

УДК [551.242.31+552.32]:551.763.1(571.651)

ПОСТКОЛЛИЗИОННЫЙ МАГМАТИЗМ ЗАПАДНОЙ ЧУКОТКИ И РАННЕМЕЛОВАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПЕРЕСТРОЙКА СЕВЕРО-ВОСТОКА АЗИИ

© 2017 г. П. Л. Тихомиров^а, *, В. Ю. Прокофьев^б, И. А. Калько^а,
А. В. Аплеталин^а, Ю. Н. Николаев^а, К. Кобаяси^с, Э. Накамура^с

^аМосковский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет,
119992, Москва, Ленинские горы, д. 1

^бИнститут геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
119017, Москва, Старомонетный пер., д. 35

^сInstitute for Planetary Materials, Okayama University, Yamada 827, Misasa, Tottori 682-0193, Japan

*e-mail: petr_tikhomirov@mail.ru

Поступила в редакцию 26.03.2016 г.

В статье представлены новые данные об изотопном возрасте и химическом составе вулканитов Тытыльвеевской и Мангазейской впадин (Западная Чукотка), наложенных на мезозойды Верхояно-Чукотской складчатой области. Результаты SIMS U-Pb датирования цирконов (121.4 ± 2.8 и 118.0 ± 2.0 млн лет) подтвердили предположение об аптском возрасте тытыльвеевской свиты, что, в свою очередь, указывает на ее формирование после закрытия Южно-Анъюского океана (неоком), но до заложения Охотско-Чукотского пояса (альб–кампан). Постколлизийные аптские магматические образования широко распространены в северной части Верхояно-Чукотской области; протяженность соответствующей магматической провинции составляет не менее 1400 км. По своим геохимическим характеристикам постколлизийные вулканиты Западной Чукотки не обнаруживают принципиальных отличий от пород магматических поясов андийского типа.

Ключевые слова: раннемеловая эпоха, постколлизийный магматизм, геохронология, геохимия, Верхояно-Чукотская область, Западная Чукотка

DOI: 10.7868/S0016853X17020059

ВВЕДЕНИЕ

Раннемеловая эпоха считается одним из ключевых периодов тектонической истории Северо-Востока Евразийского континента. Согласно принятым плейт-тектоническим моделям [9, 12, 17, 43], именно в это время сближение и последующая коллизия Чукотского (или Чукотско-Аляскинского) континентального блока с окраиной Сибири приводят к закрытию океанического бассейна Анюй-Ангаючам и формированию Южно-Анъюской сутурной зоны. С этого момента и до настоящего времени протекающие здесь активные тектонические и магматические процессы контролируются, главным образом, тихоокеанской окраиной. В современной региональной структуре раннемеловая тектоническая перестройка выражена, в частности, резким азимутальным несогласием между структурами мезозойды Верхояно-Чукотской складчатой области и альбско-позднемелового Охотско-Чукотского пояса (рис. 1).

Коллизия Чукотско-Аляскинского блока с окраиной Сибирского континента сопровождалась

формированием прогибов, заполненных терригенно-обломочными толщами возрастом от оксфорда до баррема [10, 18, 19]. Наиболее крупные из подобных структур – Раучуанская, Камешковская, Нутесынская, Умкувеевская (см. рис. 1) – имеют размеры до сотен километров при суммарной мощности отложений до 3.5 км [25, 26]. В постколлизийную стадию (апт–начало альба) формирование молассовых прогибов продолжается, как за счет подновления существующих структур (Умкувеевская), так и за счет появления новых (Айнахургенская, Нутесынская). В.Ф. Белый [4] предложил именовать осадочные комплексы, занимающие промежуточное положение между смятыми в складки образованиями триаса и практически недеформированными породами Охотско-Чукотского вулканического пояса (ОЧВП), “предвулканической молассой”. Подошве и кровле этих образований соответствуют поверхности региональных угловых несогласий, однако в кровле (между молассой и вулканами ОЧВП) несогласие выражено гораздо слабее, вплоть до видимого отсутствия [3, 22].

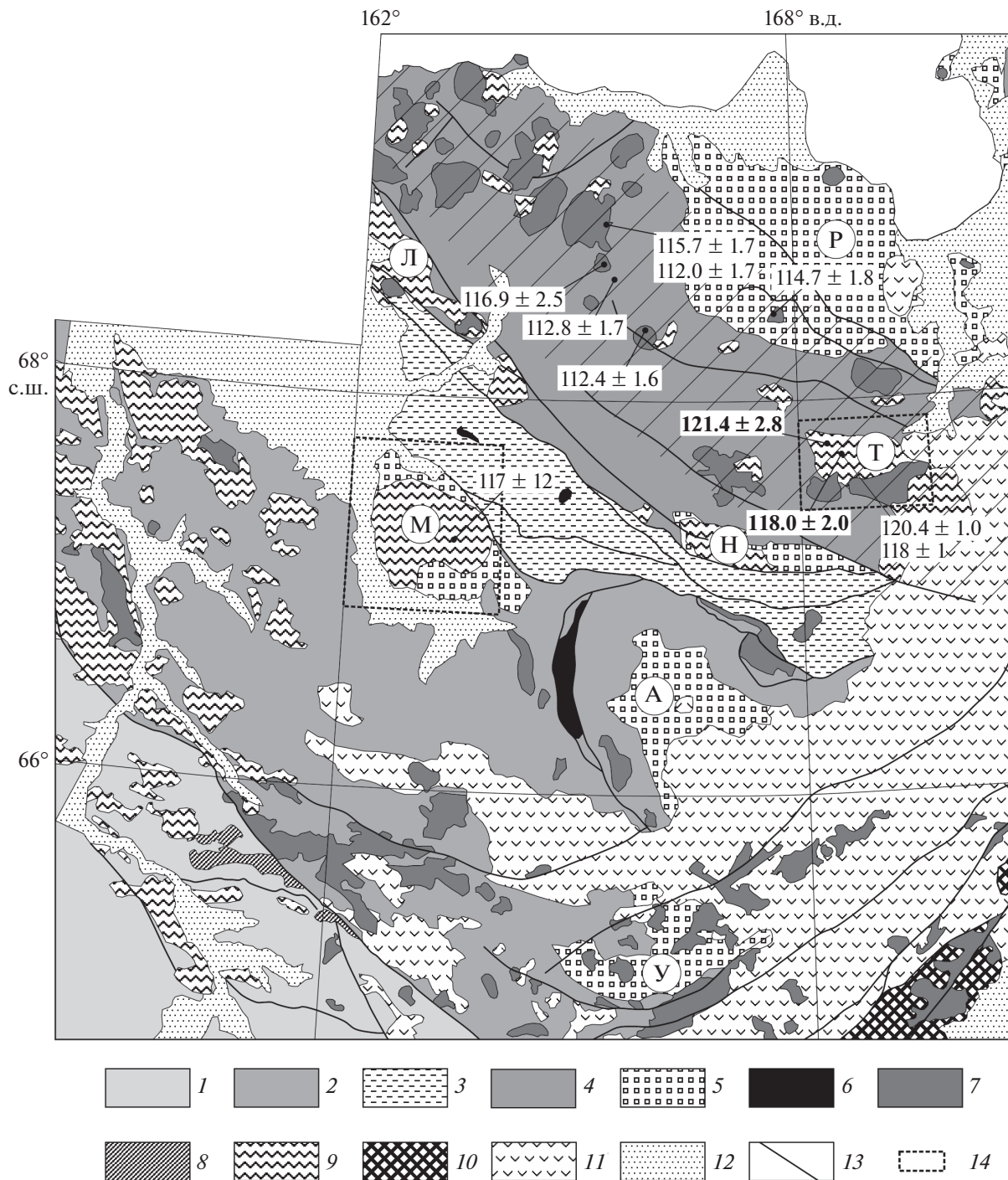


Рис. 1. Схема геологического строения Западной Чукотки (составлена с использованием материалов [6, 13, 15, 16, 25, 26]). 1–4 – палеозойско-мезозойские комплексы различных тектонических зон Верхояно-Чукотской складчатой области: 1 – Березовской, 2 – Олойской, 3 – Южно-Анхойской, 4 – Анхойской и Чукотской; 5 – позднюрско-раннемеловые осадочные комплексы наложенных впадин син- и постколлизии природы (впадины: Р – Раучуанская, Н – Нутельсинская, А – Айнахургенская, У – Умкувеевская); 6 – массивы альпийских ультрабазитов; 7 – массивы гранитоидов и (меньшей частью) габброидов; 8 – наиболее крупные тела талалахского щелочногранитного комплекса; 9 – преимущественно вулканогенные комплексы наложенных впадин мезозойской эры; Т – Тыгельвеевской, М – Мангазейской, Л – Лядиндянской; 10 – вулканогенные комплексы Удско-Мургалского пояса (титон–апт?); 11 – вулканогенные комплексы Охотско-Чукотского пояса (альб–сантон); 12 – кайнозойские рыхлые отложения; 13 – разрывные нарушения; 14 – границы участков, показанных на рис. 2 и 3. Штриховкой обозначено предполагаемое положение аптско-Тыгельвеевского вулканоплутонического пояса. Цифрами показаны результаты изотопного датирования некоторых вулканических и плутонических образований; указанная погрешность соответствует 2σ [2, 7, 39]. Даты 121.4 ± 3.8 и 118.0 ± 2.0 получены авторами

Многие из позднеюрско-раннемеловых прогибов Верхояно-Чукотских мезозойд, помимо терригенных образований, вмещают и вулканогенные. В ряде случаев прогибы практически целиком выполнены вулканитами, мощность которых достигает, по меньшей мере, нескольких сотен метров. В разрезах апта–нижнего альба доля вулканических пород существенно выше, чем в комплексах поздней юры и неокома. В публикациях двух последних десятилетий вулканиты наложенных впадин мезозойд упоминаются сравнительно редко, и сколь-либо широкое обсуждение их геодинамической природы пока не состоялось. И.Н. Котляр и Т.Б. Русакова [8] интерпретировали эти образования как связанные с континентальным рифтогенезом, предшествовавшим началу активности ОЧВП.

В настоящей статье представлены новые данные о возрасте и составе магматических пород Тытыльвеевской и Мангазейской впадин Западной Чукотки, рассматриваемых в качестве типичных наложенных вулканогенных прогибов мезозойд. На основе полученных данных в комплексе с доступной структурно-геологической информацией и литературными сведениями авторы попытались примерно оценить масштабы магматического события, предшествовавшего заложению ОЧВП, а также обсудить возможные тектонические причины этого события.

КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОБЗОР

Рассматриваемая территория относится к Верхояно-Чукотской складчатой области и охватывает несколько крупных тектонических зон (см. рис. 1):

Анюйская складчатая зона интерпретируется как фрагмент пассивной окраины Чукотского микроконтинента [12]. Небольшое поднятие в центральной части Анюйской зоны сложено осадочными породами девона и карбона, метаморфизованными в условиях зеленосланцевой и амфиболитовой фаций. Большую часть разреза указанной зоны составляют смятые в складки терригенные осадочные породы триаса общей мощностью 2.5–4 км [54]. Триас несогласно перекрывается локально распространенными раннемеловыми вулканогенными толщами пестрого состава, составляющими главный предмет данной публикации. Все докайнозойские стратифицированные образования интродуцированы раннемеловыми и позднемеловыми гранитоидными плутонами. На северо-востоке структуры Анюйской зоны погружаются под несогласно налегающие осадочные толщи синколлизионного Раучанского прогиба [17, 40].

Южно-Анюйская сутурная зона сформирована при закрытии океанического бассейна Анюй-

Ангаючам. Она включает ряд тектонических пластов, сложенных интенсивно дислоцированными терригенными и вулканогенными породами триаса, юры и неокома; присутствуют небольшие тела офиолитовых ультрабазитов [18, 19, 49].

Олойская складчатая зона представляет собой коллаж тектонических блоков, большая часть которых имеет островодужную природу [12, 43]. Наиболее древние комплексы Олойской зоны представлены вулканогенными и вулкано-терригенными образованиями девона, карбона и перми, обнажающимися в пределах приподнятых тектонических блоков [10, 25]. Большая часть площади Олойской зоны занята терригенными, вулкано-терригенными и вулканогенными комплексами триаса, юры и неокома. Как и в Анюйской зоне, на смятых в складки палеозойских и мезозойских (до готерива включительно) породах с несогласием залегают ограниченно распространенные вулканогенные толщи, датированные барремом, аптом и альбом [10, 25].

Все три перечисленные тектонические зоны на юго-востоке перекрываются обширными покровами ОЧВП, охватывающими возрастную интервал от среднего альба до кампана включительно [1, 5, 23, 52]. Структуры ОЧВП резко несогласны по отношению к структурам Верхояно-Чукотских мезозойд. Главные складчатые и разрывные структуры Анюйской, Южно-Анюйской и Олойской зон имеют северо-западное простирание, а ОЧВП (за исключением крайнего северного сегмента) – северо-восточное. Кроме того, покровы Охотско-Чукотского пояса практически лишены следов складчатых деформаций, за исключением местных проявлений кальдерной тектоники.

Образцы для исследования, результаты которого представлены в статье, отобраны в ходе полевых работ 2005, 2011 и 2013 гг. в Тытыльвеевской и Мангазейской впадинах, расположенных соответственно в Анюйской и Олойской складчатых зонах (см. рис. 1–3).

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ТЫТЫЛЬВЕЕВСКОЙ И МАНГАЗЕЙСКОЙ ВПАДИН

Тытыльвеевская впадина

Тытыльвеевская впадина имеет размеры в плане 110 × 35 км и вытянута в северо-западном направлении, согласно простиранию главных складчатых структур мезозойд (см. рис. 1, 2). В период формирования эта структура, очевидно, имела размеры, значительно большие по сравнению с современными, поскольку ее юго-восточная часть в настоящее время скрыта вулканитами ОЧВП, а северо-западная эродирована. На это указывают, в частности, сохранившиеся фраг-

менты вулканогенных покровов. Реликты вулканических полей, занимающие общую структурную позицию с образованиями Тытыльвеевской депрессии, прослеживаются на северо-запад вдоль оси Анюйской складчатой зоны на расстояние свыше 300 км (см. рис. 1). В северо-западной части Анюйской зоны они объединены в составе канельвеевской толщи, приблизительно датированной ранним мелом [26]. Вулканиды Тытыльвеевской впадины, в зависимости от взглядов исследователей, либо включаются в состав ОЧВП [14], либо рассматриваются в связи с проявлениями вулканической активности, предшествовавшей заложению ОЧВП [4, 8]. Некоторые источники [10] упоминают стратона Тытыльвеевской впадины и в составе ОЧВП, и в разрезах наложенных прогибов мезозоид.

В основании Тытыльвеевской впадины залегают песчаники и алевролиты с линзами известняков и конгломератов, объединенные в эгилькнвеевскую свиту общей мощностью до 1250 м [10]. Берриас-готеривский возраст этих отложенных установок по находкам фауны двустворчатых моллюсков. Породы эгилькнвеевской свиты несогласно перекрыты вулканитами, которые в 1960–1980-е гг. подразделялись на три стратона (снизу вверх: нутесинская свита, пувтувеевская толща и тытыльвеевская свита – [13]). Позже было принято решение объединить все три подразделения в составе тытыльвеевской свиты [10, 26]. Оценки суммарной мощности вулканитов Тытыльвеевской впадины различны, от 800 м до 2,5 км. Минимальная из приведенных оценок подтверждается структурными построениями (см. рис. 2). Однако надо учесть, что глубина эрозии вулканогенной толщи с трудом поддается оценке. Возможно, в период формирования структуры мощность вулканитов была существенно выше.

Залегание вулканогенных покровов непостоянно; углы наклона обычно не превышают 10° – 15° , но в краевой части впадины могут достигать 30° – 35° . Сколь-либо значимые следы кальдер не выявлены. Преобладание северо-западного простирания стратификации указывает на вероятное развитие пологих складок, ориентированных согласно генеральному направлению складчатых структур основания. Состав вулканитов тытыльвеевской свиты варьирует от базальтового до риолитового. Наибольший объем приходится на андезиты, которые преобладают в нижней и верхней подсвитах данного стратона (при близком объемном соотношении лав и пирокластических пород). Средняя подсвита представлена грубообломочными туфами кислого состава, включающими горизонты риолитовых лав, а также лав и туфов андезитов. Во всех трех подсвитах обычны линзы туфоконгломератов, иногда достигающие мощностей в 150–200 м. Широкое распространение грубообломоч-

ных вулканомиктовых пород отличает разрезы Тытыльвеевской впадины от типичных разрезов Центрально-Чукотского сегмента ОЧВП, где туфопесчаники распространены не меньше, чем туфоконгломераты.

Остатки флоры папоротников, хвойных и гинкговых, собранные в образованиях тытыльвеевской свиты, позволяют датировать этот стратон лишь приблизительно (поздняя юра–ранний мел; [13]). Сведения о находках в ее разрезах флоры предположительно ожогинского комплекса [11] дают возможность предположить неоком-барремский возраст тытыльвеевской свиты. И.Н. Котляр и Т.Б. Русакова [8] на основании результатов калий-аргонового датирования 1960–1980-х гг. (от 71 до 127 млн лет) пришли к выводу об аптском возрасте свиты. Калий-аргоновое датирование вулканитов Тытыльвеевской впадины, выполненное в рамках геологического доизучения территории в 1990-е гг. [6], показало близкий интервал возрастов от 58 до 130 млн лет. В серийной легенде [26] и в объяснительной записке к региональным геологическим картам нового поколения [10] тытыльвеевская свита отнесена к раннему–среднему альбу, то есть предполагается ее синхронное формирование с нижними стратонами ОЧВП.

Образования Тытыльвеевской впадины интродуцированы массивами ранне- и позднемеловых гранитоидов, наиболее крупные из которых обнажаются в южной части структуры, а также субвулканическими риолитами, предположительно связанными с активностью ОЧВП.

Мангазейская впадина

Мангазейская впадина в плане почти изометрична (см. рис. 1, 3), ее размеры составляют 60×80 км. На северо-востоке эта структура отделяется разрывом от образований Южно-Анюйской зоны, с трех остальных сторон толща Мангазейской впадины несогласно налегают на смятые в складки комплексы Олойской зоны и Камешковского прогиба [17]. Непосредственные контакты с комплексами Южно-Анюйской и Олойской зон почти повсеместно скрыты под рыхлыми отложениями, выполняющими широкие долины рек Большой Анюй и Камешкова.

Большой своей частью Мангазейская впадина наложена на образования Камешковского прогиба, выполненного отложениями берриаса-валанжина (песчаниками, конгломератами, алевролитами и аргиллитами). Нижняя часть разреза Мангазейской впадины представлена породами айнахкургенской свиты апта-альба, максимальная мощность которой оценивается в 1400 м [25]. В составе этого стратона преобладают терригенно-обломочные породы, но также присутствуют отдельные горизонты вулканомиктовых пород,

← **Рис. 2.** Геологическая карта (по [6], упрощено) и разрез Тытыльвеевской впадины.

1–5 – терригенно-обломочные комплексы триаса и нижне юры: 1 – кэпервеевская свита T_1 и илирнейская толща T_{1-2} , 2 – понеургенская свита T_3 , 3 – пауктуваамская свита T_3 (на карте) и нерасчлененные образования триаса (на разрезе), 4 – мачваваамская толща T_3 , 5 – кытепвеевская свита J_1 ; 6 – эгилькнывеевская свита (берриас–готерив): песчаники, туфопесчаники, аргиллиты с линзами конгломератов и известняков; 7–10 – тытыльвеевская свита, апт: 7–9 – нижняя, средняя и верхняя подсвиты соответственно, 10 – нерасчлененные образования: лавы и туфы базальтов, андезитов, дацитов и риолитов, туфогенные конгломераты и песчаники; 11 – вулканиты ОЧВП (пучевеевская свита, альб–турон?): лавы, туфы и игнимбриты дацитов и риолитов, туфогенные песчаники и конгломераты; 12 – субвулканические тела среднего и кислого состава; 13 – габбро-долериты анюйского комплекса (ранний–средний (?) триас); 14–18 – тела позднемелового илирнейского плутонического комплекса: 14 – гранодиориты, 15 – кварцевые монциониты и монциодориты, 16 – граниты, 17 – субшелочные граниты и гранит-порфиры, 18 – гранодиорит-порфиры; 19 – рыхлые четвертичные отложения; 20, 21 – разрывные нарушения: 20 – крутопадающие: а – достоверные, б – скрытые под четвертичными отложениями; 21 – надвиги; 22 – элементы залегания слоистости и геологических границ; 23 – точки отбора и номера образцов

изредка – туфов и лав основного и среднего состава. От стратотипической местности айнахкургенской свиты Мангазейская впадина удалена на 160–180 км, и присутствие здесь полного разреза данного стратона не является бесспорным. Обломочные отложения со слабо выраженным несогласием перекрыты вулканитами мангазейской толщи: базальтами, андезитами, их туфами, в меньшем количестве – трахибазальтами, дацитами и вулканомиктовыми осадочными породами.

Вулканиты залегают полого, на большей части площади впадины – субгоризонтально. Углы наклона покровов не превышают 15° . Мощность данного стратона, в соответствии с построенным разрезом (см. рис. 3), составляет около 900 м. В легендах к геологическим картам масштаба 1 : 200 000 [16, 25], тем не менее, указано существенно большее значение общей мощности – от 1800 до 2300 м, полученное сложением мощностей трех подтолщ мангазейской толщи.

Растительные остатки, обнаруженные в разрезах мангазейской толщи и в подстилающих ее отложениях, отнесенных к айнахкургенской свите, датируются второй половиной раннего мела [15, 16, 25]. Мангазейская толща интродуцирована небольшими телами, варьирующими по составу от габбро-диоритов до грано- и монциодоритов. Изохронный Rb-Sr возраст одного из таких интрузивов составил 117 ± 12 млн лет [7]; с учетом погрешности определения это соответствует интервалу от баррема до альба.

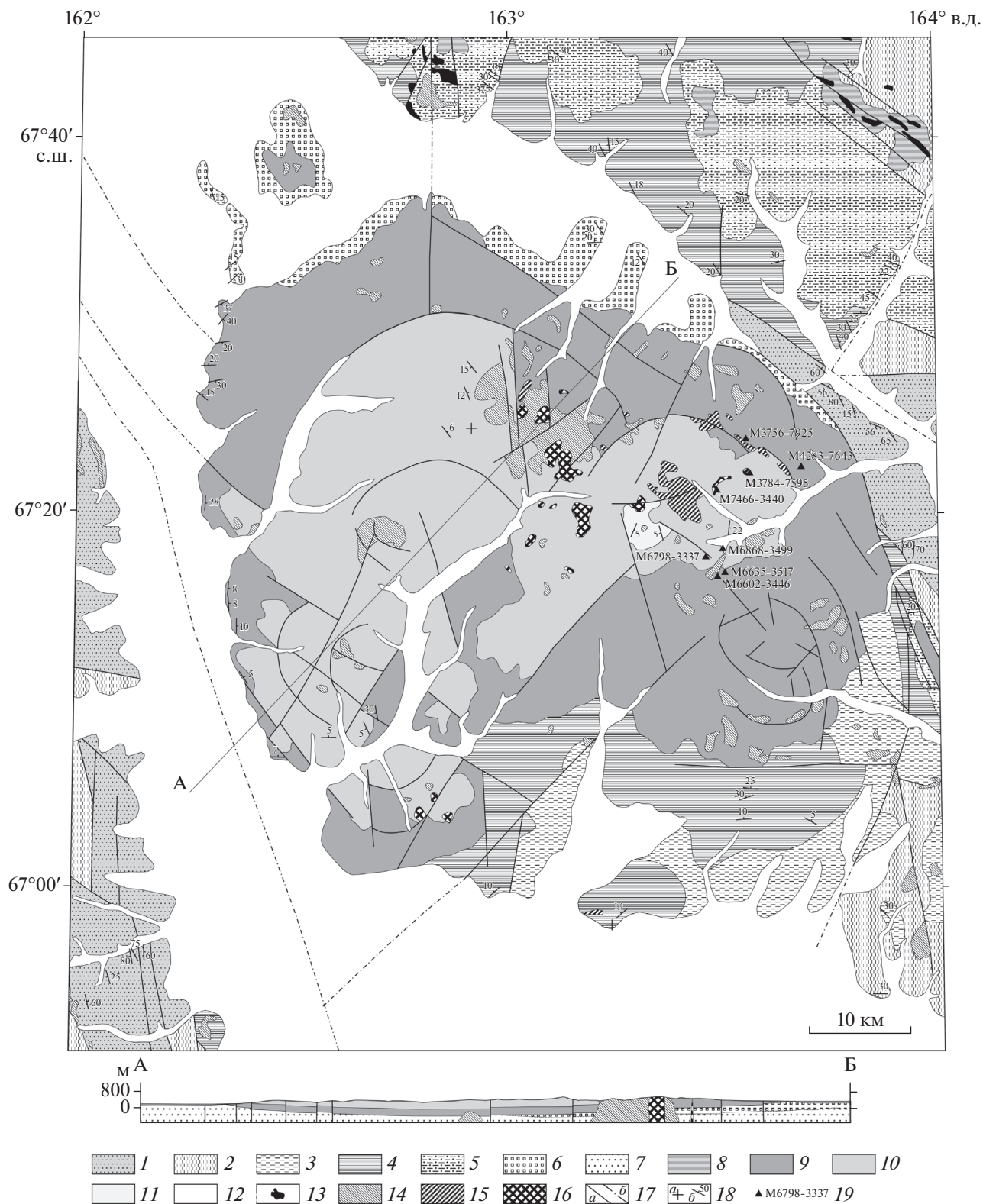
Таким образом, образования Мангазейской и Тытыльвеевской впадин занимают сходную структурную позицию и имеют сходный разрез (в основании – терригенно-обломочные толщи, выше, через несогласие – вулканиты). Главные различия заключаются в составе вулканогенных комплексов (Мангазейская структура – базальты и андезиты, Тытыльвеевская – непрерывный ряд от базальтов до риолитов), а также в степени их деформации (в Мангазейской впадине залегание вулканогенных покровов практически не нарушено, в Тытыльвеевской есть признаки пологих складок северо-западного простирания).

Рассматриваемая территория включает еще целый ряд подобных структур (Нутесынская, Лядиндянская и другие). Комплексы этих впадин с выраженным несогласием перекрывают комплексы мезозой, но в целом подчиняются общему структурному рисунку Олойской, Анюйской и Южно-Анюйской зон (см. рис. 1). Складчатый фундамент впадин сложен породами не моложе готерива, а сами прогибы заполнены субаэральными вулканитами пестрого состава, от базальтов до риолитов, и подчиненными по объему вулканомиктовыми осадочными породами. Краткие сведения о раннемеловых вулканогенных толщах, выполняющих наложенные прогибы в пределах Олойской и Анюйской складчатых зон, приведены в табл. 1.

МЕТОДИКА АНАЛИТИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Расположение точек отбора образцов, использовавшихся при подготовке настоящей публикации, показано на рис. 2 и 3, координаты приведены в табл. 2 и 3 (15 образцов из 31 представляющих три подсвиты тытыльвеевской свиты, семь образцов – нижнюю и среднюю подтолщ мангазейской толщи, девять образцов отобраны из гранитоидных плутонов, имеющих активный интрузивный контакт с тытыльвеевской свитой).

Геохронологические исследования (U-Pb датирование цирконов) выполнялись в 2006–2007 г. в научном центре ISEI университета Окаяма (г. Мисаса, Япония). Цирконы извлечены из образцов T05-13 (андезит) и T05-24 (риолитовый кристаллокластический туф), представляющих нижнюю и среднюю подсвиты тытыльвеевской свиты соответственно. Извлечение цирконов выполнялось по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. Кристаллы, помещенные в шашку из эпоксидной смолы, после полировки и напыления фотографировались в катодолуминесцентном изображении на электронном микроскопе SEM S-3100H (Hitachi) для выявления внутренних неоднородностей. Для датирования отбирались зерна с осцилляционной зональностью, лишенные признаков унаследо-



ванных ядер (рис. 4). Анализ выполнен П.Л. Тихомировым на ионном зонде высокого разрешения HR-SIMS Cameca IMS-1270; описание процедуры анализа приведено в работе [55]. Цирконы

подвергались воздействию сфокусированного потока ионов кислорода (сила тока от 5 до 15 нА, ускоряющее напряжение 13 кВ, диаметр луча 10–30 мкм). Калибровка показаний производилась с

Рис. 3. Геологическая карта (по [15, 16], упрощено) и разрез Мангазейской впадины.

1–12 – стратифицированные образования: 1 – триас (норий): полимиктовые и вулканомиктовые песчаники, алевролиты, аргиллиты, гравелиты, конгломераты; на юго-западе разрез включает лавы и туфы основного и среднего состава; 2 – юра (геттанг–плинсбах, титон): песчаники, алевролиты, аргиллиты, вулканомиктовые гравелиты и конгломераты, туфы и лавы основного и среднего состава, прослойки каменного угля; 3 – берриас: полимиктовые песчаники с прослоями алевролитов, аргиллитов и конгломератов; 4 – валанжин: алевролиты, полимиктовые и вулканомиктовые песчаники, гравелиты, конгломераты, горизонты лав и туфов основного и среднего состава; 5 – готерив: полевошпатовые кварцевые, полимиктовые и вулканомиктовые песчаники с прослоями алевролитов, аргиллитов, изредка – туфов среднего состава и конгломератов; 6 – айнакургенская свита (апт–альб?): вулканомиктовые песчаники, конгломераты, гравелиты, углистые алевролиты и аргиллиты, прослойки каменного угля; 7 – нерасчлененные образования фундамента Мангазейской впадины (только на разрезе); 8 – тытыльвеевская (?) свита нерасчлененная (апт): андезибазальты, долериты, базальты, андезиты, дациты и их туфы; 9–11 – мангазейская толща (апт?), подтолщи: 9 – нижняя: лавы и туфы основного и среднего состава, линзовидные горизонты дацитов, вулканомиктовых песчаников, конгломератов и гравелитов; 10 – средняя: лавы и туфы основного и среднего состава, в верхней части – преимущественно основного, 11 – верхняя: вулканомиктовые и полимиктовые песчаники, алевролиты, гравелиты, конгломераты, редкие горизонты андезитов; 12 – четвертичные отложения; 13–16 – plutonic и субвулканические образования: 13 – перидотиты, пироксениты, серпентиниты; 14 – базальты, андезиты, долериты, габбро, габбро-диориты, диориты, диорит-порфириты, кварцевые диорит-порфириты; 15 – сиениты, сиенодиориты, нордмаркиты; 16 – гранодиорит-порфириты; 17 – разрывные нарушения: а – достоверные, б – скрытые под четвертичными отложениями; 18 – залегание слоистости и геологических границ: а – горизонтальное, б – наклонное; 19 – точки отбора и номера образцов

использованием стандарта Sri Lanka Zircon [55]. Расчет возраста цирконов выполнен с помощью программы Isoplot [37].

Содержания петрогенных элементов определялись рентгено-флуоресцентным методом на спектрометре Philips PW 2400 в ИГЕМ РАН (аналитик А.И. Якушев); содержания микроэлементов – в аналитической лаборатории того же института (аналитик Я.В. Бычкова). Вскрытие образцов осуществляли по методике кислотного разложения. Навеску порошка пробы, истертой до консистенции пудры, массой 50–100 мг разлагали в тefлоновых виалах Savillex в смеси концентрированных кислот: плавиковой и азотной (5 : 1) 1.5 мл и соляной 0.5 мл. Разложение производили в микроволновой печи Milestone в режиме быстрого нагрева (400 W) в течение 3 минут и последующего длительного воздействия микроволнового излучения (250 W) в течение 35 минут. Фториды металлов разрушали путем трехкратного выпаривания пробы в концентрированной соляной кислоте под лампами до сухих солей. Затем к пробе добавляли 1 мл соляной кислоты, после чего в препарат добавляли 0.5 н HNO₃ до объема 50 мл. При необходимости производили дополнительное разбавление весовым способом. Конечная концентрация азотной кислоты составляла 0.5 N, а коэффициент разбавления пробы составлял 8000–10000 в зависимости от концентрации макрокомпонентов. На этапе последнего разбавления в пробу в качестве внутреннего стандарта добавляли раствор индия в таком количестве, чтобы в препарате его концентрация составляла 10 мг/г. Для разложения и разбавления проб использовали кислоты, перегнанные из исходных реактивов квалификации особо чистых и разбавленные дважды дистиллированной водой.

Измерения проводились на масс-спектрометре с ионизацией в индуктивно-связанной плазме X-Series II. Препарат пробы вводился в масс-

спектрометр в потоке аргона в виде аэрозоля и ионизировался в индуктивно-связанной плазме. Разделение ионов осуществлялось анализатором с двойной фокусировкой – магнитной и электростатической. Детектирование ионов производилось с использованием электронного умножителя, сохраняющего линейность в диапазоне $1 \dots 1 \times 10^{10}$ ионов в секунду.

Калибровка чувствительности прибора по всей шкале масс осуществлялась с помощью стандартных 68-элементных растворов (ICP-MS-68A, NPS, растворы А и В), включающих все анализируемые в пробах элементы. Для контроля качества измерений и учета дрейфа чувствительности прибора анализы проб чередовались с анализами стандартного образца с периодичностью 1 : 10. В качестве стандартных использовались аттестованные образцы ВНВО-2 и СОQ-1, разложенные с серией исследуемых проб. Пределы обнаружения элементов составляли от 0.1 нг/г для тяжелых и средних по массе элементов с возрастанием до 1 нг/г для легких элементов. Погрешность анализа составляла 1–3 отн. %. Для расчета концентраций элементов использовалась серия калибровочных растворов, приготовленных из стандартного раствора ICP-MS-68A, NPS (А и В) с диапазоном концентраций 0.03–10 мг/г.

СОСТАВ ПОРОД ТЫТЫЛЬВЕЕВСКОЙ И МАНГАЗЕЙСКОЙ ВПАДИН

Изученные вулканические породы Тытыльвеевской впадины имеют состав трахиандезиобазальтов, андезитов, трахиандезитов, дацитов и рилолитов; интрузивные породы представлены кварцевыми диорит-порфиритами и граносиенитами. Коллекция образцов из Мангазейской структуры включает базальты, андезибазальты и их субщелочные аналоги.

Таблица 1. Стратиграфические подразделения вулканогенных впадин, наложенных на мезозоида Анойской и Олойской складчатых зон [10, 25, 26].

Название стратона	Состав вулканитов	Принятый возраст	Обоснование возраста
Тытыльвеемская свита	Базальты, андезиты, дациты, риолиты, их умереннощелочные аналоги (лавы и туфы)	Средний–поздний альб*	Стратиграфическое положение между нутесынской свитой (условно апт-альбской) и позднемеловыми вулканогенными толщами. Остатки палеофлоры буор-кемюсского комплекса (апт?–средний альб)
Канельвеемская толща	Андезибазальты, андезиты, риолиты, их туфы	Ранний мел	Возраст принят условно. Установлен лишь факт несогласного налегания толщи на осадочные породы поздней юры–неокома
Мангазейская толща	Базальты, трахибазальты андезибазальты, андезиты и их туфы; туфоконгломераты, туфогенные и полимиктовые песчаники и алевролиты	Альб	Сборы палеофлоры, соответствующей второй половине раннего мела. Налегание со следами размыва на образования, отнесенные к айна-хкургенской свите апта–альба
Филипповская толща	Риолиты, дациты, трахириолиты, трахидациты, их туфы	Поздний мел	Возраст принят условно, с учетом налегания на вулканиты, отнесенные к тытыльвеемской свите
Лядиндянская толща	Базальты, андезибазальты, трахибазальты	Поздний мел	Возраст принят условно, с учетом налегания на филипповскую толщу
Эльгечанская толща	Базальты, андезиты, дациты, их туфы; туфоконгломераты, туфопесчаники	Апт–альб	Достоверно установлен лишь ранне-меловой возраст. Интродуцирована гранитоидами хетачанского комплекса (К-Аг возраст по валовым пробам – от 119 до 83 млн лет), перекрыта условно позднемеловыми вулканитами
Моноковская толща	Базальты, андезиты, трахибазальты, трахиандезиты; туфогравелиты, туфопесчаники	Ранний мел	Стратиграфическое положение между позднеюрско-раннемеловыми и альбскими стратонами
Чагачанская свита	Риолиты, трахириолиты, комендиты, их туфы и игнимбриты; туфогравелиты, туфопесчаники	Ранний мел	Остатки палеофлоры позднеюрско-раннемелового возраста, стратиграфическое положение между моноковской толщей (ранний мел) и мастахской свитой (апт–альб)
Дружнинская толща	Риолиты, их туфы и игнимбриты	Поздний мел	Возраст принят условно. Со следами размыва налегает на образования эльгечанской толщи

Примечание. * высказывались также предположения о готерив-барремском [11] и аптском [8] возрасте данного стратона.

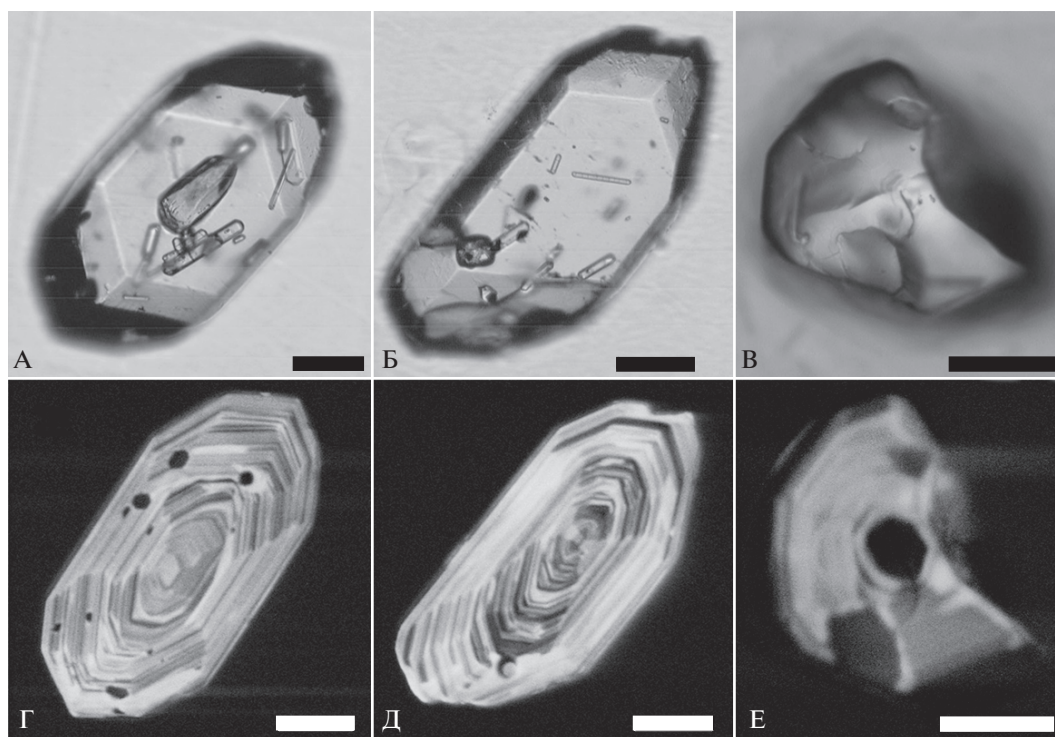


Рис. 4. Фотографии цирконов, выделенных из пород тытыльвеемской свиты для U-Pb датирования: верхний ряд – проходящий свет, нижний – катодолуминесцентные изображения. А–Г – цирконы из обр. T05-13, Д, Е – циркон из обр. T05-24. Длина масштабного отрезка – 50 мкм

Андезиты тытыльвеемской свиты имеют типичный облик пород известково-щелочной серии: им свойственны порфиоровые структуры с обильными вкрапленниками плагиоклаза; в меньшем количестве присутствуют фенокристы амфибола, пироксенов и титаномагнетита. Эпигенетические преобразования вулканитов весьма интенсивны. Присутствие таких вторичных фаз, как пренит и пумпеллиит в ассоциации с хлоритом, гидрогранатом, эпидотом, альбитом и карбонатами, указывает на то, что данные породы преобразованы в условиях пренит-пумпеллиитовой фации метаморфизма. Дацинты сходны с андезитами качественным составом фенокристов и отличаются, в первую очередь, составом и структурой матрикса: в андезитах основная масса микролитовая (пилотакситовая, гиалопилитовая), в дацитах содержание микролитов не превышает 10 об. %, и матрикс имеет фельзитовую или микропойкилобластовую структуру, характерную для девитрифицированных кислых стекол. Риолитовые туфы средней подсвиты тытыльвеемской свиты содержат от 15 до 35% кристаллокластов, преимущественно кварца и полевых шпатов (плагиоклаз и К–Na полевой шпат в близкой пропорции). В подчиненных количествах присутствует биотит и аксессуарные фазы (титаномагнетит, апатит, монацит, циркон). Содержание литокластов, как правило, незначительно, менее 1%.

Породы интенсивно спечены и при этом лишены хорошо заметных фьямме. Основная масса девитрифицирована с образованием фельзитового и гранобластового кварц-полевошпатового агрегата. Вторичные изменения, как и в породах нижней подсвиты, весьма интенсивны, однако признаки развития пренит-пумпеллиитовой ассоциации здесь не столь очевидны.

По петрографическим признакам породы тытыльвеемской свиты и мангазейской толщи очень близки к вулканитам ОЧВП, но отличаются от них вторичными преобразованиями в условиях пренит-пумпеллиитовой фации метаморфизма.

Данные о содержании петрогенных и примесных элементов в породах Тытыльвеемской и Мангазейской впадин приведены в табл. 2 и представлены на рис. 5, 6 и 7. Для сравнения показано поле состава вулканитов Анадырского сегмента ОЧВП [33, 53]. Перед построением диаграмм все результаты анализов пересчитывались на сухой остаток.

Вулканиты Тытыльвеемской впадины характеризуются бимодальным распределением по кремнекислотности. Первую группу составляют андезиты и трахиандезиты калий-натрового и калиевого рядов (см. рис. 5Ж) с небольшим количеством дацитов и трахидацитов, вторую – риолиты нормальной щелочности. Среди пород Манга-

Таблица 2. Химический состав магматических пород Тытыльвеевской и Мангазейской впадин. Содержания петрогенных оксидов приведены в мас. %, элементов-примесей – в г/т.

№ пробы	W08	1668-0600	1136-1790	0748-1743	0994-0751	0211-1562	W05	W06	W18	0345-0834	0368-0817
Тытыльвеевская впадина											
Порода	Андезит	Андезит	Андезит	Тр.-анд.-базальт	Тр.-анд.-базальт	Риолит	Риолит	Игн-т риолита	Игн-т риолита	Игн-т риолита	Игн-т риолита
Коорд. °С.Ш.	67.738	67.629	67.678	67.643	67.662	67.594	67.654	67.660	67.723	67.604	67.606
°В.Д.	169.094	169.039	169.064	169.055	168.820	169.017	168.845	168.849	168.974	168.845	168.841
SiO ₂	61.68	58.10	56.67	54.14	54.66	76.79	77.65	71.39	71.43	76.58	76.22
TiO ₂	0.84	0.70	0.86	0.90	0.85	0.08	0.08	0.26	0.38	0.11	0.14
Al ₂ O ₃	16.92	18.21	17.06	17.70	17.82	14.72	13.17	14.58	14.83	13.14	13.11
Fe ₂ O ₃	7.14	5.39	8.09	8.53	5.86	0.75	1.51	3.64	2.62	0.98	1.18
MnO	0.174	0.067	0.124	0.156	0.090	0.011	0.038	0.041	0.077	0.040	0.042
MgO	1.46	1.93	2.97	3.86	6.60	0.20	0.08	0.27	0.73	0.07	0.21
CaO	1.54	3.60	6.98	5.94	6.04	0.01	0.63	1.53	2.36	0.65	0.79
Na ₂ O	2.92	3.45	2.28	2.92	3.61	0.16	5.63	4.67	3.64	3.24	3.08
K ₂ O	4.79	4.59	2.70	2.74	2.29	4.49	0.95	1.74	2.77	4.33	4.30
P ₂ O ₅	0.25	0.19	0.19	0.24	0.22	<0.02	0.05	0.05	0.10	<0.02	0.03
п.п.п.	1.86	3.41	1.81	2.53	1.55	2.62	0.08	1.65	0.66	0.74	0.77
Сумма	99.57	99.64	99.73	99.66	99.59	99.83	99.87	99.82	99.60	99.88	99.87
Cs	6.4	9.8	2.7	3.0	13.5	12.5	2.0	5.7	11.6	7.0	7.3
Rb	103	158	78	67	161	113	20	60	91	182	183
Ba	1576	981	742	833	1035	171	150	261	1780	56	121
Th	7.5	15.4	8.9	6.5	12.4	10.0	15.4	12.7	7.8	20.7	24.3
U	2.6	4.6	3.2	4.4	4.8	14.1	2.6	4.0	2.1	7.9	8.2
Nb	8.8	6.4	5.6	4.6	7.7	10.2	6.8	8.4	3.3	7.4	6.3
Ta	0.53	0.38	0.39	0.35	0.50	1.26	0.75	0.45	0.20	0.94	0.64
La	24.2	19.0	17.9	16.5	27.4	2.2	3.8	21.9	19.2	15.9	22.5
Ce	50.6	40.9	38.5	36.1	55.9	4.9	16.4	46.7	32.8	32.4	40.4
Pb	28.7	17.6	15.8	16.5	25.1	16.1	8.3	7.5	17.5	14.7	24.3
Pr	7.0	5.4	5.0	4.7	7.0	0.7	1.9	6.5	3.6	3.7	4.4
Sr	261	428	387	456	543	12	56	88	263	17	55
Nd	27.6	21.9	21.0	19.0	26.3	2.6	6.0	26.0	12.7	11.8	13.8
Zr	289	214	127	108	168	101	83	329	150	102	98
Hf	5.5	4.5	3.0	2.5	3.1	2.8	1.9	5.3	1.4	2.1	1.7
Sm	5.5	4.5	4.6	4.1	5.1	0.7	0.9	5.3	2.1	2.0	2.4
Eu	2.4	1.4	1.5	1.6	1.8	0.1	0.1	0.8	1.5	0.1	0.2
Gd	7.2	5.4	5.1	4.8	6.8	0.7	1.8	6.4	3.5	2.9	3.4
Tb	0.87	0.66	0.72	0.69	0.75	0.08	0.16	0.75	0.32	0.31	0.37
Dy	4.4	3.3	4.1	3.8	3.5	0.5	0.7	3.9	1.5	1.6	1.9
Y	20.3	15.9	20.8	19.0	16.6	1.7	4.0	21.2	8.2	8.9	11.1
Ho	0.91	0.69	0.85	0.76	0.67	0.08	0.15	0.82	0.30	0.32	0.39
Er	2.8	2.1	2.5	2.3	2.1	0.3	0.5	2.7	1.0	1.1	1.3
Tm	0.40	0.27	0.36	0.32	0.26	0.04	0.08	0.42	0.14	0.17	0.20
Yb	2.7	2.0	2.4	2.1	1.8	0.3	0.6	3.1	1.0	1.2	1.3
Lu	0.41	0.30	0.34	0.34	0.26	0.05	0.10	0.47	0.16	0.19	0.21

Таблица 2. Продолжение

№ пробы	1354-1447	0417-1800	W03	W12	W13	0345-1823	0286-1603	0392-1803	0828-0620	1431-2045
	Тытыльвеемская впадина									
Порода	Игн-т риолита	Игн-т дацита	Грано-диорит	Кв. диорит	Кв. диорит	Грано-сиенит	Грано-сиенит	Грано-сиенит	Грано-сиенит	Гранос.-порфир
Коорд. °С.Ш.	67.696	67.613	67.596	67.664	67.662	67.607	67.601	67.611	67.647	67.705
°В.Д.	168.981	169.071	168.728	168.806	168.818	169.077	169.026	169.072	168.790	169.122
SiO ₂	74.17	63.63	64.64	59.65	58.74	69.69	68.78	68.63	66.40	65.69
TiO ₂	0.26	0.53	0.50	0.91	1.08	0.35	0.36	0.45	0.53	0.22
Al ₂ O ₃	13.70	16.44	17.83	17.10	17.18	16.05	16.54	16.27	16.23	17.98
Fe ₂ O ₃	1.77	4.94	3.03	6.58	7.32	2.12	2.24	2.34	3.27	2.14
MnO	0.035	0.099	0.064	0.101	0.106	0.055	0.066	0.067	0.072	0.041
MgO	0.56	1.84	1.68	2.81	2.79	0.49	0.35	0.65	1.25	0.31
CaO	0.74	5.15	3.79	5.45	5.95	1.26	1.39	2.05	3.28	3.36
Na ₂ O	2.98	2.22	4.55	2.85	2.79	4.53	4.66	4.59	3.12	3.68
K ₂ O	4.59	3.42	2.42	3.05	3.04	4.14	4.20	4.03	4.32	4.42
P ₂ O ₅	0.06	0.17	0.19	0.25	0.25	0.09	0.10	0.14	0.18	0.05
п.п.п.	0.89	1.08	1.03	0.94	0.48	0.98	1.06	0.51	1.08	1.66
Сумма	99.76	99.52	99.72	99.69	99.73	99.76	99.75	99.73	99.73	99.55
Cs	10.4	8.0	1.7	15.3	8.9	5.1	7.5	10.4	10.4	7.5
Rb	194	112	43	112	110	101	88	116	186	139
Ba	526	491	616	776	736	785	789	810	664	1645
Th	23.4	22.0	5.0	9.3	7.4	15.6	11.5	8.8	21.5	18.9
U	5.3	7.2	1.1	2.4	2.7	2.8	1.7	2.5	3.8	4.5
Nb	4.8	7.0	3.9	8.7	9.0	8.8	8.3	6.1	8.7	7.2
Ta	0.46	0.53	0.26	0.49	0.59	0.69	0.64	0.46	0.76	0.54
La	19.3	22.6	13.9	26.4	20.7	16.4	16.1	16.9	28.0	62.2
Ce	35.6	46.6	26.6	56.0	44.2	32.4	20.7	33.6	58.7	123.0
Pb	26.3	14.4	14.0	13.3	17.4	12.2	10.7	40.9	28.3	39.9
Pr	4.0	6.0	3.4	7.4	5.9	4.5	4.5	4.2	7.4	14.9
Sr	165	396	398	379	384	79	94	147	271	338
Nd	13.5	22.6	13.0	28.9	24.0	16.9	16.8	15.7	27.7	53.2
Zr	155	173	112	195	132	267	278	294	167	230
Hf	2.4	2.1	0.8	1.0	0.8	2.9	2.1	2.3	2.0	2.2
Sm	2.4	4.4	2.3	5.8	5.1	3.3	3.1	3.0	5.3	8.6
Eu	0.7	1.1	1.0	1.6	1.6	0.9	0.9	1.1	1.3	2.4
Gd	3.3	5.5	3.2	7.7	6.8	4.3	4.2	4.3	7.0	13.2
Tb	0.36	0.68	0.36	0.91	0.86	0.54	0.53	0.48	0.77	1.25
Dy	1.8	3.4	1.6	4.5	4.5	3.0	2.9	2.4	3.6	5.0
Y	9.8	18.5	8.3	21.0	22.6	14.9	13.7	12.0	16.9	23.6
Ho	0.39	0.72	0.34	0.87	0.90	0.64	0.60	0.50	0.65	0.95
Er	1.2	2.2	1.1	2.6	2.7	2.0	1.9	1.5	2.1	3.2
Tm	0.18	0.32	0.14	0.35	0.37	0.29	0.26	0.23	0.27	0.39
Yb	1.3	2.1	0.9	2.3	2.5	2.0	2.0	1.6	1.8	2.6
Lu	0.20	0.30	0.13	0.33	0.37	0.31	0.29	0.23	0.26	0.36

Таблица 2. Окончание

№ пробы	М6798-3337	М6868-3499	М3756-7925	М4283-7643	М6602-3446	М7466-3440	М3784-7595	М6635-3517
	Мангазейская впадина							
Порода	Базальт	Базальт	Базальт	Базальт	Базальт	Трахи-базальт	Трахи-базальт	Трахи-базальт
Коорд. °С.Ш.	67.293	67.300	67.395	67.371	67.276	67.353	67.365	67.279
°В.Д.	163.454	163.491	163.545	163.669	163.480	163.474	163.553	163.496
SiO ₂	48.91	52.74	49.88	50.17	53.42	50.41	52.23	52.53
TiO ₂	0.97	0.93	0.74	0.97	0.85	1.05	1.08	0.66
Al ₂ O ₃	20.25	15.70	18.71	17.87	18.11	18.37	18.44	16.89
Fe ₂ O ₃	10.06	7.02	8.97	8.70	8.06	7.50	7.17	6.79
MnO	0.247	0.116	0.111	0.119	0.119	0.136	0.131	0.161
MgO	4.27	3.29	4.04	4.43	2.51	4.44	3.33	7.22
CaO	9.12	10.26	8.93	6.92	8.15	9.47	7.86	5.61
Na ₂ O	2.57	2.87	3.07	3.49	3.15	3.77	3.28	3.49
K ₂ O	0.37	0.34	0.68	1.05	1.55	1.27	2.61	1.69
P ₂ O ₅	0.18	0.18	0.34	0.27	0.19	0.44	0.53	0.25
п.п.п.	2.65	4.99	3.77	4.39	1.73	2.20	2.55	3.53
Сумма	99.60	98.44	99.24	98.38	97.84	99.06	99.21	98.82
Cs	2.1	0.6	0.9	0.5	2.6	1.3	1.3	5.2
Rb	6	4	14	21	19	18	53	34
Ba	477	372	599	561	552	955	1051	1024
Th	0.5	0.4	0.6	2.2	0.6	2.1	4.8	3.1
U	0.3	0.2	0.3	0.9	0.3	1.0	1.9	1.6
Nb	3.8	2.9	1.8	2.6	3.1	4.7	5.6	3.4
Ta	0.22	0.15	0.07	0.12	0.14	0.22	0.31	0.19
La	7.2	6.5	10.0	11.9	7.0	17.9	20.0	14.3
Ce	16.1	14.5	24.4	27.0	16.5	40.3	43.6	30.7
Pb	17.6	101.7	17.6	16.9	10.3	146.3	28.8	40.2
Pr	2.2	1.9	3.5	3.7	2.3	5.4	5.7	3.8
Sr	551	548	799	735	526	1065	628	506
Nd	9.8	9.1	15.9	16.5	10.4	22.8	23.5	15.5
Zr	59	49	39	59	41	59	135	99
Hf	1.8	1.7	0.6	2.2	0.4	1.7	3.6	2.7
Sm	2.4	2.2	3.4	3.8	2.6	4.4	4.9	3.1
Eu	1.2	1.0	1.5	1.5	1.2	1.9	1.9	1.4
Gd	2.7	2.5	4.2	4.5	2.9	5.5	5.4	3.6
Tb	0.48	0.44	0.61	0.64	0.50	0.71	0.78	0.51
Dy	2.6	2.4	2.9	3.0	2.8	3.1	3.7	2.4
Y	14.8	13.6	15.8	16.4	16.1	15.8	19.4	13.6
Ho	0.52	0.48	0.60	0.62	0.57	0.58	0.70	0.47
Er	1.6	1.4	1.8	1.8	1.7	1.7	2.2	1.4
Tm	0.22	0.20	0.25	0.26	0.24	0.23	0.29	0.21
Yb	1.6	1.4	1.7	1.8	1.7	1.7	2.1	1.5
Lu	0.20	0.19	0.21	0.23	0.23	0.20	0.27	0.20

Таблица 3. Результаты определения U-Pb возраста цирконов из вулканитов тытыльвеемской свиты.

№ анализа	U, г/т	Th, г/т	Th/U	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} (\pm 2\sigma)$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} (\pm 2\sigma)$	Возраст, млн лет ($\pm 2\sigma$)
T05-13 , лава дацита (нижняя подсвита тытыльвеемской свиты); 67.78768° с.ш., 168.64399° в.д.						
T05-13-1	380	101	0.27	0.1284 \pm 0.0182	0.0190 \pm 0.0013	120.6 \pm 7.1
T05-13-2	274	90	0.33	0.1270 \pm 0.0174	0.0188 \pm 0.0011	119.1 \pm 5.1
T05-13-3	253	84	0.33	0.1285 \pm 0.0210	0.0192 \pm 0.0013	122.5 \pm 7.2
T05-13-4	368	141	0.38	0.1288 \pm 0.0188	0.0192 \pm 0.0016	121.8 \pm 7.5
T05-13-7	252	80	0.32	0.1317 \pm 0.0194	0.0195 \pm 0.0018	123.0 \pm 10.0
T05-13-14	296	85	0.29	0.1265 \pm 0.0191	0.0190 \pm 0.0017	121.7 \pm 9.8
T05-13-17	223	63	0.28	0.1327 \pm 0.0213	0.0197 \pm 0.0016	125.2 \pm 8.7
T05-24 , кристаллокластический игнимбрит риолита (средняя подсвита тытыльвеемской свиты); 67.64044° с.ш., 169.21095° в.д.						
T05-24-1c	101	46	0.46	0.1208 \pm 0.0153	0.0182 \pm 0.0010	116.2 \pm 4.1
T05-24-3	121	40	0.33	0.1265 \pm 0.0120	0.0188 \pm 0.0010	119.7 \pm 3.3
T05-24-5	54	23	0.44	0.1282 \pm 0.0136	0.0187 \pm 0.0010	116.8 \pm 4.4
T05-24-7	49	15	0.31	0.1284 \pm 0.0167	0.0184 \pm 0.0015	113.3 \pm 6.7
T05-24-10	58	14	0.24	0.1224 \pm 0.0152	0.0184 \pm 0.0011	118.1 \pm 4.8

зейской впадины преобладают нормальнощелочные калий-натровые базальты и андезибазальты, небольшую часть изученной выборки составляют трахибазальты и андезиты. Андезиты Тытыльвеемской депрессии отличаются от близких по содержанию SiO₂ пород Мангазейской впадины немного большей титанистостью и повышенным калий-натровым отношением (см. рис. 5А, И).

В целом, вулканиты раннемеловых впадин мезозой не обнаруживают существенных отличий состава от пород ОЧВП, следуя типичному тренду окраинно-континентальных магматических провинций (см. рис. 5). Лишь некоторые из проанализированных образцов на диаграммах выходят за границы поля Охотско-Чукотского пояса. Например, единичные пробы базальтов Мангазейской впадины выделяются пониженными содержаниями титана и железа, некоторые андезибазальты и андезиты Тытыльвеемской структуры – повышенными содержаниями магния, риолиты – пониженной щелочностью и т.д. Разброс содержаний TiO₂ в базальтах значителен, от 0.4 до 1.5%. Высокомагнезиальные базальты в изученной выборке отсутствуют, среднее содержание MgO для пород с 48–53% SiO₂ составляет около 6%. На дискриминационной диаграмме Миясино [42] (см. рис. 5К) точки базальтов и андезибазальтов Мангазейской впадины выстраиваются вдоль границы полей толеитовой и известково-щелочной серий. Андезиты Мангазейской и Тытыльвеемской впадин по уровню

железистости соответствуют известково-щелочной серии.

Кварцевые диориты малых интрузивных тел Тытыльвеемской впадины по составу практически идентичны андезитам той же структуры, а граносиениты крупного Илirianейского массива, напротив, не имеют ясно выраженных изверженных аналогов. Специфическими особенностями граносиенитов являются повышенная общая щелочность (при умеренном калий-натровом отношении) и повышенные содержания Al₂O₃ при пониженных Fe₂O₃ и MgO (см. рис. 5Б–Г, З, И).

Породам Тытыльвеемской и Мангазейской впадин, как и вулканитам ОЧВП, свойственны все главные геохимические признаки пород субдукционных обстановок: повышенные отношения КИЭ/ВЗЭ и КИЭ/РЗЭ, относительное обеднение Ta и Nb и обогащение Pb (см. рис. 6). Андезиты Тытыльвеемской впадины характеризуются максимальными для изученной выборки содержаниями несовместимых элементов. La/Yb отношение в них варьирует от 7.5 до 9.5, Nb/Ta – от 13.2 до 16.8 (что ниже значения, принятого для хондритового эталона [50]). Породы Мангазейской структуры по распределению содержаний элементов-примесей подобны вулканитам ОЧВП, но имеют некоторые отличительные особенности (например, резко повышенное содержание Pb; в половине проб – пониженные содержания Th, U, Ta). Отношение La/Yb в базитах Мангазейской впадины составляет от 4.1 до 10.5, Nb/Ta – от 17.7 до 26.6 (выше хондритового).

Дискриминационные диаграммы не позволяют уверенно судить о тектонической обстановке, в которой формировались вулканиты Тытыльвеевской и Мангазейской впадин. Например, на диаграмме $Ti/Y-Zr/Y$ [45] точки указанных вулканитов располагаются в поле внутриплитных пород, а на диаграмме $Th-Hf-Ta$ [58] – в поле базальтов вулканических дуг (см. рис. 7А, Б).

Кремнекислые вулканиты Тытыльвеевской впадины геохимически подобны андезитам той же структуры, отличаясь пониженными содержаниями Ва и тяжелых РЗЭ (см. рис. 6А, В). При этом содержания средних РЗЭ в риолитах немного ниже, чем тяжелых ($Du_N/Yb_N < 1$), что обусловило вогнутую форму графиков на РЗЭ-диаграмме (см. рис. 6Б). Несмотря на общее сходство, различия в величине отношений Nb/Ta и Zr/Hf в андезитах и риолитах (см. рис. 7В) показывают, что эти группы пород не связаны генетически. Некоторые пробы риолитов резко обеднены Sr и Eu, вероятно, вследствие фракционирования значительной массы плагиоклаза.

Малые интрузивные тела кварцевых диоритов тоже сходны с андезитами содержаниями элементов-примесей, но выделяются резко пониженными концентрациями Hf и вследствие этого – максимальными для всей выборки Zr/Hf отношениями (см. рис. 6В, 7В). Граносиениты Илirianейского плутона по геохимическим характеристикам ближе к риолитам Тытыльвеевской структуры, чем к андезитам. К их отличительным особенностям можно отнести повышенные концентрации всех несовместимых литофильных элементов, а также сравнительно слабо выраженные минимумы содержаний Eu и Ва.

В целом, вулканиты Тытыльвеевской и Мангазейской впадин геохимически подобны магматическим породам субдукционных обстановок, в особенности – вулканитам поясов андийского типа, в петрогенезе которых также нередко участвуют сравнительно обогащенные мантийные источники [1, 24, 57]. Данный факт указывает на некоторую инертность магматических систем, сохраняющих особенности состава, типичные для субдукционных магм, после перехода к обстановке, близкой к внутриплитной.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

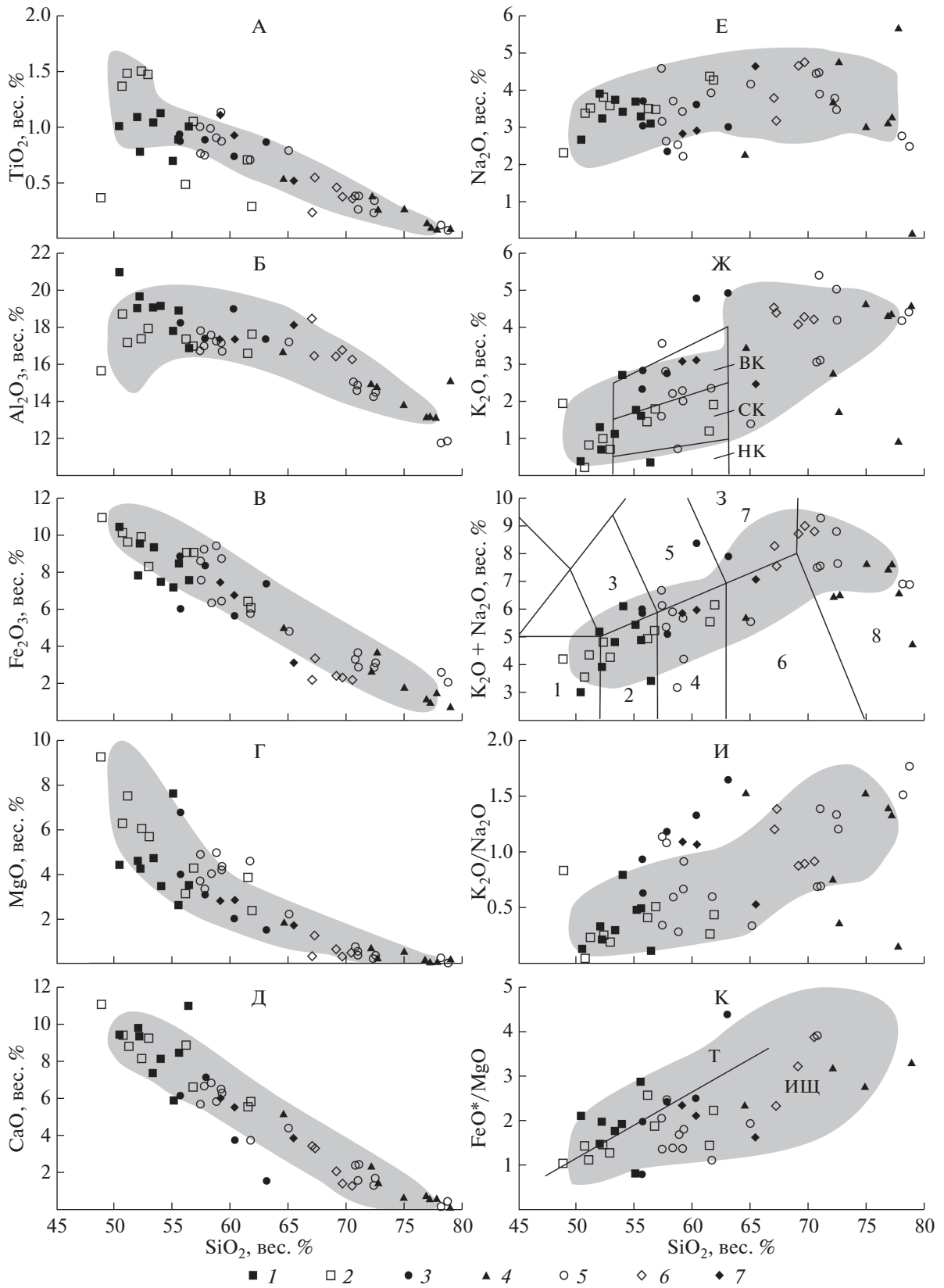
Результаты U-Pb датирования цирконов, выделенных из вулканитов тытыльвеевской свиты, представлены в табл. 3. Для проанализированных образцов получены конкордантные даты (рис. 8). Возраст обр. T05-13, представляющего нижнюю подсвиту указанного стратона, составил 121.4 ± 2.8 млн лет (СКВО = 0.19, вероятность 0.66), а возраст обр. T05-24 (средняя подсвита) – 118.0 ± 2.0 млн лет (СКВО = 0.59, вероятность 0.44). Полученные результаты в пределах аналитической погрешности совпадают с результатами SHRIMP U-Pb датирования пород рудного поля Двойное [2]: 120.4 ± 1.0 млн лет для рудовмещающих трахиандезидацитов и 118 ± 1 млн лет для субконкордантного кластера цирконов из порудной дайки. В совокупности, доступные данные подтверждают предположение об аптском возрасте тытыльвеевской свиты [8] и опровергают тезис о синхронном формировании данного стратона и нижних стратиграфических подразделений ОЧВП [10, 26]. Кроме того, вывод о различном возрасте вулканитов Тытыльвеевской впадины и ОЧВП согласуется с различиями в степени их деформации.

Полученные результаты в пределах аналитической погрешности перекрываются с SHRIMP U-Pb возрастными цирконов из постколлизийных гранитоидов Анюйской зоны (от 112.4 ± 1.6 до 116.9 ± 2.5 млн лет [39]). Синхронность и пространственная сопряженность гранитоидных тел и непрерывно дифференцированных вулканитов предполагают их генетическую связь. Вероятно, канельвеевская толща, идентичная тытыльвеевской свите по составу (бимодальная андезит-риолитовая серия) и занимающая аналогичную структурную позицию, является продуктом того же магматического события. Аптские гранитоиды и вулканиты трассируют осевую часть Анюйской зоны, образуя полосу не менее 400 км длиной (см. рис. 1). Представленные данные являются основанием для предположения о существовании на территории Западной Чукотки глубоко эродированного вулcano-плутонического пояса аптского возраста. По названию наиболее сохранного фрагмента было предложено именовать этот пояс Тытыльвеевским [21].

Рис. 5. Вариационные петрохимические диаграммы для меловых вулканитов Западной Чукотки.

1–2 – вулканиты мангазейской толщи: 1 – данная работа, 2 – данные [15, 16]; 3–5 – вулканиты тытыльвеевской свиты: 3 – среднего и основного состава, 4 – кислого состава, 5 – данные [13]; 6, 7 – плутонические породы, интрузирующие тытыльвеевскую свиту: 6 – граносиениты и граносиенит-порфиры Илirianейского плутона, 7 – гранодиорит-порфиры и кварцевые диорит-порфиры мелких тел. Серой заливкой показано поле вулканитов северной части Анадырского сегмента ОЧВП (>97% из 402 анализов [53]).

Индексы полей на диаграммах: SiO_2-K_2O [32]: НК – низкокальциевые, СК – среднекальциевые, ВК – высококальциевые серии; $SiO_2-K_2O + Na_2O$ [29]: 1 – базальты, 2 – андезибазальты, 3 – трахиандезибазальты, 4 – андезиты, 5 – трахиандезиты, 6 – дациты, 7 – трахидациты, 8 – риолиты и трахириолиты; $SiO_2 - FeO^*/MgO$ [42]: Т – толеитовая серия, ИЩ – известково-щелочная серия



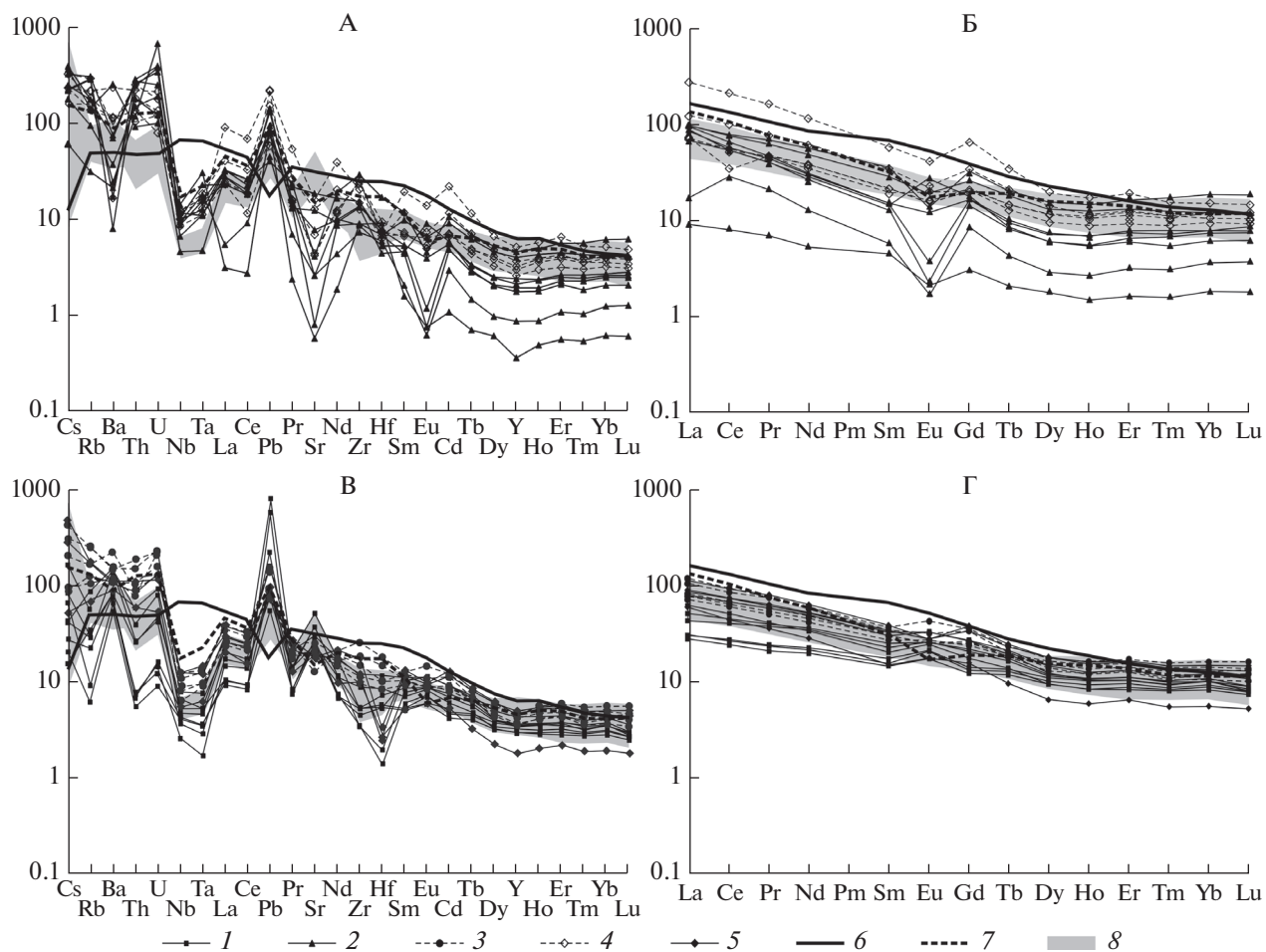


Рис. 6. Спайдер-диаграммы для меловых вулканитов Западной Чукотки. А, В – мультиэлементные диаграммы, содержания нормированы на состав примитивной мантии [50]; Б, Г – РЗЭ-диаграммы, содержания нормированы на состав хондрита CI [50]. А, Б – кремнекислые породы, В, Г – породы среднего и основного состава. 1 – мангазейская толща; 2–3 – тытыльвеевская свита; 2 – породы кислого состава, 3 – породы среднего и основного состава; 4 – граносиениты и граносиенит-порфиры Илirianейского плутона; 5 – гранодиорит-порфиры и кварцевые диорит-порфириты мелких тел; 6 – средний состав базальтов океанических островов (ОИВ; [50]); 7 – средний состав верхней континентальной коры [47]; 8 – поле состава средних и основных вулканитов Анадырского сегмента ОЧВП [33, 53]

О глубине эрозии указанной магматической провинции можно судить, во-первых, по присутствию мощных, в сотни метров, зон роговиков с биотитом, кордиеритом и андалузитом при гранитоидных плутонах, интрузирующих тытыльвеевскую свиту [13]. Подобные ореолы свойственны массивам мезозоны, кристаллизующимся на глубинах от 6 до 16 км, в зависимости от величины теплового потока [27]. Во-вторых, отмечено присутствие в вулканитах нижней части разреза Тытыльвеевской впадины типоморфных минералов пренит-пумпеллиитовой фации метаморфизма, устойчивых на глубинах не менее 5 км [20, 41].

Доказано присутствие субаэральных вулканитов аптского возраста среди геологических ком-

плексов Новосибирских островов [35], где они, также с несогласием, перекрывают смятые в складки породы триаса и юры. Таким образом, минимальная оценка протяженности Тытыльвеевского пояса (или, возможно, цепочки нескольких синхронно сформированных вулканических ареалов) может быть увеличена с 400 до 1400 км. Если допустить, что и прочие наложенные вулканогенные впадины Анюйской и Олойской зон также связаны с аптским событием, то соответствующая магматическая провинция охватывает территорию 450×400 км только в пределах рассматриваемых структурных зон (см. рис. 1). Вероятно, ареалы аптского вулканизма протягиваются дальше на северо-запад, под кайнозойский чехол

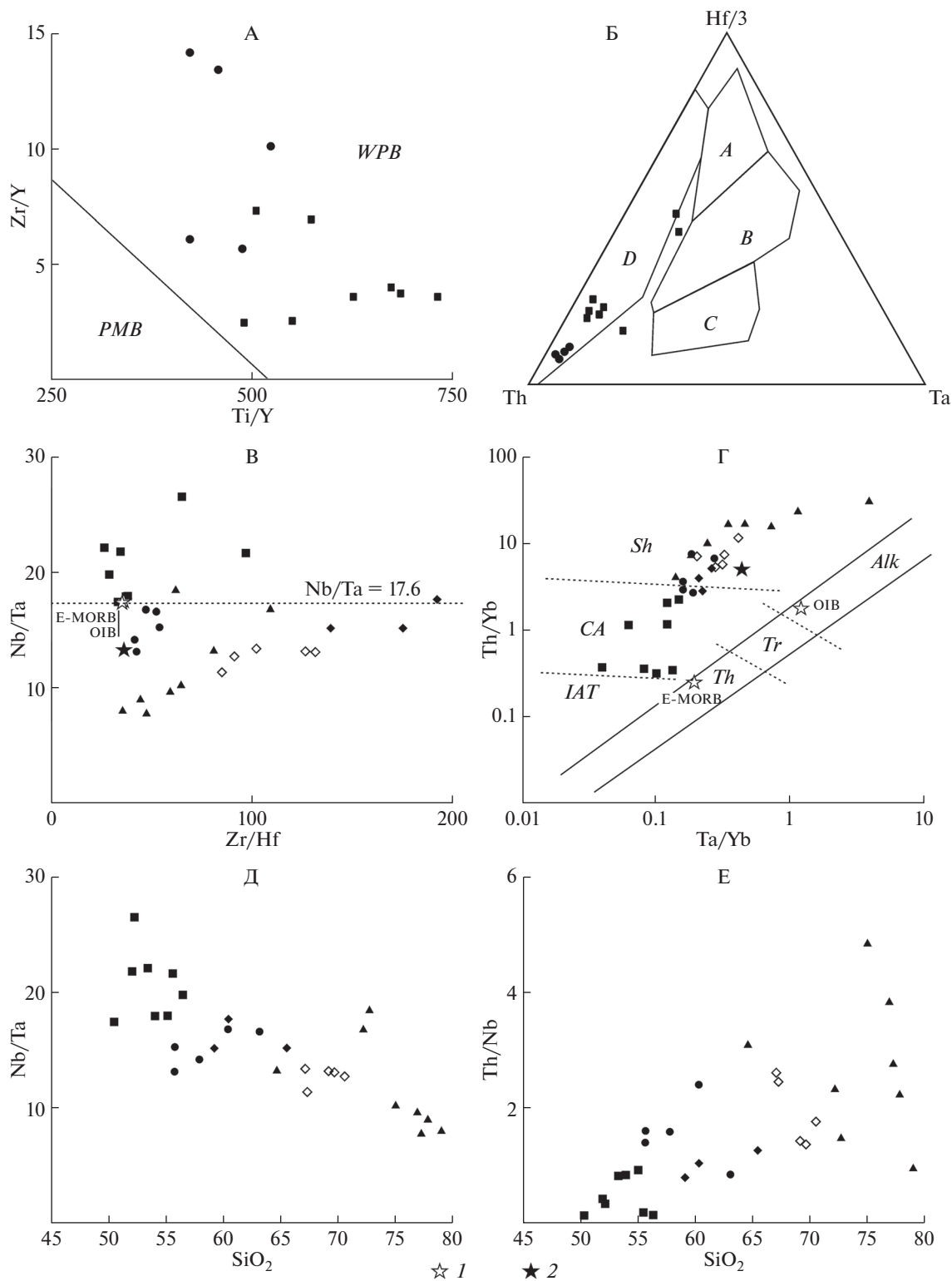


Рис. 7. Геохимические диаграммы для раннемеловых вулканитов Западной Чукотки. А – Ti/Y–Zr/Y [45], Б – Th–Hf/3–Ta (Б) [58], В – Zr/Hf–Nb/Ta, Г – Th/Yb–Ta/Yb [44], Д – SiO₂–Nb/Ta, Е – SiO₂–Th/Nb. Индексы полей: WPB – внутриплитные базальты, PMB – базальты прочих геохимических типов; А – N-MORB, В – E-MORB и внутриплитные толеиты, С – внутриплитные щелочные базальты, D – базальты вулканических дуг; IAT – толеиты островных дуг, CA – известково-щелочные серии, Sh – шошонитовые серии, Th – толеиты срединно-океанических хребтов, Tr – субщелочные внутриплитные серии и переходные серии срединно-океанических хребтов, Alk – щелочные внутриплитные серии. 1 – средние составы E-MORB и OIB [50], 2 – средний состав верхней континентальной коры [47]. Прочие условные обозначения см. рис. 5

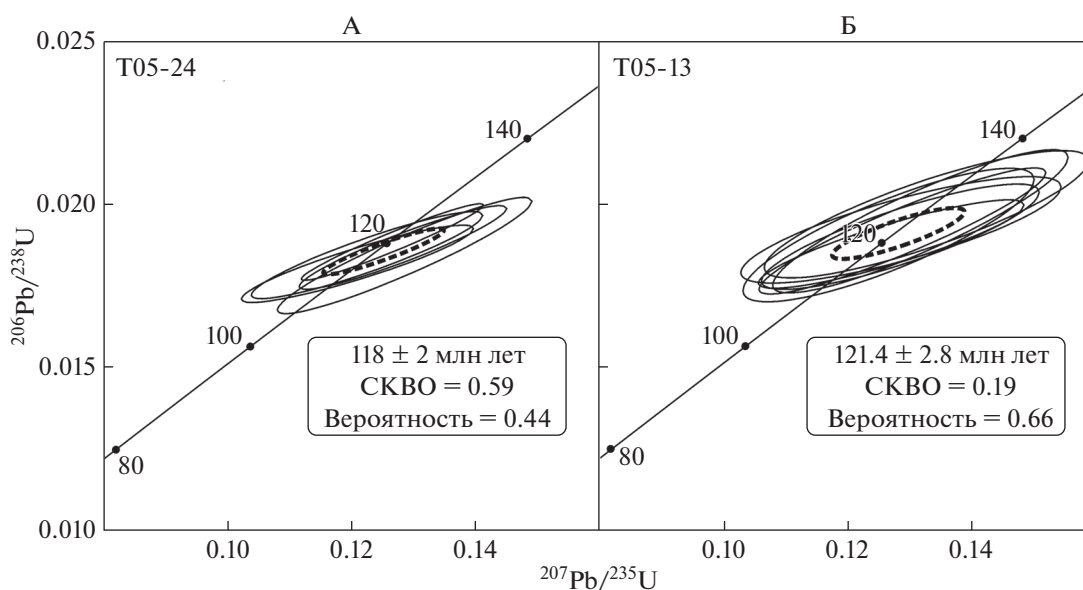


Рис. 8. Диаграммы с конкордией для цирконов, извлеченных из вулканитов тытыльвеевской свиты

Колымской впадины. Кроме того, некоторые ареалы вулканитов, отнесенных к комплексам ОЧВП, занимают структурную позицию, идентичную таковой наложенных впадин мезозойд. В частности, многие из этих ареалов контролируются разрывами северо-западного простирания, резко дискордантного с простиранием Анадырского сегмента ОЧВП (см. рис. 1). Эти ареалы полностью или частично могут быть генетически связаны не с Охотско-Чукотским поясом, а с более древними вулканическими провинциями.

Предположение авторов, допускающее синхронное или почти синхронное формирование раннемеловых наложенных впадин мезозойд Анойской и Олойской зон, не противоречит достоверно установленным возрастам геологических комплексов. Аптским веком датированы талалахский и намындыканский плутонические комплексы, интрузивы которых распространены в южной части Олойской зоны [25] (см. рис. 1), а также некоторые из вулканогенных стратонтов, перечисленных в табл. 1. Примерно тот же возраст (124–120 млн лет, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метод) получен и для некоторых магматических комплексов к западу от Колымской депрессии, в районе Северного пояса Якутии [36]. Для большинства толщ, несогласно перекрывающих структуры мезозойд Олойской зоны, надежные обоснования возраста отсутствуют. Уверенно можно судить лишь о постготеривском возрасте этих образований, исходя из факта их налегания на смятые в складки отложения готерива с морской фауной.

Доступные на данный момент сведения не позволяют датировать вулканиты Мангазейской

впадины с точностью до яруса. Однако изохронный Rb-Sr возраст диоритов, прорывающих мангазейскую толщу (117 ± 12 млн лет; [7]) вместе с данными о возрасте растительных остатков (вторая половина раннего мела, [15]) подтверждают предположение о формировании мангазейской толщи в аптское время. Таким образом, несмотря на различия в составе пород, вероятна связь Тытыльвеевской и Мангазейской структур с одним и тем же вулканическим событием.

На диаграмме Th/Yb–Ta/Yb (см. рис. 7Г) точки изученных пород основного состава располагаются выше линии мантийной корреляции. Несмотря на относительно низкую мобильность тория в водном флюиде, подобная ситуация обычно интерпретируется как следствие флюидного приноса крупноионных элементов в область магмообразования в мантии [24, 57]. В качестве альтернативы рассматривается возможность контаминации базитовых магм веществом коры (указанные сценарии не являются взаимоисключающими). Судя по величине Nb/Ta отношения в базальтах, повышенного относительно хондритового (см. рис. 7В), в петрогенезе участвовал материал неистощенной мантии. Широкие вариации этого отношения (от 17.5 до 26.6) отражают неоднородный состав мантийного протолита.

Кремнекислые магматические породы, составляя до половины общего объема Тытыльвеевской впадины, по всей вероятности, большей своей частью являются производными коровых анатектических магм. Разброс значений некоторых индикаторных отношений (La/Yb, Th/Nb и др.) в изученных кремнекислых породах мож-

но интерпретировать как следствие геохимической неоднородности протолита, однако к тем же результатам может привести и фракционирование фаз – носителей редких элементов в кислых магмах [51]. Процессы смешения мантийных и коровых магм, вполне ожидаемые в подобной обстановке, отражены в трендах, показывающих зависимость между содержанием SiO_2 и отношениями несовместимых элементов с близкими значениями коэффициента распределения (см. рис. 7Д, Е).

В контексте существующих плейт-тектонических реконструкций [9, 12, 43] Тытыльвеевский вулкано-плутонический пояс не мог быть провинцией андийского типа, поскольку к аптскому веку океан Анюй-Ангаючам уже прекратил свое существование. Возраст коллизии Чукотского блока с окраиной Сибирского континента определяется, в частности, возрастом последних складчатых деформаций в Южно-Анюйской зоне (готеривбаррем – [18, 19, 35, 39, 49]). Судя по относительно слабым деформациям вулканитов аптских впадин и массивным текстурам аптских гранитоидов [39], эти породы формировались после максимума коллизии. Наличие пологих складок в вулканитах свидетельствует о накоплении вулканогенных толщ на фоне затухающего сжатия. На это также указывают различия в глубине эрозии комплексов Тытыльвеевской впадины и перекрывающих их вулканитов ОЧВП.

В целом можно констатировать, что магматическая активность наложенных впадин Анюйской и Олойской зон имеет постколлизивную природу. Ареалы магматизма такого рода широко распространены в фанерозойских подвижных поясах Земли (напр., [28, 31, 48, 57]). Общими чертами подобных магматических провинций являются угловое несогласие в подошве вулканогенных комплексов, а также особенности состава пород, переходные от надсубдукционных к внутриплитным. Указанные признаки в полной мере свойственны вулканитам Тытыльвеевской и Мангазейской впадин.

Для объяснения причин постколлизивного (позднеорогенного, эпиорогенного) магматизма, в зависимости от регионального контекста, предлагаются различные модели, а также их возможные сочетания. Наибольшей популярностью пользуются четыре модели: гравитационного коллапса орогена [30], деламинации субдукционного слэба или нижней гранулитовой коры [34, 38], рифтогенеза под воздействием внешних тектонических сил [31, 56], влияния мантийных плюмов [57]. При существующей фактической базе сложно отдать предпочтение какой-либо из этих моделей. Можно лишь отметить, что ни Тытыльвеевская, ни Мангазейская впадины не имеют ясно выраженных геологических признаков рифтогенных

структур, поэтому третья из перечисленных моделей в данном случае менее предпочтительна.

ВЫВОДЫ

1. На территории мезозойд Анюйской и Олойской зон, а также в районе современного архипелага Новосибирских островов в аптском веке сформированы мощные (до нескольких километров) толщи субаэральных вулканитов и серия гранитоидных плутонов. Реликты аптских магматических комплексов, занимающих сходную структурную позицию, прослеживаются вдоль осевой части Анюйской складчатой зоны на всем ее протяжении, а также выявлены в районе архипелага Новосибирских островов. Таким образом, общая протяженность данной магматической провинции составляет не менее 1400 км. Возможно распространение проявлений аптского магматизма и на более обширной площади.

2. Аптские вулканогенные толщи накапливались в постколлизивной обстановке. Между аптским магматическим событием и началом формирования ОЧВП происходили тектонические процессы, сопровождавшиеся общим подъемом с амплитудой не менее первых километров – по крайней мере, в пределах Анюйской зоны, где аптские вулканиты подверглись глубокой эрозии.

3. В составе магм, изверженных в ходе аптского вулканического события, особенности, свойственные образованиям субдукционных обстановок, выражены ярче, чем геохимические признаки внутриплитного режима.

Благодарности. Авторы признательны С.Д. Соколову и М.В. Лучицкой за содержательные и конструктивные замечания. Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ (09-05-01197, 16-05-00146) и программы СОЕ-21 JSPS (Center of Excellence for the 21st Century, Japanese Society for the Promotion of Science).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Акинин В.В., Миллер Э.Л. Эволюция известково-щелочных магм Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Петрология. 2011. Т. 19. № 2. С. 1–42.
2. Акинин В.В., Томсон Б., Ползуненков Г.О. U-Pb и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование магматизма и минерализации на золоторудных месторождениях Купол и Двойное // Изотопное датирование геологических процессов: новые результаты, подходы и перспективы. Материалы VI Российской конференции по изотопной геохронологии. СПб.: ИГГД РАН, 2015. С. 19–21.
3. Афицкий А.И., Пальмский Б.Ф. Опорные разрезы айнахкургенской и чимчемеельской свит (нижний мел) в верховьях реки Большого Анюя // Палеомагнитная и биостратиграфическая характеристика некоторых опорных разрезов мезозоя и кай-

- нозоя севера Дальнего Востока. Труды СВКНИИ АН СССР. Вып. 37. Магадан, 1970. С. 100–113.
4. *Белый В.Ф.* Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1977. 190 с.
 5. *Белый В.Ф.* Геология Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. 76 с.
 6. *Журавлев Г.Ф., Баранов М.А., Казьмин С.С.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000 (второе поколение). Листы R-59-XXXI, XXXII и Q-59-I, II. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000.
 7. *Комарова Я.С., Костицын Ю.А., Николаев Ю.Н.* Rb-Sr возраст диорит-порфира Аскет из Мангазейского интрузивного комплекса, Центральная Чукотка // Тезисы докладов IX Международной школы наук о Земле им. Л.Л. Перчука. Одесса: ОНУ им. И.И. Мечникова, 2013. С. 79–83.
 8. *Котляр И.Н., Русакова Т.Б.* Меловой магматизм и рудоносность Охотско-Чукотской области: геолого-геохронологическая корреляция. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2004. 152 с.
 9. *Лобковский Л.И., Вержбицкий В.Е., Кононов М.В., Шрейдер А.А., Гарагаш И.А., Соколов С.Д., Тучкова М.И., Котелкин В.Д., Верниковский В.А.* Геодинамическая модель эволюции Арктического региона в позднем мезозое–кайнозое и проблемы внешней границы континентального шельфа России // Арктика. Экология и экономика. 2011. № 1. С. 104–115.
 10. *Мальшиева Г.М., Исаева Е.П., Тихомиров Ю.Б., Вяткин Б.В.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Чукотская. Лист Q-59 – Марково. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2012. 226 с.
 11. *Паракецов К.В., Паракецова Г.И.* Стратиграфия и фауна верхнеюрских и нижнемеловых отложений Северо-Востока СССР. М.: Недра, 1989. 306 с.
 12. *Парфенов Л.М.* Континентальные окраины и островные дуги мезозой Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука. 1984. 192 с.
 13. *Пьянков А.Я.* Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Серия Анюйско-Чаунская. Лист Q-59-I, II. Объяснительная записка (ред. Гельман М.Л.). Ленинград: ВСЕГЕИ, 1980. 100 с.
 14. *Радзивилл А.Я., Палымский Б.Ф.* Стратиграфия нижнемеловых континентальных образований Анюйско-Анадырского междуречья // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1972. Вып. 20. С. 141–151.
 15. *Сенотрусов А.Г.* Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000, лист Q-58-VII, VIII. Серия Олойская. Объяснительная записка (ред. Паракецов К.В.). Ленинград: ВСЕГЕИ, 1981. 87 с.
 16. *Сенотрусов А.Г.* Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000, листы Q-57-V, VI; Q-58-I, II (г. Конус). Серия Олойская. Объяснительная записка (ред. Панычев И.А.). М.: ВСЕГЕИ, 1988. 129 с.
 17. *Соколов С.Д.* Очерки тектоники Северо-Востока Азии // Геотектоника. 2010. № 6. С. 60–78.
 18. *Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л., Ганелин А.В., Подгорный И.И.* Покровная тектоника Южно-Ануйской сuture (Западная Чукотка) // ДАН. 2001. Т. 376. № 1. С. 80–84.
 19. *Соколов С.Д., Тучкова М.И., Ганелин А.В., Бондаренко Г.Е., Лейер П.* Тектоника Южно-Ануйской сuture (Северо-Восток Азии) // Геотектоника. 2015. № 1. С. 5–30.
 20. *Спирidonов Э.М., Гриценко Ю.Д.* Эпигенетический низкоградный метаморфизм и Co-Ni-Sb-As минерализация в Норильском рудном поле. М.: Научный мир, 2009. 218 с.
 21. *Тихомиров П.Л., Калинина Е.А., Кобаяси К., Накура Э.* Тытыльвеевский вулканоплутонический пояс – раннемеловая магматическая провинция Северо-Восточной Азии // Геология полярных областей Земли. Материалы XLII тектонического совещания. Т. II. М.: ГЕОС, 2009. С. 239–241.
 22. *Умитбаев Р.Б.* Охотско-Чаунская металлогеническая провинция. М.: Наука, 1986. 286 с.
 23. *Филатова Н.И.* Периокеанические вулканогенные пояса. М.: Недра, 1988. 264 с.
 24. *Фролова Т.И., Бурикова И.А.* Магматические формации современных геодинамических обстановок. М.: Изд-во МГУ, 1997. 320 с.
 25. *Фурман О.А.* Легенда Олойской серии листов Государственной геологической карты РФ масштаба 1 : 200 000. Билибино: Анюйское ГГП, 1999.
 26. *Черепанова И.Ю., Тиболов И.В.* Легенда Анюйско-Чаунской серии листов Государственной геологической карты РФ масштаба 1 : 200 000. Певек: ЗАО ЧГП, 1998.
 27. *Buddington A.F.* Granite emplacement with special reference to North America // Geological Society of America Bulletin. 1959. Vol. 70. P. 671–748.
 28. *Chiu H.-Y., Chung S.-L., Zarrinkou M.H., Mohammedi S.S., Khatib M.M., Iizuka Y.* Zircon U-Pb age constraints from Iran on the magmatic evolution related to Neotethyan subduction and Zagros orogeny // Lithos. 2013. Vol. 162–163. P. 70–87.
 29. A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks / compiled by R.W. Le Maître. Oxford: Blackwell. 1989. 193 p.
 30. *Dewey J.* Extensional collapse of orogens // Tectonics. 1988. Vol. 7. P. 1123–1139.
 31. *Dickinson W.R.* The Basin and Range province as a composite extensional domain // International Geology Review. 2002. Vol. 44. P. 1–38.
 32. *Gill J.B.* Orogenic Andesites And Plate Tectonics. N.Y.: Springer, 1981. 390 p.

33. *Kalinina E.A.* Comprehensive geochemical study of the volcanic rocks of the northern part of the Cretaceous Okhotsk-Chukotka Volcanic Belt (NE Russia), and its implications for geodynamic models. PhD thesis. Institute for Study of the Earth's Interior (ISEI), Okayama University at Misasa, Japan, 2007. 237 p.
34. *Kay R.W., Kay M.S.* Creation and destruction of the lower continental crust // *Geologische Rundschau*. 1991. Vol. 80. P. 259–278.
35. *Kuzmichev A.B.* Where does the South Anyui suture go in the New Siberian Islands and Laptev Sea?: Implications for kinematics of the Amerasia Basin Opening // *Tectonophysics*. 2009. Vol. 463. P. 86–108.
36. *Layer P.W., Newberry R., Fujita K., Parfenov L., Trunilina V., Bakharev A.* Tectonic setting of the plutonic belts of Yakutia, northeast Russia, based on $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology and trace element geochemistry // *Geology*. 2001. Vol. 29. № 2. P. 167–170.
37. *Ludwig K.R.* ISOPLOT. Version 2.3. Berkeley Geochronology Center. Special Publication 1a. 2000.
38. *Meissner R., Mooney W.* Weakness of the lower continental crust: a condition for delamination, uplift, and escape // *Tectonophysics*. 1998. Vol. 296. № 1. P. 47–60.
39. *Miller E.L., Katkov S.M., Strickland A., Toro J., Akinin V.V., Dumitru T.A.* Geochronology and thermochronology of Cretaceous plutons and metamorphic country rocks, Anyui-Chukotka fold belt, North East Arctic Russia // *Geology and Tectonic Origins of Northeast Russia: A Tribute to Leonid Parfenov*. Stephan Mueller Spec. Publ. 2009. Ser. 4. P. 157–175.
40. *Miller E.L., Verzhbitsky V.E.* Structural studies near Pevek, Russia: implications for formation of the East Siberian Shelf and Makarov Basin of the Arctic Ocean // *Geology and Tectonic Origins of Northeast Russia: A Tribute to Leonid Parfenov*. Stephan Mueller Spec. Publ. 2009. Ser. 4. P. 223–241.
41. *Miyashiro A.* Evolution of metamorphic belts // *Journal of Petrology*. 1961. Vol. 2. P. 277–311.
42. *Miyashiro A.* Volcanic rock series in island arcs and active continental margins // *Am. J. Sci.* 1974. Vol. 274. P. 321–355.
43. *Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H., Norton I.O., Khanchuk A.I., Stone D.B., Scotese C.R., Scoll D.W., Fujita K.* Phanerozoic tectonic evolution of the Circum-North Pacific. US Geological Survey Professional paper. 2001. Vol. 1626. 122 p.
44. *Pearce J.A.* Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries / Thorpe R.S. (ed.) *Andesites*. N.Y.: Wiley and Sons, 1982. P. 525–548.
45. *Pearce J.A., Gale G.H.* Identification of ore-deposition environment from trace element geochemistry of associated host rocks // *Geol. Soc. Spec. Publ.* 1977. Vol. 7. P. 14–24.
46. Permo-Carboniferous magmatism and rifting in Europe / Wilson M., Neumann E.-R., Davies G.R., Timmerman M.J., Heeremans M., Larsen B.T. (eds) // *Geol. Soc. London. Spec. Publ.* 2004. Vol. 223. 488 p.
47. *Rudnick R.L., Gao S.* Composition of the continental crust / Holland H.D., Turekian K.K. (eds.). *Treatise on Geochemistry*. Amsterdam: Elsevier, 2004. Vol. 3. P. 1–64.
48. *Seghedi I., Maţenco L., Downes H., Mason P.R.D., Szakács A., Pécskay Z.* Tectonic significance of changes in post-subduction Pliocene-Quaternary magmatism in the south east part of the Carpathian-Pannonian Region // *Tectonophysics*. 2011. Vol. 502. Issue 1–2. P. 146–157.
49. *Sokolov S.D., Bondarenko G.Ye., Layer P.W., Kravchenko-Berezhnoy I.R.* South Anyui suture: tectono-stratigraphy, deformations, and principal tectonic events // *Geology and Tectonic Origins of Northeast Russia: A Tribute to Leonid Parfenov*. Stephan Mueller Spec. Publ. 2009. Ser. 4. P. 201–221.
50. *Sun S.-S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / Saunders A.D., Norry M.J. (eds.) *Magmatism in the Ocean Basin* // *Geol. Soc. Spec. Publ.* 1989. Vol. 42. P. 313–345.
51. *Tikhomirov P.L., Kalinina E.A., Kobayashi K., Nakamura E.* Late Mesozoic silicic magmatism of the North Chukotka area (NE Russia): age, magma sources, and geodynamic implications // *Lithos*. 2008. Vol. 105. P. 329–346.
52. *Tikhomirov P.L., Kalinina E.A., Moriguti T., Makishima A., Kobayashi K., Cherepanova I.Yu., Nakamura E.* The Cretaceous Okhotsk-Chukotka Volcanic Belt (NE Russia): geology, geochronology, magma output rates, and implications on the genesis of silicic LIPs // *J. Volcan. Geoth. Res.* 2012. Vol. 221–222. P. 14–32.
53. *Tikhomirov P.L., Kalinina E.A., Moriguti T., Makishima A., Kobayashi K., Nakamura E.* Trace Element and Isotopic Geochemistry of Cretaceous Magmatism in NE Asia: Spatial Zonation, Temporal Evolution, and Tectonic Controls // *Lithos*. 2016. Vol. 264. P. 453–471.
54. *Tuchkova M.I., Sokolov S.D., Khudoley A.K., Verzhbitsky V.E., Hayasaka Y., Moiseev A.V.* Permian and Triassic deposits of Siberian and Chukotka passive margins: sedimentation setting and provenances // *ICAM VI. Proceedings of the International Conference on Arctic Margins VI*. Fairbanks, Alaska, May 2011. VSEGEI, 2014. P. 61–96.
55. *Usui T., Kobayashi K., Nakamura E.* U-Pb isotope systematics of micro-zircon inclusions: implications for the age and origin of eclogite xenolith from the Colorado Plateau // *Proceedings of the Japan Academy*. 2002. Vol. 78. P. 1–56.
56. *Wang D., Shu L.* Late Mesozoic basin and range tectonics and related magmatism in Southeast China // *Geoscience Frontiers*. 2012. Vol. 3. Iss. 2. P. 109–124.
57. *Wilson M.* *Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach*. Springer, 2007. 466 pp.
58. *Wood D.A.* The application of a Th–Hf–Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1980. Vol. 50. P. 11–30.

Postcollision Magmatism of Western Chukotka and Early Cretaceous Tectonic Rearrangement of Northeastern Asia

P. L. Tikhomirov^{a, *}, V. Yu. Prokof'ev^b, I. A. Kal'ko^a, A. V. Apletalin^a, Yu. N. Nikolaev^a,
K. Kobayashi^c, and E. Nakamura^c

^a*Moscow State University, Geological Faculty, Leninskie gory 1, Moscow, 119992 Russia*

^b*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Staromonetnyi per. 35, Moscow, 119017 Russia*

^c*Institute for Planetary Materials, Okayama University, Yamada 827, Misasa, Tottori 682-0193, Japan*

**e-mail: petr_tikhomirov@mail.ru*

Received March 26, 2016

Abstract—The paper presents new data on the isotopic age and chemical composition of volcanic rocks from the Tytyl'veem and Mangazeya basins of western Chukotka superposed on Mesozooids of the Verkhoyansk–Chukotka Fold Region. The results of SIMS U–Pb zircon dating (121.4 ± 2.8 and 118.0 ± 2.0 Ma) corroborate the Aptian age of the Tytyl'veem Formation. This age, in turn, indicates its formation after closure of the South Anyuy ocean (Neocomian), but before origination of the Okhotsk–Chukotka Belt (Albian–Campanian). Postcollision Aptian igneous rocks are widespread in the northern Verkhoyansk–Chukotka Fold Region; the extent of the corresponding igneous province is no less than 1400 km. In geochemical characteristics, the postcollision volcanic rocks do reveal no basic difference from rocks occurring in Andean-type igneous belts.

Keywords: Early Cretaceous Epoch, postcollision magmatism, geochronology, geochemistry, Verkhoyansk–Chukotka region, western Chukotka