.01	5.17	7.18	11.7	2.32	2.24	4.80	5.02	6.53
Ho	0.97	1.12	1.02	1.38	2.3	0.45	0.46	1.01	0.99	1.17
Er	2.68	3.43	2.94	4.32	7.1	1.41	1.54	2.98	2.81	3.42
Tm	0.41	0.52	0.43	0.61	1.1	0.23	0.22	0.47	0.44	0.50
Yb	2.68	3.32	2.90	4.32	6.7	1.62	1.63	3.16	2.74	3.20
Lu	0.37	0.51	0.45	0.62	1.0	0.25	0.27	0.45	0.40	0.48
Pb	29.35	23.27	19.32	20.36	31.0	22.02	13.44	н/а	23.35	17.33
Th	14.58	14.12	14.85	14.50	28.0	10.25	7.89	14.45	18.88	18.44
U	1.79	2.70	2.50	3.41	4.6	3.17	2.71	2.96	3.05	4.90
Nd ¹⁴³ /Nd ¹⁴⁴	н/а	н/а	н/а	н/а	н/а	н/а	0.512478 ± 3	н/а	н/а	н/а
Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	0.711095	н/а	н/а	н/а	н/а	н/а	0.711616 ± 5	н/а	н/а	н/а
Pb ²⁰⁶ /Pb ²⁰⁴	18.090 ± 1	н/а	н/а	н/а	н/а	н/а	18.278 ± 39	н/а	н/а	н/а
Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁴	15.549 ± 1	н/а	н/а	н/а	н/а	н/а	15.542 ± 43	н/а	н/а	н/а
Pb ²⁰⁸ /Pb ²⁰⁴	38.751 ± 3	н/а	н/а	н/а	н/а	н/а	38.210 ± 52	н/а	н/а	н/а

угленосной толщи; 17 – витротуф из кровли угленосной толщи; 18, 19 – пепловый витротуф и пемза из тефроидного горизонта, перекрывающего угленосную толщу и флороносный (нежинский) горизонт. Образцы 15–19 – Нежинское угольное месторождение. Оксиды – в %, элементы – в г/т.

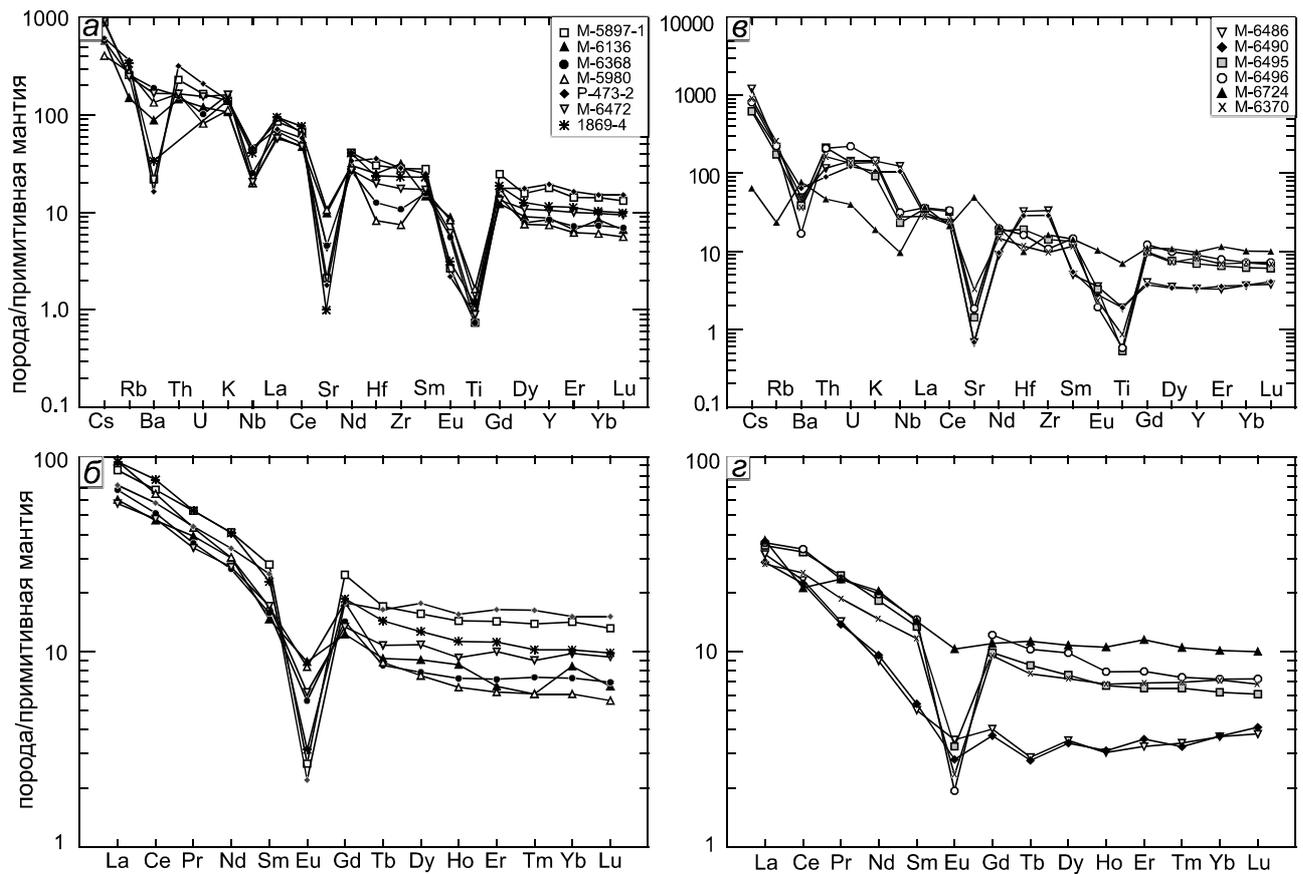


Рис. 4. Мультидиаграммы распределения микроэлементов (*а, в*) и редкоземельных элементов (*б, г*) для пирокластических пород Юго-Западного Приморья и Японского моря (нормировано к примитивной мантии по [57]).

Номера проб соответствуют таблицам 1 и 6; (*а, б*) – позднеолигоценые пепловые туфы; 1869-4 – пепловый туф с подводной возвышенности Криштофовича (южная часть Японского моря) [Емельянова, 2008]; (*в, г*) – раннеолигоценые пирокластические породы Нежинского угольного разреза и вулканический матрикс синетёсовской тефроидной подсевиты – (M-6724).

кластики (обр. M-6466) (рис. 6, *б*), также аналогичен морфотипам цирконов образца M-6368 из пемз. U-Pb датирование, выполненное по 11 зёрнам циркона показало конкордантный изотопный возраст: 23.70 ± 0.35 млн лет, при СКВО = 0.0023 ($P = 0.96$), (табл. 2) и Th/U = 0.50–1.05.

Датированы цирконы из пепловых туфов ещё одного аналогичного разреза усть-суйфунской свиты (карьер в 1 км северо-западнее с. Красный Яр, Пушкинская впадина) (рис. 1). Он сложен пирокластической пачкой с чередованием горизонтов витротуфов с примесью терригенной, существенно кремнистой составляющей, пепловых горизонтов, обогащённых пемзовыми «бомбами» и насыщенных пепловым веществом «тефроидных галечников». Аналогичны Галёнковскому и Раздольненскому ареалам минеральные парагенезисы пепловых туфов и морфология цирконов. U-Pb возраст (SHRIMP-II) показал значе-

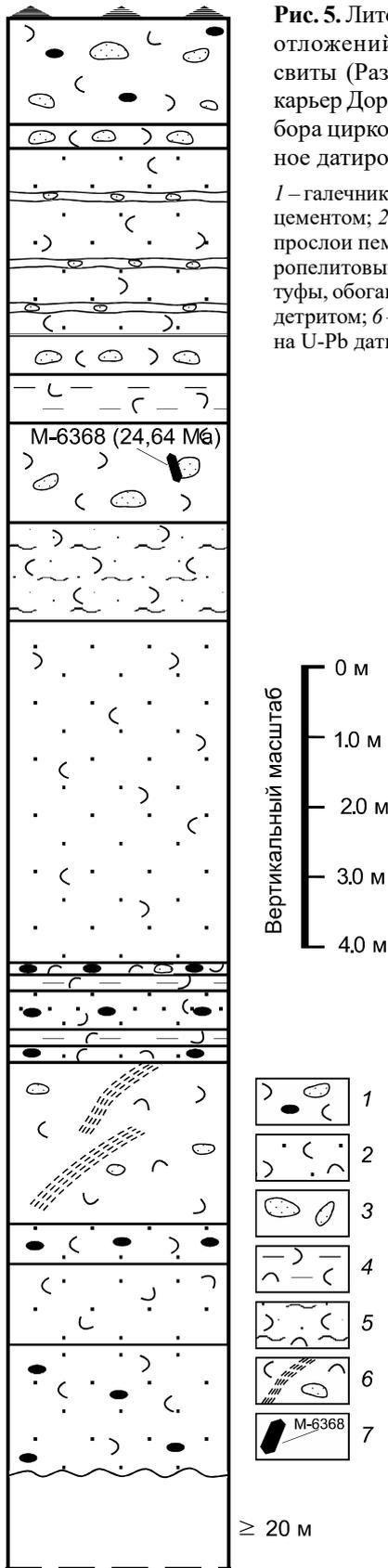
ние 23.21 ± 0.35 млн лет (пересечение конкордии на основе 10 определений) (рис. 7, *а*), (табл. 2).

Параллельно с U-Pb датированием были выполнены K-Ar определения возраста усть-суйфунских тефроидов из стратотипической местности нижнего течения р. Раздольной. Датированы биотиты, кайно-типные вулканические стекла, пемзы, туфы. Полученный интервал значений 23–27 млн лет (табл. 3) в целом согласуется с результатами U-Pb изотопного датирования по цирконам, но расходится с возрастной оценкой отложений по данным фито-стратиграфии (верхний миоцен) [28]. Верхняя возрастная граница формирования отложений усть-суйфунской свиты ограничивается интервалом 15–16 млн лет – возрастом начальных излияний перекрывающих их базальтоидов Барановской вулканической постройки и щелочных базальтов (угловитов) Артёмовской впадины [14, 37].

Новокачалинский ареал

Рис. 5. Литологическая колонка отложений усть-суйфунской свиты (Раздольненский ареал, карьер Дорожный) с местом отбора цирконов на U-Pb изотопное датирование (SHRIMP-II).

1 – галечники с пемзово-пепловым цементом; 2 – пепловые туфы; 3 – прослой пемзовых бомб; 4 – алевропелитовые туфы; 5 – пелитовые туфы, обогащенные растительным детритом; 6 – точка отбора образца на U-Pb датирование (M-6368).



Пепловые туфы распространены в составе терригенно-тефроидных отложений на западном побережье озера Ханка, в пределах Турийрогской впадины. В настоящее время их предложено рассматривать в составе новокачалинского горизонта (свиты) [26]. Интерес к этим отложениям определялся высоким содержанием в них представительной листовой флоры – одной из ключевых в составе третичных флор Приморья, что, тем не менее, обуславливало крайнюю степень дискуссионности в отношении возрастной позиции содержащих её пород. Общая мощность отложений, включающих значительную долю пирокластических разновидностей, оценивается в 206 м [26], а их литологический состав представлен галечниками, дресвянниками, туфами, туфоалевролитами, туфодиазомитами. Наиболее насыщена пирокластической средняя часть разреза отложений. По сравнению с выдержанной монтмориллонитизацией тефроидной компоненты из отложений усть-суйфунской свиты (бассейн р. Раздольной) для вулканокластических пород новокачалинского ареала типичны белесые цвета окраски и преимущественно каолиновый характер преобразований. Минералогический состав пепловых туфов включает санидин, кварц, кислый плагиоклаз, биотит, брукит. Состав биотитов более магниезальный ($f = 51-68\%$) по сравнению с составами слюд из ареалов усть-суйфунских пеплов нижнего течения р. Раздольной ($f = 66.3-89.3\%$). Геохимические особенности новокачалинских пепловых туфов выражаются в пониженных концентрациях Zr, Nb, Ta, Th, но повышенном фоне LREE (рис. 4, а, б), (табл. 1). Определение возраста этих отложений представляет значительный интерес в связи с важностью ханкайской флоры как одной из стратотипических флор Приморья. На основании анализа флоры и пыльцы он принимался среднемиоценовым [26, 28]. На предмет датирования были отобраны пепловые туфы из верхней части стратотипического разреза новокачалинской свиты между падами Вторая речка и Утёсом Белоглиняным, по [26]. Выделенные из образца биотитовых риолитовых туфов цирконы были проанализированы на SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ. Датировка на основании 10 точек по пересечению конкордии составила 30.40 ± 0.56 млн лет (рис. 7, б), (табл. 3). Для биотитов из этих же образцов в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН получен K-Ar возраст: 33.3 ± 1.0 млн лет (табл. 4). По литологическому облику породы новокачалинской свиты обнаруживают наибольшее сходство с надугленосной туфогенной составляющей разрезов Павловского угольного поля. Эти туфогенные горизонты относились к более ранней эксплозивной

Таблица 2. U-Pb возраст цирконов (SHRIMP-II) из тефроидных отложений усть-суйфунской свиты.

Точки анализа	²⁰⁶ Pb, г/г	U, г/г	Th, г/г	²³² Th/ ²³⁸ U	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb ± 1σ%	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ± 1σ%	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U возраст, млн лет ± 1σ%		
M – 6368 (N 43°28' E 131° 48')									
1	0.525	159	137	0.89	260.4 3.5	0.0508 13.0	24.7	0.86	
2	0.629	202	174	0.89	276.2 3.3	0.0505 12.0	23.3	0.77	
3	0.757	234	201	0.89	265.2 3.1	0.0435 12.0	24.26	0.74	
4	1.95	574	336	0.60	253.5 2.6	0.0835 5.0	24.5	0.81	
5	2.76	856	731	0.88	266.8 2.3	0.0727 5.0	23.23	0.74	
6	1.3	358	266	0.77	236.5 2.6	0.0743 7.0	26.52	0.8	
7	3.13	910	786	0.89	249.9 2.2	0.0708 4.4	25.01	0.69	
8	0.814	234	210	0.93	247.1 2.9	0.0839 7.8	25.14	0.89	
9	1.38	400	295	0.76	248.5 2.5	0.0747 6.4	25.35	0.71	
10	2.05	595	377	0.65	249.9 2.3	0.0588 5.8	25.04	0.71	
11	1.46	437	312	0.74	257.9 2.5	0.0587 7.1	24.25	0.75	
M – 6466 (N 44°04' E 131° 45')									
1	0.393	122	114	0.96	267.7 3.6	0.0484 11	24.04	0.85	
2	4.34	1344	718	0.55	265.9 2.1	0.0464 3.5	24.20	0.52	
3	8.8	2747	1973	0.74	268.3 2.0	0.0480 2.4	23.98	0.49	
4	1.2	385	142	0.38	276.0 2.6	0.0562 6.7	22.96	0.7	
5	1.96	610	361	0.61	267.4 2.4	0.0444 5.4	24.06	0.57	
6	2.03	636	412	0.67	269.3 2.3	0.0440 5.0	23.89	0.55	
7	1.63	505	243	0.50	266.5 2.4	0.0579 4.8	23.74	0.61	
8	1.57	519	328	0.65	283.2 2.4	0.0461 5.4	22.72	0.54	
9	1.21	370	376	1.05	262.5 2.5	0.0478 6.3	24.51	0.62	
10	2.79	855	448	0.54	263.2 2.2	0.0561 3.8	24.19	0.55	
11	1.75	583	289	0.51	285.3 2.3	0.0448 5.2	22.55	0.53	
M – 6674b (N 43°42' E 131° 54')									
1	7.89	112	107	0.99	258.9 3.5	0.0798 13.8	23.8	0.9	
2	13.13	83	44	0.55	257.2 3.9	0.1239 13.5	22.6	1.0	
3	0.87	883	460	0.54	276.2 2.0	0.0586 3.7	22.9	0.5	
4	4.39	165	198	1.24	267.6 3.1	0.0943 7.1	22.6	0.7	
5	1.17	1912	1464	0.79	273.3 1.8	0.0510 2.8	23.4	0.4	
6	1.37	553	309	0.58	277.3 2.2	0.0610 4.7	22.8	0.5	
7	3.35	121	88	0.76	267.9 3.4	0.0971 7.9	22.5	0.8	
8	7.05	199	138	0.71	258.2 2.8	0.0843 6.5	23.7	0.7	
9	1.77	2521	6786	2.78	267.3 1.8	0.0487 2.5	24.0	0.4	
10	0.80	1025	430	0.43	280.6 2.0	0.0546 3.9	22.7	0.5	

Примечание. M-6368 – Раздольненский ареал; M-6466 – Галёнковский ареал; M-6674b – Красноярский ареал.

фазе по сравнению с усть-суйфунскими тефроидными образованиями [3]. Однако в настоящее время (согласно устному сообщению И.Ю. Чекрыжова) для них получена U-Pb датировка 23 млн лет (SHRIMP-II), что отвечает основному импульсу усть-суйфунского вулканизма.

Синеутёсовый ареал

Несколько обособленное положение занимает Синеутёсовская впадина, расположенная на крайнем юге Приморья у границы с Китаем и представляющая очень локальный площадной ареал распространения усть-суйфунских (согласно официальным данным) терригенно-тефроидных отложений (рис. 8). Однако она

традиционно рассматривалась в качестве ключевого участка при разработке региональной стратиграфической схемы палеоген-неогеновых образований юга Дальнего Востока [28]. Следует отметить необычный состав и механизм образования этих отложений, что позволяет рассмотреть эту структуру более подробно. Стратотипический разрез синеутёсовской свиты, предложенный Р.С. Климовой [11], расположен в верховьях кл. Дозорного (истока р. Нарва) и складывается, согласно геологосъёмочным данным (Вржосек и др., 1968), двумя подсвитами: нижней, представленной аркозовыми песчаниками, переходящими в туфоалеволиты, и включающей два пласта угля, и верхней, сложенной гравелитами с прослоями туфов. Ранее верх-

Таблица 3. U-Pb возраст (SHRIMP-II) цирконов из пепловых туфов новокачалинской свиты.

Точки анализа	²⁰⁶ Pb, г/г	U, г/г	Th, г/г	²³² Th/ ²³⁸ U	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb ± 1σ%	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ± 1σ%	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U возраст, млн лет
M – 5980 (N 45°08', E 132°01')							
1	1.2	342	191	0.58	241.51	2.5	0.0667 7.0 26.0 ± 0.7
2	0.2	45	70	1.63	185.02	4.4	0.1563 9.7 29.9 ± 1.5
3	0.5	113	289	2.66	190.32	3.1	0.1015 14.1 31.4 ± 1.1
4	0.4	72	76	1.09	171.82	3.5	0.1976 7.2 30.3 ± 1.3
5	0.6	129	261	2.09	190.56	3.0	0.1158 6.7 30.8 ± 1.0
6	2.5	605	1385	2.37	206.74	2.0	0.0631 4.3 30.5 ± 0.6
7	0.3	55	140	2.64	180.40	4.0	0.1504 9.0 31.0 ± 1.4
8	0.8	183	380	2.14	206.00	2.7	0.0854 7.1 29.7 ± 0.8
9	1.6	300	1003	3.46	156.94	2.2	0.2462 3.1 30.6 ± 0.8
10	0.4	87	152	1.81	197.00	3.5	0.1220 8.1 29.5 ± 1.1
11	2.0	486	1569	3.34	209.81	2.1	0.0569 5.2 30.3 ± 0.7
12	1.6	451	265	0.61	248.20	2.2	0.0649 5.3 25.3 ± 0.6

Таблица 4. K-Ar датировки пород и минералов из кайнозойских пирокластических отложений Юго-Западного Приморья.

№ п/п	№ обр.	Анализ. материал	Калий, % ± σ	⁴⁰ Ar _{рад} (нг/г) ± σ	⁴⁰ Ar _{возд} (%), в образце	Возраст, млн лет ± 2σ	Координаты
1	M-5497/1	пепловый туф	3.21 ± 0.04	5.30 ± 0.02	н/д	23.6 ± 0.6	N 43°28'27.5", E 131°45'33.2"
2	M-6136	пемза	3.05 ± 0.04	5.77 ± 0.02	н/д	27.1 ± 0.7	N 43°33'30", E 131°51'53"
3	M-6360	витрофир	4.47 ± 0.05	8.19 ± 0.03	н/д	26.2 ± 0.6	N 43°27'44", E 131°47'42"
4	П-519/5а	биотит	6.95 ± 0.10	16.22 ± 0.06	н/д	33.3 ± 1.0	N 45°08'25.14", E 132°01'15.32"
5	M-6370	витротуф	3.89 ± 0.04	8.72 ± 0.03	н/д	32.0 ± 0.7	N 43°28'55", E 131°46'30"
6	M-6495	биотит	7.10 ± 0.10	13.165 ± 0.04	12.4	27.1 ± 1.0	N 43°28'55", E 131°46'30"
7	M-6066	биотит	6.01 ± 0.10	11.53 ± 0.04	н/д	27.5 ± 1.0	N 43°27'55.6", E 131°46'18.4"
8	M-6351	биотит	6.67 ± 0.07	11.67 ± 0.04	42.2	25.1 ± 0.6	N 43°28'03.5", E 131°47'08.6"
9	M-6338	обсидиан	3.94 ± 0.04	9.31 ± 0.03	4.4	34.3 ± 0.7	N 43°33'28.10", E 131°51'53.85"
10	M-6136-3	обсидиан	3.88 ± 0.04	9.31 ± 0.03	16.9	33.3 ± 0.7	N 43°33'30.00", E 131°51'55.39"

Примечание. н/д – нет данных; 1 – из отложений усть-суйфунской свиты, перекрытых базальтовым покровом (высота Голая); 2 – гипостратотипический разрез усть-суйфунской свиты (соп. Клёпочная); 3 – разрез усть-суйфунской свиты (железнодорожная выемка в 3 км севернее с. Нежино; 4 – пепловый туф новокачалинской свиты (западное побережье оз. Ханка) (неопубликованные данные В.К. Попова); 5 – витротуф из кровли углевмещающей толщи (Нежинское угольное месторождение); 6 – витротуф из горизонта, перекрывающего нежинскую флороносную толщу (слой 10 из стратотипического разреза [27]; 7, 8 – этот же горизонт, соответственно: в 2 км южнее и 2 км восточнее стратотипического разреза; 9, 10 – гальки обсидианов, включённые в отложения усть-суйфунской свиты – вероятные аналоги нежинских тефроидов угленосной толщи.

няя подсвита считалась аналогом усть-суйфунской свиты и относилась к позднему миоцену. По данным анализа флоры и палинологии позже был обоснован её раннемиоценовый возраст [28]. Нами изучались тефроидные отложения из стратотипического разреза и перекрывающие их синеутёсовские базальтоиды. В основании верхней тефроидной синеутёсовской подсвиты залегает горизонт пепловых риолитовых туфов мощностью около 1 м, перекрытый толщей, состоящей из пирокластических образований, песков, гравийников и мелкогалечников преимущественно кремнистого состава, хотя и в меньшем процентном

отношении по сравнению с типовыми галечниками усть-суйфунской свиты. Витротуфы маркирующего горизонта состоят из пластинчато-трубчатых частиц стекла, подобно усть-суйфунским тефроидам, а также редких кристаллов кварца, санидина, биотита, ильменита, ортита. Их химический состав отвечает калиевому риолитовому перлиту (табл. 1). Спектры распределения REE и микроэлементов для них также подобны типовым спектрам для усть-суйфунских тефроидов (рис. 4, а, б), отличаясь повышенным фоном REE, особенно HREE, и наиболее глубокими Ba и Sr, Ti минимумами, но U, Th и Rb максимумами. Из

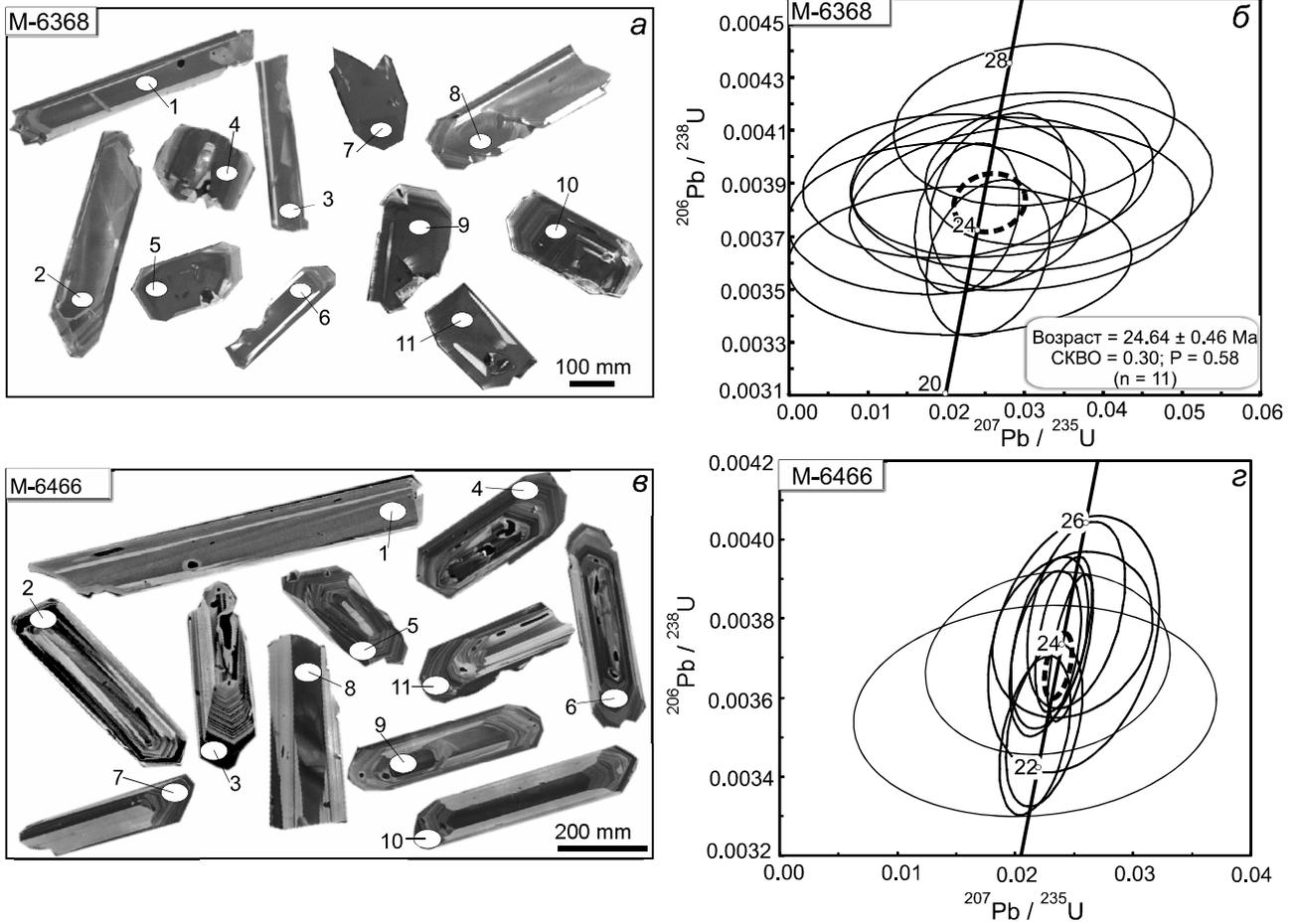


Рис. 6. Катодоллюминесцентные изображения и диаграммы с конкордией для цирконов из пирокластических отложений усть-суйфунской свиты.

a, б – Раздольненский и *в, г* – Галёнковский ареалы; эллипсы – области анализа. Цифры соответствуют номерам определений в табл. 2. Здесь и далее на диаграммах размер эллипсов соответствует величине 2σ . СКВО – средний квадрат взвешенных отклонений.

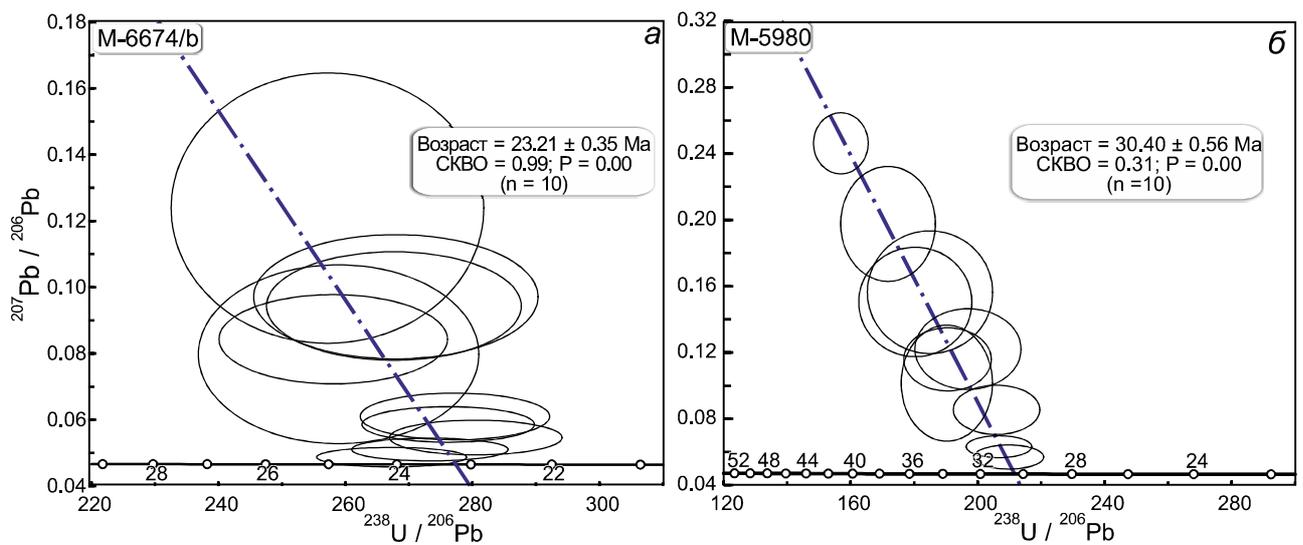


Рис. 7. Диаграмма с конкордией для цирконов из пеплов Красноярского ареала усть-суйфунской свиты (*a*); диаграмма с конкордией для цирконов из пепловых туфов новокачалинской свиты (западный берег оз. Ханка) (*б*).

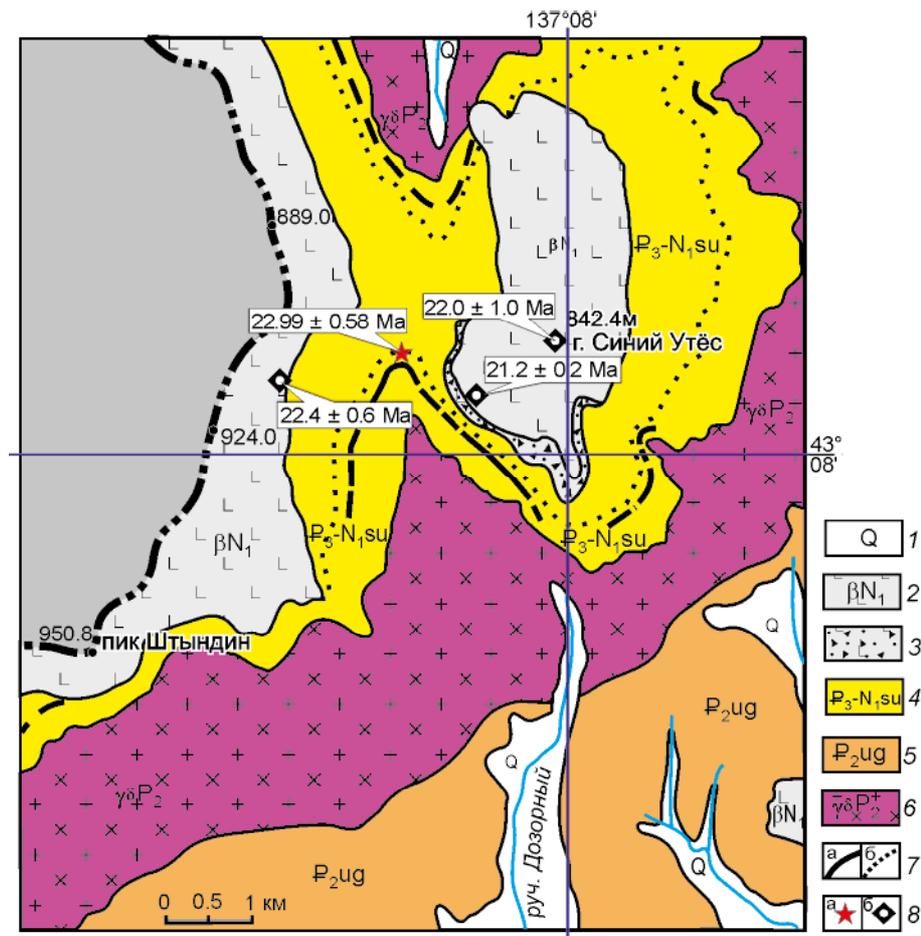


Рис. 8. Схематическая геологическая карта Синеутёсовской впадины (по [5], с изменениями и датировками вулканических пород). 1 – четвертичные аллювиальные отложения; 2 – трахибазальты; 3 – гиаокластиты; 4 – вулканогенно-осадочные отложения синеутёсовской свиты; 5 – осадочные образования угловской свиты; 6 – гранитоиды позднепермского возраста; 7 – угольные пласты (а) и фациальная граница между угленосной и тейфроидно-галечниковой подсвитами синеутёсовской свиты (б); 8 – места отбора проб и их: а – U-Pb (La-ICP-MS) возраст по цирконам, б – K-Ar возрасты.

этих риолитовых пепловых туфов были отобраны и датированы цирконы. Их морфология ($K_{уд.} = 1/5-1/7$), цветовая окраска и характер зональности также аналогичны таковым цирконов из усть-суйфунских пеплов. Аналитические исследования по датированию проводились в Приморском центре локального элементного и изотопного анализа ДВГИ ДВО РАН, г. Владивосток. U-Pb изотопные измерения выполнены методом LA-ICP-MS. Получено двумодальное распределение значений возраста. Среднее значение для первой выборки из 10 зёрен соответствует 22.99 ± 0.58 млн лет (рис. 9, а, б), (табл. 5). Среднее значение возраста второй выборки из 12 зёрен составило 26.40 ± 0.66 млн лет (рис. 9, в, г). За возраст формирования тейфроидных отложений принимается более молодая датировка. Таким образом, возраст и геохимические особенности этих пепловых туфов соответствуют времени извержения и составу продуктов

усть-суйфунского эксплозивного вулканизма. Отложения верхней подсвиты, составляющие основной объём синеутёсовской свиты и включающие прослойки гравийников, в пределах всего разреза насыщены пеплово-пемзовым пирокластическим материалом, содержание которого достигает 70 об. %. Однако его состав кардинально отличается от состава типовых усть-суйфунских отложений. Тейфроидная компонента представлена смесью кислого вулканического вещества, подобного пепловым туфам из основания разреза, и преобладающей базальтовой расплавной фракции. Процесс минглинга был, вероятно, достаточно длительным, что способствовало смене первичного оливин-клинопироксенового минерального парагенезиса базальтов на минеральную ассоциацию с преобладанием амфибола и включающую пижонит, субкальциевый авгит и крайне низкокальциевые ортопироксены (0.4–0.6 мас. % CaO). Электронномикроскопический

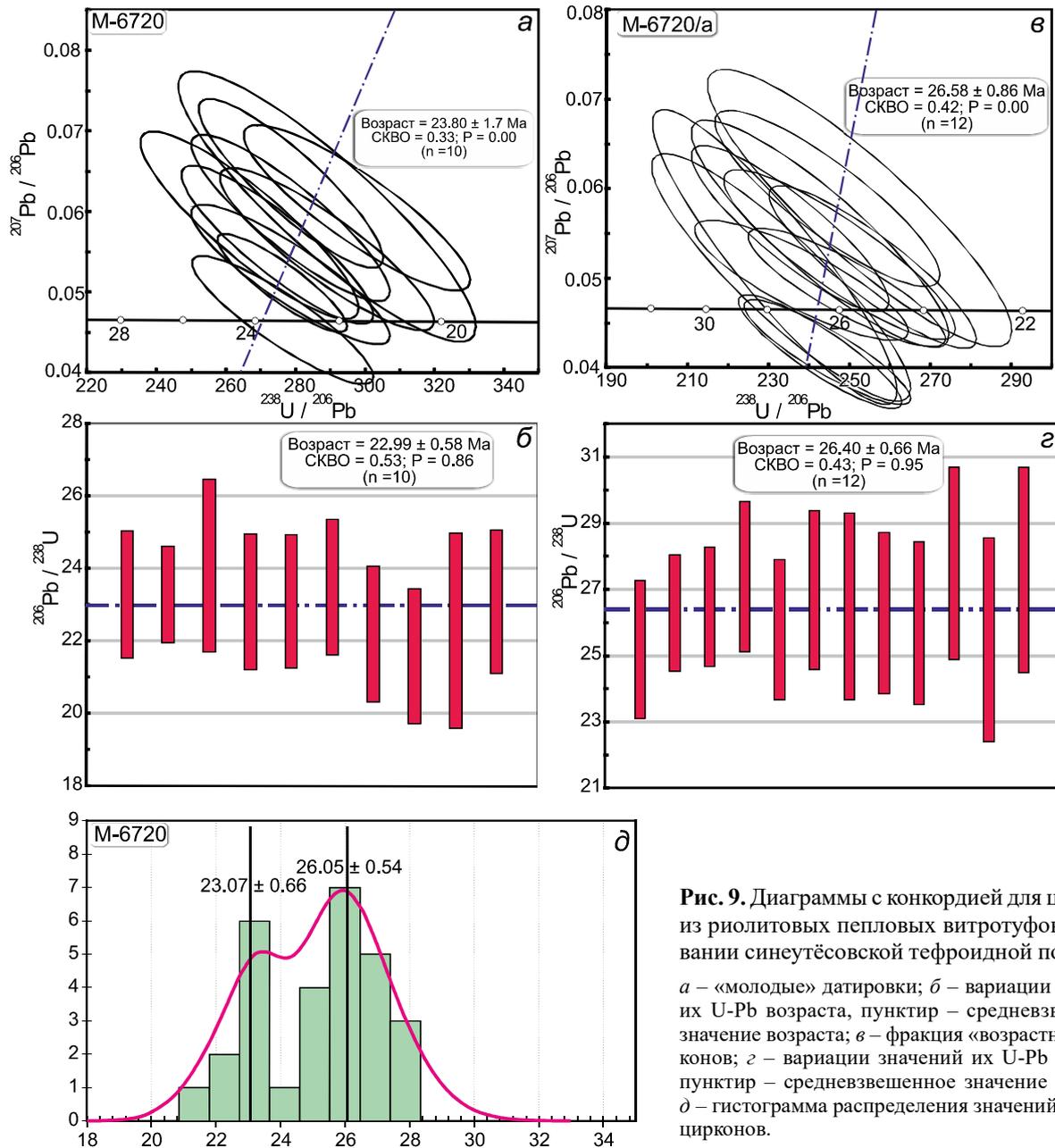


Рис. 9. Диаграммы с конкордией для цирконов из риолитовых пепловых витротуфов в основании синеутёсовской тэфроидной подсветы. *а* – «молодые» датировки; *б* – вариации значений их U-Pb возраста, пунктир – средневзвешенное значение возраста; *в* – фракция «возрастных» цирконов; *з* – вариации значений их U-Pb возраста, пунктир – средневзвешенное значение возраста; *д* – гистограмма распределения значений возраста цирконов.

анализ показал следующие значения магнезиальности минералов: пижониты и субкальциевые авгиты; ($X_{Mg} = 80.6-94.0\%$), ортопироксены: (X_{Mg} Орх = 36.1–38.6 %, но для преобладающей части X_{Mg} Орх = 71.8–76.7 %; амфиболы: (X_{Mg} Amf = 62.8–77.2 %). Среди плагиоклазов выделяются две группы составов: андезин-лабрадоры (33–47–52 % An) и альбит-олигоклазы (15–18 % An). В тэфроидных прослоях присутствуют лапиллиевые включения дацитового состава, кварц и цирконы, аналогичные по морфологии цирконам из риолитовых пепловых туфов в основании разреза. Химический состав очищенного от ксеногенного вещества и кристаллических фаз основного матрикса

тэфроидов отвечает базальту, отличаясь от состава синеутёсовских высококальциевых базальтоидов низкими концентрациями калия, бария, рубидия, но повышенными стронция, иттрия и HREE (табл. 6). В целом минералого-геохимические характеристики тэфроидов подтверждают вероятный механизм смешения двух расплавов: кислого, образовавшего пепловые риолитовые туфы в основании разреза, и базальтового, ещё не модифицированного контаминацией при длительном взаимодействии с коровым веществом. Именно в результате последнего процесса он приобрёл калиевую специфику – типовую геохимическую особенность синеутёсовских базальтоидов, природа которой

Таблица 5. U-Pb возраст (SHRIMP-II) цирконов из горизонта пепловых туфов в основании синеутёсовской тефроидной подсвиты.

Номера анализов	Pb ²⁰⁷ /U ²³⁵	1σ, abs	Pb ²⁰⁶ /U ²³⁸	1σ, abs	Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁶	1σ, abs	Pb ²⁰⁷ /U ²³⁵	1σ, abs	Pb ²⁰⁶ /U ²³⁸ age	1σ, abs
M-6720 (N 43°08', E 131°13')										
1	0.0233	0.0025	0.0036	0.00014	0.05187	0.00571	23.3	2.44	23.3	0.88
2	0.0256	0.0019	0.0036	0.0001	0.05712	0.00431	25.6	1.87	23.3	0.66
3	0.0302	0.0038	0.0038	0.00018	0.06498	0.00862	30.2	3.74	24.1	1.19
4	0.0259	0.0028	0.0036	0.00015	0.05843	0.00663	25.9	2.73	23.1	0.94
5	0.0315	0.0033	0.0036	0.00014	0.07109	0.00784	31.5	3.21	23.1	0.92
6	0.0281	0.0031	0.0036	0.00015	0.06239	0.00727	28.1	3.05	23.5	0.94
7	0.0264	0.0030	0.0035	0.00015	0.06189	0.00752	26.5	2.99	22.2	0.94
8	0.0280	0.0031	0.0034	0.00015	0.06756	0.00797	28.1	3.06	21.6	0.93
9	0.0289	0.0049	0.0035	0.00021	0.06776	0.01217	29	4.84	22.3	1.35
10	0.0294	0.0032	0.0036	0.00015	0.06615	0.00774	29.4	3.18	23.1	0.99
M-6720/a (N 43°08', E 131°13')										
1	0.0276	0.0031	0.0039	0.00016	0.05712	0.00662	27.7	3.01	25.2	1.04
2	0.0235	0.0021	0.0041	0.00014	0.04653	0.00427	23.6	2.09	26.3	0.88
3	0.0237	0.0022	0.0041	0.00014	0.04655	0.00446	23.8	2.22	26.5	0.9
4	0.0326	0.0035	0.0043	0.00018	0.06231	0.00673	32.6	3.44	27.4	1.14
5	0.0271	0.0025	0.0040	0.00016	0.05501	0.00503	27.1	2.46	25.8	1.06
6	0.0288	0.0028	0.0042	0.00019	0.05594	0.00537	28.9	2.76	27	1.2
7	0.0313	0.0045	0.0041	0.00022	0.06142	0.00936	31.3	4.43	26.5	1.41
8	0.0332	0.0037	0.0041	0.00019	0.06573	0.0078	33.2	3.62	26.3	1.22
9	0.0293	0.0034	0.0040	0.00019	0.05872	0.00732	29.4	3.38	26	1.23
10	0.0312	0.0056	0.0043	0.00023	0.0584	0.0108	31.2	5.48	27.8	1.45
11	0.0316	0.0052	0.0040	0.00024	0.0646	0.01135	31.6	5.15	25.5	1.54
12	0.0296	0.0049	0.0043	0.00024	0.05589	0.00976	29.6	4.83	27.6	1.55

Примечание. M-6720 – фракция «молодых» цирконов; M-6720/a – фракция «возрастных» цирконов.

обсуждалась в работах [5, 33]. Закономерно иным характером спектров отличается и распределение микроэлементов синеутёсовских и усть-суифунских тефроидов на спайдерграммах (рис. 4, в, з). Для первых характерны максимумы бария, стронция, но минимумы ниобия, рублидия и отсутствие европиевого минимума. Трудно объяснить отнесение синеутёсовской тефроидной толщи на протяжении многих лет к усть-суифунской свите, учитывая кардинальные различия их минералогического и химического составов. K-Ar методом датированы также базальты перекрывающего лавового покрова, мощность которого достигает 240 м. Определён возраст их трахитовых дифференциатов на долгоживущей вулканической постройке в 7 км юго-восточнее высоты Синий Утёс (сопка Андрусовская). Полученные значения 22.4 ± 0.6 ; 21.8 ± 0.5 ; 21.2 ± 0.5 млн лет (табл. 7) не фиксируют нарушения аргоновой компоненты – проблемы, обсуждаемой в работе [5], и отвечают «не искажённым» значениям возраста базальтоидов. U-Pb датировка пепловых туфов из основания верхней подсвиты стратотипического разреза синеутёсовской свиты (22.99 ± 0.58 млн лет) (рис. 9) закономерно согласуется с K-Ar возрастом последующего излияния базальтов.

Нежинский ареал

Нежинский угленосный разрез расположен в южной части Пушкинской депрессии (Южное Приморье) и представляет локальную ≥ 6 км², слабо вытянутую в широтном направлении структуру. Изучение литологического состава углевмещающей толщи, сопоставляемой [28] с павловской свитой соответствующего угленосного разреза, выявило преобладающий вулкано-эксплозивный (грубообломочный в нижней части разреза) состав этих отложений. Для всех слагающих разрез пород характерно высокое содержание пирокластического вещества в виде минеральной примеси вулканического генезиса и риолитовых пеплов. В составе углевмещающей толщи выделяется до 13 прослоев тонштейнов, в которых преобладает аналогичный пепловый материал (рис. 10, а, б). Пепловой компонентой насыщена и сама угольная масса, что придаёт ей пластичный характер деформации. На северо-восточном фланге карьера под пластом «Главный» тефроидные отложения представлены грубообломочными эруптивными разновидностями и пепловыми туфами, насыщенными ксеногенным материалом. Породы содержат крупные призматические

Таблица 6. Химический состав вулканических пород Синеутёсовской впадины.

Состав	М-6730	М-6734	П-462/7	М-6739	М-6724
	1	2	3	4	5
SiO ₂	52.41	52.43	49.50	67.03	50.05
TiO ₂	1.08	1.00	1.40	0.23	1.32
Al ₂ O ₃	17.54	16.11	19.41	16.54	19.26
Fe ₂ O ₃	3.44	3.62	3.60	2.14	5.36
FeO	5.18	5.13	5.54	0.34	1.78
MnO	0.14	0.13	0.15	0.16	0.10
MgO	4.61	4.70	4.82	0.28	3.50
CaO	7.06	7.33	8.04	1.56	8.28
Na ₂ O	3.48	3.19	3.24	3.96	2.65
K ₂ O	3.38	3.41	2.78	5.55	0.61
P ₂ O ₅	0.65	0.61	0.59	0.09	0.38
H ₂ O	0.34	0.30	0.33	0.51	-
П.п.п.	0.88	1.91	0.39	1.87	6.40
Сумма	100.19	100.19	99.79	100.27	99.71
Sc	22.4	23.2	-	2.72	23.3
Ni	51.4	43.6	22	2.84	19.1
Co	27.9	30.3	26	7.31	17.89
Cr	120	114	39	3.95	78.29
V	213	214	-	3.95	118
Rb	63.6	84.3	47	188	13.1
Cs	0.367	1.43	-	3.24	0.45
Sr	695	661	671	424	929
Ba	715	680	576	910	487
Y	26.9	32.7	30	13.6	38
Zr	177	158	148	152	159.4
Nb	8.02	7.04	8	9.65	6.27
Ta	0.50	0.451	0.44	0.717	0.4
Hf	4.18	3.77	3.79	3.71	0.39
La	26.4	30.4	25	32.8	23.5
Ce	57.3	51.6	53	64.7	33.8
Pr	7.6	8.02	7.5	7.18	5.92
Nd	31	32.5	27	25.1	24.8
Sm	6.4	6.82	5.8	4.13	5.73
Eu	1.94	1.91	1.75	1.05	1.55
Gd	6.83	7.29	5.95	3.82	5.87
Tb	0.98	1.02	0.82	0.49	1.10
Dy	5.63	5.78	4.48	2.55	7.13
Ho	1.16	1.2	0.98	0.545	1.56
Er	3.47	3.49	2.65	1.67	4.97
Tm	0.49	0.49	0.38	0.26	0.71
Yb	3.09	3.0	2.41	1.79	4.48
Lu	0.46	9.45	0.39	0.29	0.66
Pb	11.9	11	7	23.3	8.44
Th	4.69	4.29	3.55	7.42	4.12
U	1.17	1.37	0.75	2.26	0.88

Примечание. №№ 1–3 – синеутёсовские трахибазальты; 3 – из работы [5]; 4 – трахитовый дифференциат; 5 – состав вулканического матрикса синеутёсовской тефроидной подсвиты.

кристаллы водяно-прозрачного натрового санидина, слегка дымчатого кварца, смоляно-чёрного кайно-типного биотита, ильменит и ортит. Состав биотитов отличается наиболее низкой железистостью ($f = 45\text{--}48\%$) по сравнению с биотитами из пеплов типовых усть-суйфунских ареалов пирокластики. Минералогической особенностью тефроидов является распространённость интенсивно оплавленных кристаллов кварца и ильменита. Если корродированность зёрен кварца – широко распространённое явление, которое объясняется не тепловым воздействием, а химической коррозией при отделении от расплава в близповерхностных условиях кислотных летучих компонентов и неравновесностью выделившихся кристаллов с остаточной жидкостью, то для таких термоустойчивых минералов, как ильменит, наблюдаемое интенсивное оплавление всех граней с абляцией капель ильменитовой жидкости служит признаком чрезвычайно кратковременного подъёма температур (микросекунды) до первых тысяч градусов – (кавитационное «всхлопывание» [2]). Минеральный состав нежинских пепловых туфов по сравнению с усть-суйфунскими аналогами обогащён санидином, биотитом, ортитом, но заметно обеднён кварцем. Эти вулканокластические породы, несомненно, имеют более широкое распространение на территории Южного Приморья, но из-за подобию структурных характеристик и состава усть-суйфунским тефроидам не получили должной возрастной и геохимической оценки. Их химический состав отвечает калиевым риодацитам, но отличается от состава усть-суйфунских туфов повышенной щёлочностью, пониженными концентрациями редких земель при положительном наклоне графиков распределения HREE на спайдерграммах (табл. 1), (рис. 4, в, з). Породы обогащены ниобием и танталом с отсутствием их минимумов и имеют чётко выраженные максимумы Zr, Hf. На северном фланге угольного карьера в перекрывающих углевмещающую толщу отложениях был выделен т.н. нежинский флороносный горизонт [27, 28], а затем и нежинская толща [30] тонкослоистых туфогенных фаций, обогащенных листовыми захоронениями, соответствующими, по мнению этих авторов, раннемиоценовому климатическому оптимуму. Они сопоставлялись с раннемиоценовыми теплолюбивыми флорами Японии (Dajima type). Отметим, что флороносные туфоалевролиты нежинского горизонта (толщи) содержат фрагменты углефицированной древесины и тефроидный материал, аналогичные угленосным и подугленосным отложениям. На флороносных туфоалевролитах несогласно залегает маркирующий горизонт кайнотипных биотитовых витротуфов и пачка тефроидов, обогащённых пемзовыми бомбами, которые в стратиграфической колонке [30] соответст-

Таблица 7. К-Аг возраст вулканических пород Синеутёсовской впадины.

№	№ обр.	материал	Калий, % ± σ	Аг _{рад} (нг/г) ± σ	Возд. Аг, %	Возраст, млн лет ± σ	координаты
1	М-6730	трахибазальт	2.08 ± 0.03	3.256 ± 0.010	н/д	22.4 ± 0.6	N 43°08'15,6", E 131°12'55"
2	М-6734	трахибазальт	2.38 ± 0.03	3.515 ± 0.011	н/д	21.2 ± 0.5	N 43°07'50", E 131°13'46"
3	М-6739	трахит	3.76 ± 0.04	5.707 ± 0.018	н/д	21.8 ± 0.5	N 43°04'35", E 131°16'21"
				⁴⁰ Аг _{рад} 10 ⁵ , ннм ³ /г			
4	П-462/7	трахибазальт	1.91	165	77.4	22.0 ± 1.0	N 43°08'25", E 134°13'55"

Примечание. М-6730 – правобережье истока кл. Дозорного (приток р. Нарва); М-6734 – подножие г. Синий Утёс; М-6739 – вулканическая постройка в 7 км юго-восточнее г. Синий Утёс; П-462/7 – кровля синеутёсовского лавового покрова (датировка из работы [5]); н/д – нет данных.

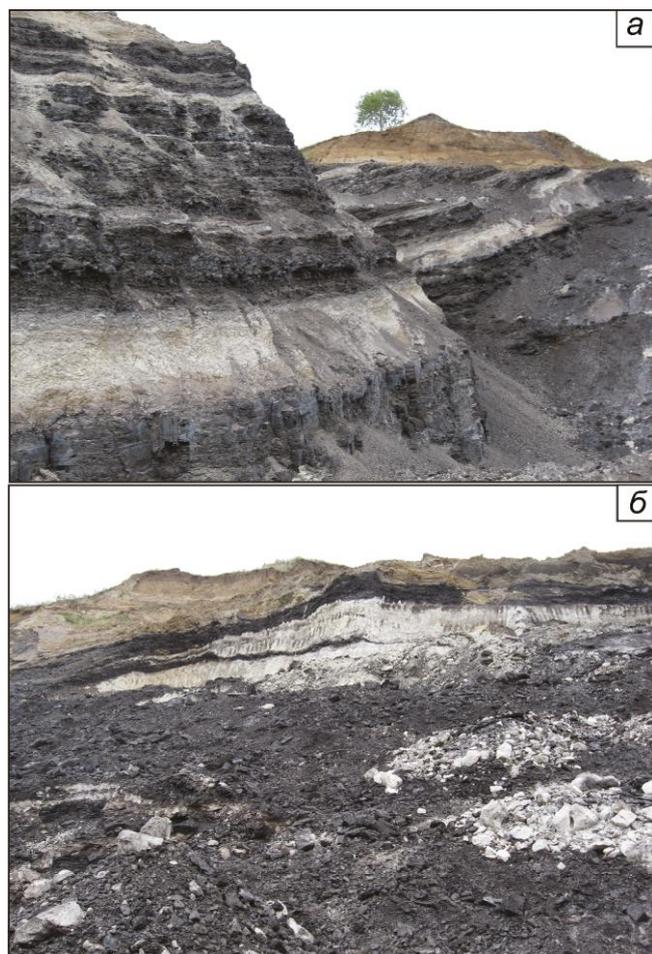


Рис. 10. Угольные пласты с прослоями пепловых тонштейнов (Нежинское угольное месторождение).

вуют слою 10. Эти пирокластические породы по всем петрографическим признакам следует относить уже к начальной фазе усть-суифунского вулканизма. Витротуфы состоят из пепловых пластинчато-трубчатых частиц вулканического стекла, подобно усть-суифунским пеплам, содержат кварц, санидин и высокую концентрацию смоляно-чёрного биотита, ортита, иль-

менита. Их отличает присутствие пемзовых бомб, что не характерно для нежинских тефроидов угленосной толщи, но типично для усть-суифунских пирокластиков. Близок также морфологический тип циркона: $K_{уд.} = 1/4-1/7$, и сходные его геохимические особенности: $Th_{232}/U_{238} = 0.4-1.1$. Отметим кардинально иную морфологию цирконов из тефроидов подстилающей угленосной толщи. Они представлены крупными (до 2 мм) короткопризматическими дипирамидальными кристаллами медово-жёлтой окраски. Для корректной интерпретации результатов определения абсолютного возраста были опробованы отложения, где осуществлялись сборы флоры и пыльцы, непосредственно из стратотипического разреза на северном фланге Нежинского карьера. Проведено комплексное датирование тефроидных отложений Нежинского угольного месторождения различными радиоизотопными методами. Для пепловых туфов из низов угленосной толщи получен U-Pb возраст по цирконам (SHRIMP-II) (см. методы): 33.86 ± 0.17 млн лет (табл. 8), (рис. 11, а). Аг-Аг методом определён также возраст санидина из этих же тефроидов. Он показал значение 34.3 ± 0.4 млн лет (рис. 12), что отвечает эоцен-олигоценной границе. К-Аг возраст стекол из пепловых витротуфов в кровле угленосной толщи составил 32.0 ± 0.7 млн лет (табл. 3). Дополнительным свидетельством валидности полученных результатов служат датировки галек кайнотипных обсидианов (вероятных продуктов размыва нежинских вулканических построек), включённых в состав усть-суифунских отложений из гипостратотипического разреза (соп. Клёпочная). Их К-Аг возрасты, полученные в лаборатории ИГЕМ (см. методы), показали значения: 33.0 ± 0.7 млн лет и 34.3 ± 0.7 млн лет, соответственно (табл. 3). U-Pb возраст цирконов из кайнотипных биотитовых витротуфов маркирующего горизонта, несогласно перекрывающего нежинский флороносный горизонт (раннемиоценовый, по [30]), соответствует 28.95 ± 0.25 млн лет (SHRIMP-II) (рис. 11, б) (табл. 9). Наконец, К-Аг

Таблица 8. U-Pb возраст (SHRIMP-II) цирконов из пепловых туфов угленосной толщи (Нежинское угольное месторождение).

Точки анализа	^{206}Pb , г/г	U, г/г	Th, г/г	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb} \pm 1\sigma$ %	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm 1\sigma$ %	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст, млн лет
M – 6485 (N 43°29'13", E 131°47' 04")							
1	3.41	746	655	0.91	188.3 2.4	0.0449 5.2	33.7 ± 1.0
2	3.2	681	673	1.02	182.7 2.4	0.0494 4.1	35.0 ± 1.1
3	4.91	1077	1782	1.71	188.4 2.2	0.0485 3.3	34.2 ± 1.1
4	3.13	682	766	1.16	187.6 2.3	0.0514 3.9	34.1 ± 1.0
5	1.85	409	241	0.61	189.7 2.5	0.0459 5.5	33.9 ± 0.97
6	5.74	1254	2048	1.69	187.5 2.2	0.0474 3.1	33.8 ± 1.1
7	2.83	640	521	0.84	194.4 2.4	0.0507 4.2	32.6 ± 0.95
8	2.16	469	336	0.74	186.6 2.5	0.05 5.0	35.0 ± 10.0
9	5.53	1257	2295	1.89	195.2 2.3	0.0467 3.1	32.9 ± 1.2
10	5.01	1101	1676	1.57	188.8 2.2	0.0453 3.5	34.5 ± 1.1

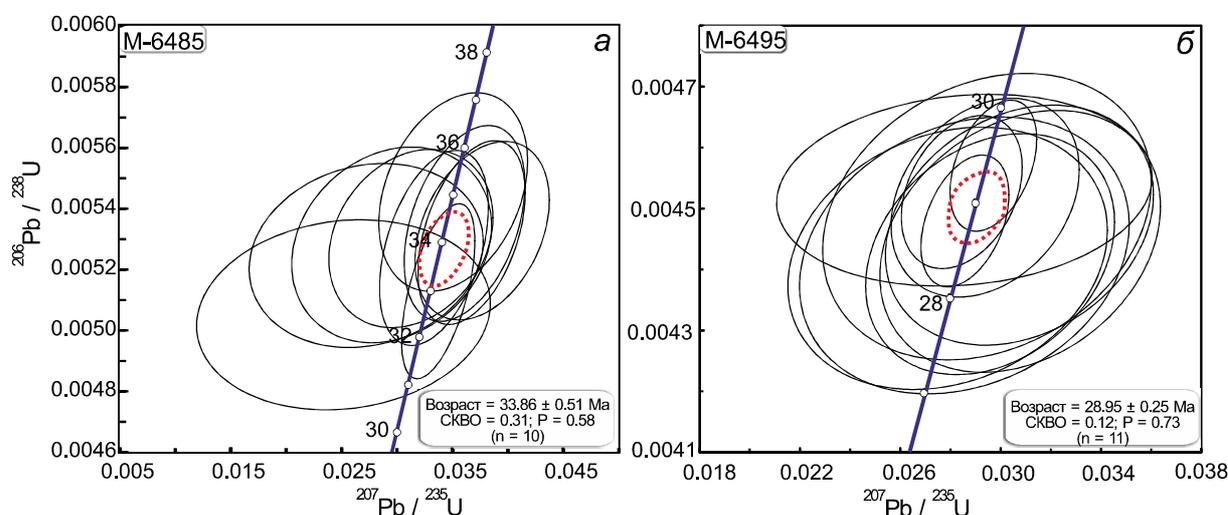


Рис. 11. Диаграмма с конкордией для цирконов из пепловых риодацитовых туфов углевмещающей тефроидной толщи (Нежинское угольное месторождение) (а); диаграмма с конкордией для цирконов из риолитовых пепловых витротуфов, перекрывающих нежинский флороносный горизонт (Нежинское угольное месторождение) (б).

датировка биотита из верхней части горизонта показала значение: 27.1 ± 1.0 млн лет (табл. 3). Выходы этих биотитовых витротуфов прослежены в 2 км южнее, на противоположном склоне водораздела, в бассейне р. Нежинка и в 4 км юго-восточнее стратотипического разреза Нежинского месторождения на близких гипсометрических отметках. К-Аг датировки биотитов из этих пород показали, соответственно: 27.5 ± 1.0 млн и 25.1 ± 0.6 млн лет (табл. 3), что близко возрасту биотита из аналогичных отложений стратотипического разреза. Несмотря на несколько варьирующие цифры, абсолютный возраст витротуфов маркирующего горизонта отвечает среднему олигоцену, что противоречит раннемиоценовому возрасту подстилающего «оптимального», по [27], нежинского флороносного горизонта (толщи), но за-

кономерно согласуется с раннеолигоценным (33.8 – 34.4 млн лет) возрастом тефроидов нижележащей угленосной толщи и возрастом нарастающих их по вертикали усть-суйфунских отложений: 23 – 24 млн лет. Таким образом, пограничные верхнеолигоцен-нижнемиоценовые слои (по данным изучения листовидной флоры и пыльцы) [30], формирующие на Нежинском буроугольном месторождении, соответственно, угленосную толщу и нежинский горизонт (толщу), отвечают по результатам изотопного датирования эоцен-раннеолигоценному интервалу и не могут быть использованы для соответствующих стратиграфических корреляций палеоген-неогеновой границы. Отметим, что на эоценовый возраст нежинской флоры указывалось ранее А.Г. Аблаевым и др. [1], что ближе соответствует полученным результатам.

Таблица 9. U-Pb возраст (SHRIMP-II) цирконов из витротуфов, перекрывающих нежинский флороносный горизонт (Нежинское угольное месторождение).

Точки анализа	^{206}Pb , г/г	U, г/г	Th, г/г	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст, млн лет	
					$\pm 1\sigma$ %	$\pm 1\sigma$ %				
M-6495 (N 43°28'55"E 131° 46'30")										
1	0.906	235	253	1.11	222.9	2.1	0.0476	8.8	28.86	± 0.62
2	1.26	331	269	0.84	226.3	2.0	0.0458	9.1	28.42	± 0.56
3	1.27	331	139	0.43	224.9	2.0	0.0502	7.2	28.6	± 0.56
4	4.01	1020	1106	1.12	218.7	1.3	0.0532	4.0	29.14	± 0.41
5	2.84	731	461	0.65	221.4	1.5	0.0472	5.0	29.06	± 0.43
6	17.4	4425	3019	0.71	218.8	0.96	0.0472	2.2	29.39	± 0.28
7	1.23	324	176	0.56	226.1	2.1	0.0468	9.2	28.45	± 0.6
8	16.2	4201	3027	0.74	223.2	0.99	0.0463	2.3	28.81	± 0.28
9	7.82	2010	985	0.51	220.9	1.1	0.0456	3.3	29.12	± 0.33
10	1.87	486	185	0.39	223.6	1.8	0.0499	6.9	28.77	± 0.52
11	1.88	495	441	0.92	226	1.8	0.0485	6.6	28.46	± 0.52

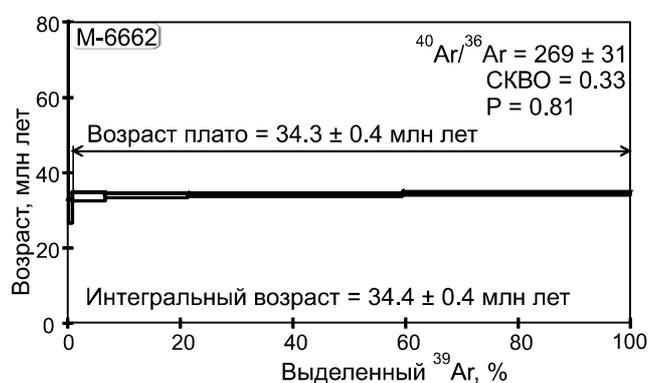


Рис. 12. График ступенчатого прогрева и Ar/Ar возраст санидина из пепловых туфов тефроидной угле вмещающей толщи (обр. M-6662) (Нежинское угольное месторождение).

ОСОБЕННОСТИ УГЛЕГЕНЕЗА НА НЕЖИНСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ И ЕГО СВЯЗЬ С ЭКСПЛОЗИВНЫМИ ВУЛКАНИЧЕСКИМИ ПРОЦЕССАМИ

На формирование угленосных отложений Нежинского месторождения установлено отчетливое влияние термального эндогенного воздействия, флюидного науглероживания, перевода в подвижное состояние углеродистого вещества, экстрагированного при пиролизе древесины, и быстрая углефикация последней. Длительность функционирования эндогенного теплового поля в пределах угольного разреза подчеркивается существованием вертикально ориентированных термальных газовых колонн. Они наложены на сформированные угольные, лигнитовые пласты и вмещающие осадочно-тефроидные отложения. В результате теплового воздействия происходит

преобразование углей, сублимация и отложение на вмещающих породах крупнокристаллических агрегатов самородной серы, а также сульфатов (эпсонита) (рис. 13). Тепловые возгоны битуминозного вещества из углей фиксируются в виде тонких инъекций, проникающих во вмещающие отложения, а сами угольные пласты, приобретая пластичность, внедряются даже в четвертичные галечники (рис. 14, а). На участках термального воздействия и флюидизации происходит смена характера тектонических деформаций с хрупких сколово-сдвиговых на исключительно пластично-пликативные с образованием антиклинорных, иногда опрокинутых складок, гофрировкой слабо науглероженных слоёв совместно с вмещающими осадочно-тефроидными образованиями (рис. 14, б). За пределами этих зон стиль деформаций снова приобретает обычный характер. Наблюдаемое явление отчетливо отражает эффект Ребиндера, заключающийся в понижении сил сцепления зерен при флюидизации и нагреве с облегчением пластичного течения деформируемого тела [42]. Пликативный характер деформаций на угольных месторождениях Приморья отмечался и ранее [7], но объяснялся криогенными процессами. Однако прослеживается четкая связь подобной инверсии с зонами термального воздействия. Маломощные (2–3 см) тела туффизитов, сложенные тефроидным веществом и включающие фрагменты углей из подстилающих горизонтов, прорывают даже покровные миоценовые базальты. Инъекционные туффизиты, состоящие из мобилизованного тефроидно-галечно-го вещества усть-суйфунских отложений, прорывают базальты Борисовской вулканической постройки (рис. 15).

На ранней стадии, вероятно, под влиянием тепла и воздействия углеводородных флюидов проис-



Рис. 13. Термальные возгоны самородной серы из угольных пластов.



Рис. 15. Туффизитовое фреато-магматическое внедрение усть-суйфунских тефроидных галечников в щелочнобазальтовую постройку Борисовского вулкана.

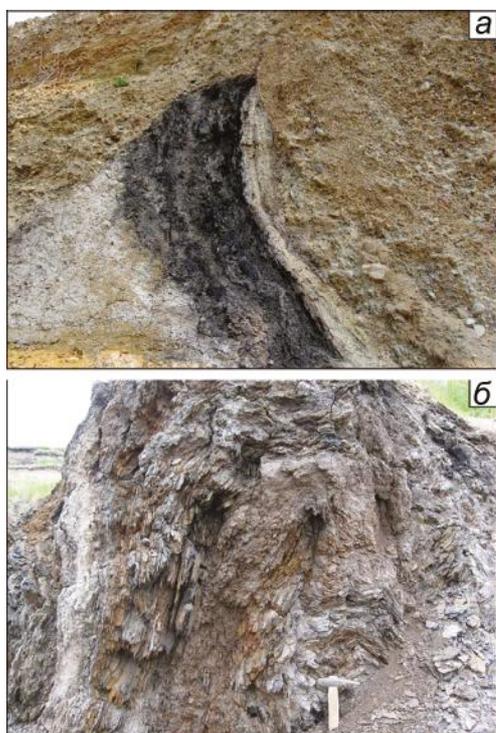


Рис. 14. Внедрение угольного пласта в четвертичные галечники.

Светлые области – зоны сульфатных возгонов с алюмоквасцами и эпсонитом (Нежинское угольное месторождение) (а); пластичный характер деформации лигнитовых пластов в области эндогенного прогрева (проявление эффекта Ребиндера) (Нежинское угольное месторождение) (б).

ходило обугливание и науглероживание древесной основы с отгонкой мобильной витринитовой, битуминозной составляющей. Мобилизаты образуют сложные инъекции во вмещающие породы и распределяются в лигнитовой, в различной степени углефи-

цированной древесной основе. На фоне массивного матового угольного вещества они выделяются своим бесструктурным аморфным строением, смоляно-чёрным цветом и высокой отражательной способностью. Особенно наглядно это отражается в переводе науглероженных растительных фрагментов в пластичное, флюидизированное состояние. Если отпечатки одновозрастной листовой флоры в отложениях, удалённых от угольных скоплений, представляют «бестелесные» субстанции, то по мере приближения к угольным пластам, участкам углефикации наблюдаются «эпитаксические» псевдоморфозы по ним витринитового аморфного углистого вещества с концентрацией углерода, в сотни и даже тысячи раз превышающей эфемерный углеродистый матрикс той же листовой основы. Для угольных пластов наблюдаются значительные вариации в степени углефикации, науглероживания древесной основы: от низкоуглеродистой, практически лигнитовой основы до антраксолитового гелеобразного вещества.

Насыщенность отложений всего разреза пепловым веществом отражает тесную связь олигоценового углегеоза и вулканического процесса с нарушением влияния региональных палеоклиматических обстановок на фитоценозы при климатообразующем типе подобного вулканизма [19]. Трудно объяснить степень преобразования углей с позиций регионального метаморфизма при соответствующих погружениях. В среднем, преобразование гумусного вещества в угли возможно при погружении его на глубину более 3 км и достижении температур свыше 150 °С [12]. Однако нет никаких оснований для предположения о погружении в олигоценовое время угленосной толщи на глубину до 3–5 км, учитывая конформность зале-



Рис. 16. Озеро Спирит-Лейк после катастрофического извержения вулкана Сент-Хеленс в 1980 году (а, б). <https://www.youtube.com/watch?v=zPObNoGvEt4>.

гания отложений, особенно тefроидной составляющей с окружающей территорией. Аналогия с вулканно-угольным типом Нежинского разреза характерна для Чаунско-Чукотской угленосной площади [31], где накопление углей также происходило в изолированных вулканно-тектонических приразломных впадинах. Отложения субвулканогенной угленосной формации представлены здесь чередующимися разногачечными конгломератами, гравелитами, песчаниками и угольными пластами. Все содержат значительную примесь пеплового материала, стекол. На горно-аллювиальной равнине образовывались недолговечные озёрные водоёмы, куда в значительных количествах сносился грубый растительный материал. Процессы седиментации и уленакпления сопровождалась интенсивным эксплозивным вулканизмом, что обусловило появление подобных «туфовых углей». Все эти признаки, типичные и для Нежинской угленосной структуры, соответствуют обстановке современного извержения вулкана Сент-Хеленс (США) в 1980 году, когда в результате катастрофических взрывов произошёл снос с окрестностей и захоронение в озерной котловине Спирит-Лейк миллионов стволов деревьев (рис. 16, а, б), испытавших в последующем осаждение, тепловое воздействие и углефикацию [49].

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ПРОЯВЛЕНИЯ ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКОГО КИСЛОГО ЭКСПЛОЗИВНОГО ВУЛКАНИЗМА

Природа молодых вулканических пеплов риолитового состава с неизвестными вулканическими центрами извержений, распространённых в различных районах мира, представляет нерешённую актуальную проблему. Для Дальнего Востока отметим обсуждаемый в серии публикаций, вероятный источник пеплов Примагданья [19, 32, 38, 40]. Характеризуясь близкими с усть-суйфунскими тefроидами минеральным

и химическим составами при мощности отложений до 30 м, они рассматриваются некоторыми исследователями как результат ветрового заноса с вулканов Камчатки. Однако ещё в одной из первых работ по характеристике этих (хасынских) пеплов было отмечено присутствие обугленного растительно-почвенного слоя в основании пепловых залежей [46] – деталь, которая однозначно решает проблему источника пеплов как имеющего местную природу. Аналогичные наблюдения сделаны и нами в отношении усть-суйфунских тefроидов. Можно предполагать, что магаданские, а также керченские, апшеронские пеплы, пеплы Монтаны представляют продукты фреатических извержений и имеют местные источники.

В Японском и на юге Охотского морей кислый эксплозивный вулканизм на олигоцен-миоценовом рубеже проявился в виде мощных субаэральных пирокластических извержений, сформировавших значительные объёмы спекшихся туфов риолит-риодацитового состава. Ими слагаются покровы на подводных возвышенностях Оки, Кита-Оки, Ямато и других, а также на западном и восточном побережьях Японских островов (комплекс зелёных туфов) [8, 41]. Пирокластические породы составляют большую часть разреза чехла и переслаиваются с континентальными отложениями, которые имеют озёрный генезис и содержат пресноводные диатомеи [47, 48], подобно отложениям кайнозойских впадин Юго-Западного Приморья. Эксплозивный вулканизм, с которым связано их отложение на образовавшихся позже возвышенностях в южной части Японского моря, литологический состав и высокая степень спекаемости вулканического вещества, несомненно, свидетельствуют о наземных условиях извержений. Преобладающие в составе отложений пепловые туфы по минеральным ассоциациям и геохимическим особенностям близки усть-суйфунским туфам. Они содержат кварц, кислый плагиоклаз,

санидин, биотит и отвечают калиевым риолитам, риодацитам [8]. На квалификационных микроэлементных диаграммах их составам соответствуют графики распределения, подобные таковым усть-суйфунских тефроидов (рис. 4, а, б). Калий-аргоновые датировки кислых пирокластических пород с возвышенности хребта Оки показали значения, близкие возрасту тефроидов из типовых ареалов усть-суйфунской свиты: 26.0 ± 1.4 и 24.3 ± 1 млн лет [8, 41]. Согласно результатам датирования усть-суйфунских пирокластических пород при их близком геохимическом сходстве с япономорскими пеплами представляется очевидной аналогия последних именно с этим импульсом эксплозивного вулканизма, который проявился на обширной континентальной территории, сопоставимой по площади с подводными возвышенностями Японского моря. В этом отношении палеогеографические обстановки Западного Приморья и зарождавшейся котловины Японского моря в конце олигоцена были близки и представляли области депрессий с многочисленными мелководными пресноводными озёрными водоёмами [3, 48]. Соответственно, эксплозивные центры располагались непосредственно в их пределах. Масштабный эксплозивный вулканизм, проявившийся синхронно в Японском, Охотском, Филиппинском морях в олигоцен-раннемиоценовое время, отражает одновременность начальной фазы активного погружения территорий, формирования глубоководных котловин [9]. В области континентального обрамления он отвечает завершающей фазе формирования угленосных впадин.

В прибрежной восточной части Центральной Японии (полуостров Босо) распространены пирокластические породы (зелёнотуфовый комплекс), подобные усть-суйфунским пеплам. Их минералогической особенностью является присутствие чевкинита и монацита [59]. Подобно разрезам усть-суйфунской свиты, наряду с тефроидным веществом, отложения содержат значительную примесь терригенной компоненты. Возраст цирконов из пепловых прослоев (район Хегуринака) показал: 22.9 ± 0.1 млн лет (SHRIMP-II). Близкими значениями возраста характеризуются и цирконы из чевкинитсодержащих риолитовых пепловых туфов западного побережья Японии (полуостров Ното): 23.5 ± 0.7 млн лет (LA-ICP-MS) [56]. Этими же авторами датированы цирконы (LA-ICP-MS) из отложений в стратотипической местности распространения усть-суйфунской свиты (район Нежино, Приморье). Получен кластер, состоящий из дат: 25.2 ± 0.8 млн лет и 25.1 ± 0.9 млн лет, что близко авторским датировкам. Корреляция результатов определения возраста формирования осадочно-пирокластических отложений по данным изотопного датирования с их возрастной оценкой на основе методов фито-стратиграфии

показала, что относительно сопоставимы возрасты синеутёсовской тефроидной подсвиты (ранний миоцен–поздний олигоцен). Возраст тефроидов углевмещающей павловской свиты (эоцен-раннеолигоценный, по результатам изотопного датирования) на Нежинском угленосном разрезе несколько древнее их возрастной оценки (верхний олигоцен) по данным фито-стратиграфии [30]. Однако уже для маркирующего нежинского флороносного горизонта очевидны резкие отличия: раннеолигоценный и раннемиоценовый возрасты, соответственно. Для новокачалинской и усть-суйфунской свит наблюдаются значительные расхождения в термофильности флор одновозрастных отложений Приморья и Японии, что объяснялось геодинамическими факторами: раскрытием Японского моря и нарушением климатических условий под влиянием тёплых течений для островной территории и холодного муссона для континентальной части [29]. Исходя из результатов изотопного датирования (раннеолигоценный возраст новокачалинской и позднеолигоценный усть-суйфунской свит), следует некорректность их сопоставления, соответственно, со средними и позднемиоценовыми флороносными комплексами Японии.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Время катастрофических эксплозивных извержений с формированием тефроидных толщ, установленное на основе прецизионных изотопных датировок, отвечает двум основным импульсам: 30–34 млн лет и 23–24 млн лет назад (табл. 10). Эти два вулканических события синхронны крупным тектоническим перестройкам: процессам рифтогенеза и спрединга, охватившим в позднем кайнозое восточную окраину Евро-Азиатского континента [44, 45, 52]. С ними сопряжено начало образования окраинных морей и завершающий этап формирования многочисленных континентальных рифто-грабеновых впадин, включая основные кайнозойские угленосные бассейны Приморья. Ранний импульс этого кислого эксплозивного вулканизма на территории Юго-Западного Приморья (поздний эоцен–ранний олигоцен), зафиксированный в составе пепловых отложений Нежинской угленосной впадины и Новокачалинского ареала тефроидов (Турийрогская впадина), сопряжён с наиболее продуктивной стадией угленакопления, соответствующая аналогичной продуктивной стадии Павловской группы угленосных впадин. Поздний (усть-суйфунский) импульс (23–24 млн лет), имеющий региональный характер проявления на территории континентального обрамления Японского моря, Японских островах и области ещё не сформированной Япономорской впадины, совпадает с началом акселерации процессов

Таблица 10. Сводная таблица результатов U-Pb датирования по цирконам (SHRIMP-II и LA-ICP-MS методы).

	№ обр.	Анализируем. материал	Возраст, млн лет $\pm \sigma$	Координаты
1	M-6368	циркон	24.64 \pm 0.46	N 43°28'21", E 131°48'14"
2	M-6466	циркон	23.70 \pm 0.35	N 44°04'19", E 131°45'11"
3	M-6674/6	циркон	23.21 \pm 0.35	N 43°42'24", E 131°54'33"
4	M-5980	циркон	30.40 \pm 0.56	N 45°08'25,14", E 132°01'15.32"
5	M-6720	циркон	22.99 \pm 0.58	N 43°08'40", E 131°13'07"
6	M-6720/1	циркон	26.40 \pm 0.66	N 43°08'40", E 131°13'07"
7	M-6485	циркон	33.86 \pm 0.51	N 43°29'13", E 131°47' 04"
8	M-6495	циркон	28.95 \pm 0.25	N 43°28'55", E 131°46'30"

Примечание. Состав и расположение вулканических пород с датировками цирконов: 1 – пемза из тефроидных отложений усть-суифунской свиты (стратотипическая местность нижнего течения р. Раздольной (карьер Дорожный); 2 – пепловый туф (галёнковский ареал усть-суифунской свиты (Липовецкая впадина)); 3 – пепловые туфы (красноярковский ареал усть-суифунской свиты, Раздольненская впадина); 4 – пепловые туфы новокачалинской толщи (Турийрогская впадина, западное побережье оз. Ханка); 5, 6 – пепловый витротуф риолита из основания синеутёсовской тефроидной под-свиты (Синеутёсовская впадина); 7 – пепловые туфы углевмещающей толщи (Нежинское угольное месторождение); 8 – биотитовые витротуфы из пеплового горизонта, перекрывающего нежинский флороносный горизонт (Нежинское угольное месторождение).

спрединга и тафрогенеза по данным глубоководного бурения [51]. Формирование собственно Япономорской котловины (21–14 млн лет назад) определялось начальными процессами присдвигового растяжения [43] и внедрением астеносферных диапиров (30–23 млн лет) [58]. На ранней стадии они инициировали плавление коровых субстратов в их головной части и проявление кислого вулканизма, не имевшего места в подобных масштабах в последующем с началом массового излияния базальтов. Выделенные временные импульсы кайнозойского вулканизма на территории Юго-Западного Приморья соответствуют этим интервалам. По результатам изотопного датирования, отложения, считавшиеся, соответственно, нижнемиоценовыми (синеутёсовская толща), среднемиоценовыми (новокачалинская свита) (западное побережье оз. Ханка) и верхнемиоценовыми (усть-суифунская свита) (нижнее течение р. Раздольной), имеют олигоценный возраст и фактически не переходят миоценовой границы. Отсюда логично следует отсутствие в изученных стратотипических разрезах предполагаемых «оптимальных» фитокомплексов раннего миоцена, поиску которых был привлечён особый интерес биостратиграфов [27, 28, 30]. Катастрофические эксплозивные процессы могли оказывать влияние на климатические условия – определяющий фактор фитостратиграфических корреляций для позднего кайнозоя [13]. Тепловые аномалии, рост фитопродуктивности в периоды пауз чередовались с массовым тафоценозом в результате пирокластических эксплозий и следовавших за ними температурных минимумов, что в целом способствовало углегенезу. Сопоставления, основанные на принципах подобия листовой флоры, принимаемые для сходных палеоклиматических обстановок, в условиях длительных периодов катастро-

фических эксплозивных извержений, не имеющих аналогов в современной истории, могли приводить к искажению корреляционных принципов. Так, по мнению Л.А. Баскаковой [4], для позднего кайнозоя существует примат климатических условий как фактора фитостратиграфических корреляций и палеофлористических реконструкций. Определяющую роль играют количественные параметры над качественными. Результаты датирования, проведённого различными изотопными методами, уверенно определяют позднеолигоценный возраст заключительной усть-суифунской фазы эксплозивного кислого вулканизма, фиксируя палеоген-неогеновую границу как отвечающую формированию в Южном Приморье пепловых горизонтов в верхней части разреза усть-суифунской свиты: 23.6 \pm 0.6 млн лет. В геодинамическом плане олигоценный эксплозивный вулканизм сопряжен с процессами расширения, тафрогенеза, деструкции континентальной коры в позднем кайнозое на территории Япономорского региона и непосредственно предшествует масштабным базальтовым излияниям.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аблаев А.Г., Сафарова С. А., Ван-Ю-Фей. Палеоген Пушкинской впадины Притуманганья (Дальний Восток России). Владивосток, 2009. (Деп ВИНТИ). 52 с.
2. Адушкин В.В., Андреев С.Н., Попель С.И. Формирование нано и микросферул минералов в рудных месторождениях в зависимости от глубины залегания вмещающей породы // Геология руд. месторождений. 2006. Т. 48, № 3. С. 273–280.
3. Баскакова Л.А. Критерии литостратиграфической корреляции олигоцен-миоценовых отложений Западного Приморья // Тихоокеан. геология. 1986. № 3. С. 14–21.
4. Баскакова Л.А. К проблеме возраста и корреляции неогеновых базальтоидов Юго-Западного Приморья // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18, № 5. С. 79–81.

5. Брант И. С., Рассказов С. В., Попов В. К., Брант С. Б. Калиевая специфика базальтов синеутёсовской впадины: геохимические корреляции и проблемы калий-аргонового датирования (Южное Приморье) // Тихоокеан. геология. 2009. Т. 28, № 4. С. 75–89.
6. Варнавский В.Г., Мальшев Ю.Ф. Восточно-Азиатский грабеновый пояс // Тихоокеан. геология. 1986. № 3. С. 3–12.
7. Голозубов В.В., Донг У Ли, Касаткин С.А., Павлюткин Б.И. Тектоника кайнозойской Нижнебикинской угленосной впадины // Тихоокеан. геология. 2009. Т. 28, № 3. С. 74–89.
8. Емельянова Т.А. Петрохимические особенности олигоцен-раннемиоценовых вулканокластических пород Японского моря // Тихоокеан. геология. 2008. Т. 27, № 4. С. 63–71.
9. Емельянова Т.А., Леликов Е.П. Роль вулканизма в формировании Японского, Охотского и Филиппинского морей // Петрология. 2010. Т. 18, № 6. С. 649–670.
10. Киселев В.И., Вовна Г.М., Мишкин М.А., Ковалева Е.Ю. Одновременное определение содержания редких элементов и U–Pb изотопных отношений цирконов по единичному зерну методом ЛА-ИСП-МС: Материалы VIII научной конф. «Аналитика Сибири и Дальнего Востока». Томск: ТГУ, 2008. С. 78–79.
11. Климова Р. С. Флора и флористратиграфия миоцена Приморья: Автореф. канд. дис. ... геол.-минер. наук. Владивосток, 1981. 27 с.
12. Козлов В.Д. Введение в геохимию. Иркутск. ГОУ ВПО. Иркутск. гос. ун-т. 215 с.
13. Лебедев Е.Л. Стратиграфия и возраст Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1987 (Тр. ГИН, вып. 421). 175 с.
14. Максимов С.О., Сахно В.Г. Геохронология базальтового вулканизма Шуфанского плато // Докл. АН. 2008. Т. 422, № 3. С. 359–364.
15. Максимов С.О., Сахно В.Г. Первые данные U-Pb-SHRIMP-II датирования по цирконам пепловых отложений из кайнозойских впадин Юго-Западного Приморья // Докл. АН. 2011. Т. 439, № 2. С. 226–232.
16. Максимов С.О., Сафронов П.П. Геохимические особенности и генезис континентальных кобальтоносных железо-марганцевых образований // Геология и геофизика. 2018. Т. 59, № 7. С. 931–950.
17. Максимов С.О., Неволин П.Л., Киселев В.И. Геологические и изотопно-геохимические критерии присутствия древней континентальной коры в фундаменте Приморья // Литосфера. 2018. Т. 18, № 3. С. 390–415.
18. Малеев Е.Ф. Туфогенная фация суйфунской свиты и закономерности распределения в ней полезных ископаемых // Природные сорбенты Дальнего Востока / Труды Дальневосточного филиала им. В.Л. Комарова. Сер. химическая. Вып. 3. М.: Изд-во АН СССР, 1958. С. 55–64.
19. Мелекесцев И.В. Вулканизм и рельефообразование. М.: Наука, 1980. 211 с.
20. Мельников Н.Г., Изосов Л.А. Новые материалы по палеогеографии и палеотектонике Приморья // Тихоокеан. геология. 1993. № 6. С. 132–134.
21. Олейников А.В., Олейников Н.А. Геология кайнозоя среднего Сихотэ-Алиня. Владивосток: Дальнаука, 2005. 258 с.
22. Павлюткин Б.И., Ганзей С.С., Короткий А.М. Возраст усть-суйфунской и усть-давыдовской свит (южное Приморье) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 5. С. 128–132.
23. Павлюткин Б.И., Климова Р.С., Царько Е.И. Новые данные по флористратиграфии и палеогеографии позднего миоцена Юго-Западного Приморья // Сов. геология. 1985. № 2. С. 47–55.
24. Павлюткин Б.И., Петренко Т.И., Белянина Н.И. Новые данные о возрасте суйфунской и усть-суйфунской свит (Западное Приморье) // Тихоокеан. геология. 1988. № 4. С. 92–100.
25. Павлюткин Б.И., Ганзей С.С., Пушкарь В.В., Петренко Т.И. Палеоботаническая характеристика и радиометрическое датирование неогеновых отложений Южного Приморья // Стратиграфия. геол. корреляция. 1993. Т. 1, № 6. С. 40–47.
26. Павлюткин Б.И. Среднемиоценовая ханкайская флора Приморья. Владивосток: Дальнаука, 2005. 216 с.
27. Павлюткин Б.И., Чекрыжов И.Ю. К проблеме корреляции дальневосточных миоценовых флор эпохи климатического оптимума // Докл. АН. 2007. Т. 416, № 5. С. 662–665.
28. Павлюткин Б.И., Петренко Т.И. Стратиграфия палеоген-неогеновых отложений Приморья. Владивосток: Дальнаука, 2010. 164 с.
29. Павлюткин Б.И., Голозубов В.В. Палеоботанические свидетельства времени возникновения Японского моря // Вестн. КРАУНЦ. Науки о Земле. 2010. Вып. 16. № 2. С. 19–26.
30. Павлюткин Б.И., Чекрыжов И.Ю., Петренко Т.И. Стратиграфия пограничных олигоцен-миоценовых отложений Нежинского бурогоугольного месторождения (Приморье) и проблема палеоген-неогеновой границы в регионе // Тихоокеан. геология. 2012. Т. 31, № 4. С. 55–73.
31. Пеканов С.В. Условия формирования угленосных отложений Восточной Чукотки // Эволюция углеобразования на Северо-Востоке Азии. СВКНИИ ДВО РАН, 1987. С. 132–143.
32. Песков Е.Г. Геологические проявления холодной дегазации Земли. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. 231 с.
33. Попов В.К., Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Чекрыжов И.Ю., Брандт И.С., Брандт С.Б. Геохимия позднекайнозойских кислых вулканических пеплов Юго-Западного Приморья и геодинамические обстановки проявления вулканизма // Вулканизм и геодинамика: Материалы III Всерос. симпоз. по вулканологии и палеовулканологии. Т. 2. Улан-Удэ: Изд-тво Бурят. науч. центра СО РАН, 2006. С. 273–276.
34. Попов В.К. Пепловые туфы из олигоцен-миоценовых отложений Юго-Западного Приморья: возрастные генерации, особенности распространения, вулканические центры // Вулканизм и геодинамика: Материалы IV Всерос. симпоз. по вулканологии и палеовулканологии. Т. 2 Петропавловск-Камчатский: Ин-т вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, 2009. С.461–464.
35. Порфирьев В.Б., Ткачук Л.Г. Вулканический пепел в красноцветной свите полуострова Чекелен // Докл. АН СССР. 1955. Т. 100, № 2. С. 355–358.
36. Ростовцева Ю.В., Парфёнова О.В. Средне-верхнемиоценовые вулканические пеплы Керченско-Таманского региона // Литология и полез. ископаемые. 2006. № 5. С. 494–504.
37. Сахно В.Г., Максимов С.О., Попов В.К., Сандмирова Г.П. Лейцитовые базаниты и калиевые шонкиниты Угловской впадины (Южное Приморье) // Докл. АН. 2004. Т. 399, № 6. С. 818–824.
38. Сахно В.Г., Базанова Л.И., Глушкова О.Ю. и др. Происхождение плейстоцен-голоценовых пеплов Северо-Востока

- России по данным микро и редкоземельных элементов // Докл. АН. 2006. Т. 411, № 4. С. 499–504.
39. Скороход В.З. Основные черты геологического строения южной части Советского Дальнего Востока. Владивосток: Приморск. географ. об-во, 1941. 265 с.
 40. Смирнов В.Н., Глушкова О.Ю., Савва Н.Е. Пеплы Камчатских вулканов в районе Магадана // Вестн. СВНЦ ДВО РАН. 2010. № 1. С. 81–88.
 41. Терехов Е.П., Ващенко Н.Г., Горовая М.Т., Цой И.Б. Олигоцен-раннемиоценовый этап развития Японского моря // Тихоокеан. геология. 1990. № 3. С. 104–107.
 42. Траскин В.Ю. Эффект Ребиндера в тектонофизике // Физика Земли. 2009. № 11. С. 22–33.
 43. Уткин В.П. Восточно-Азиатская глобальная сдвиговая зона, вулканический пояс и окраинные моря // Докл. АН СССР. 1978. Т. 240, № 2. С. 400–403.
 44. Федоров П.И. Кайнозойский вулканизм в зонах растяжения на восточной окраине Азии. М.: ГЕОС, 2006. 316 с.
 45. Филатова Н.И. Специфика магматизма окраинно-континентальных и окраинно-морских бассейнов синсдвиговой природы, западная периферия Тихого океана // Петрология. 2008. Т. 16, № 5. С. 480–500.
 46. Фирсов Л.В. Состав и условия отложения вулканического пепла окрестностей г. Магадана // Бюлл. вулканологических станций. 1966. № 41. С. 50–58.
 47. Цой И.Б., Ващенко Н.Г., Горовая М.Т., Терехов Е.П. О находке континентальных отложений на возвышенности Ямато // Тихоокеан. геология. 1985. № 3. С. 50–55.
 48. Цой И.Б., Усольцева М.В. Миоценовые пресноводные диатомеи из отложений восточного склона подводного плато Улын (возвышенность Криштофовича) Японское море // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2016. Т. 24, № 3. С. 62–80.
 49. Austin S.A. Catastrophes in Earth history: A source book of geologic evidence, speculation and theory. 1 Monograph N 13. Institute for Creation Research, El Cajon, California. 984 318 p.
 50. Horberg C.I., Robie R.A. Postglacial volcanic ash in the Rocky Mountain piedmont, Montana and Alberta // Geol. Soc. Am. Bull. 1955 V. 96. P. 945–955.
 51. Ingle J.C.Jr. Subsidence of the Japan Sea: stratigraphic evidence from ODP sites and onshore sections // Proc. ODP, Sci. Results. 1992. V. 127/128 (2). P. 1197–1218.
 52. Jolivet L., Tamaki K. and Fournier M. Japan Sea: opening history and mechanism: a synthesis // J. Geophys. Res. 1994. V. 99. P. 22,237–22,259.
 53. Larionov A.N., Andreichev V.L., Gee D.G. // The Neoproterozoic timanide orogen of Eastern Baltica // Geol. Soc. Memoir. N 30. London. 2004. P. 69–74.
 54. Ludwig K.R. User's manual for Isoplot / Ex, Version 2.10, a geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronol. Center. Spec. Publ., 1999. N 1a P. 47.
 55. Ludwig K.R. SQUID 1.00, A User's Manual. Berkeley Geochronol. Center. Spec. Publ., 2000. N 2. P. 22–71.
 56. Momma K., Tsutsumi Y., Sano T., et al. Chevkinite-bearing tuffs from the Boso and Noto peninsulas in central Japan and from Primorye, Far East Russia // Memoirs of the National Museum of Nature and Sci.. 2016. N 51. P. 89–98.
 57. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implication for mantle compositions and processes / Magmatism in The Ocean Basins // Geol. Soc. Spec. Publ. N. 42. Blackwell Sci. Publ., 1989. P. 313–346.
 58. Tatsumi Y., Otofujii Y-I., Matsuda T., Nonda S. Opening of the Sea of Japan back-arc basin by asthenospheric injection // Tectonophysics. 1989. N 166. P. 317–329.
 59. Tatsumi Y., Horie K., Sano T., Miyawaki R., Momma K., Matsubara S., Shigeoka M., Yokoyama K. La- ICP-MS and SHRIMP ages of zircons in chevkinite and monazite tuffs from the Boso Peninsula, Central Japan // Bull. National Museum of Nature and Sci., Series. 2012. C. 37. P. 15–32.
 60. Williams I.S. U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe / Eds McKibben M.A., Shanks W.C., Ridley W.I. Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes // Rev. Econom. Geol. 1998. N 7. P. 1–35.

*Рекомендована к печати И.Б. Цой
после доработки 12.12.2021 г.
принята к печати 19.01.2022 г.*

S.O. Maksimov

Time pulses of Cenozoic explosive phreatic eruptions in southwestern Primorye. Correlation of isotopic and phytostratigraphic age dating results

The Cenozoic tephra deposits - products of explosive phreatic eruptions of maar volcanoes in the southwest of Primorye are studied. The deposits represent rhyolitic ash and pumice pyroclastic beds with a high terrigenous component, including tephroid pseudo-conglomerates. Isotopic dating of tephra beds established two time pulses of explosive volcanism: 30–34 Mya and 23–24 Mya. The first time pulse coincided with the beginning of the formation of marginal seas and continental coal basins. It corresponds to the most productive stage of coal accumulation, the burial of wood wastes and their coalification at a faster rate, and the development of a high-temperature geothermal field and can be compared with the well-known catastrophic eruption of Mount St. Helens in the U.S.A. The second time pulse of explosive volcanism had a regional character of manifestation. It is characterized by the formation of green tuff complexes on submarine elevations of the Sea of Japan as well as along the western and eastern coasts of Japan. Synchronously with the volcanic activity started the acceleration of the sinking rate of the Sea of Japan bottom in response to the active rising of asthenospheric diapirs. The established isotopic ages do not conform to the ages determined for fossil leaves and pollen from the deposits, which may reflect the climate-forming type of such an explosive process.

Key words: phreatic eruptions, ashes, tephroid conglomerates, U-Pb (SHRIMP-II) age, Sea of Japan region.